

## САПФИРИНСОДЕРЖАЩИЕ ГРАНУЛИТЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА

© 2019 г. А. Д. Ножкин<sup>a, b, \*</sup>, И. И. Лиханов<sup>a, \*\*</sup>, К. А. Савко<sup>c, \*\*\*</sup>,  
А. А. Крылов<sup>a, \*\*\*\*</sup>, П. А. Серов<sup>d, \*\*\*\*\*</sup>

<sup>a</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН  
Россия, 630090 Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3

<sup>b</sup>Новосибирский национальный исследовательский государственный университет  
Россия, 630090 Новосибирск, ул. Пирогова, 1

<sup>c</sup>Воронежский государственный университет,  
Россия, 394006 Воронеж, Университетская пл., 1

<sup>d</sup>Геологический институт КНЦ РАН  
Россия, 184209 Апатиты, ул. Ферсмана, 14

e-mail: \*nozhhkin@igm.nsc.ru; \*\*likh@igm.nsc.ru; \*\*\*ksavko@geol.vsu.ru;  
\*\*\*\*krylov@igm.nsc.ru; \*\*\*\*\*serov@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 23.01.2018 г.

После доработки 18.06.2018 г.

Принята к публикации 19.06.2018 г.

Представлены результаты детального изучения минерального и химического состава, геотермобарометрии и U-Pb изотопного датирования циркона высокоглиноземистых сапфиринсодержащих кристаллосланцев, ассоциирующих с биотит-гранат-силлиманитовыми гнейсами, гиперстен-двуполевошпатовыми и высококалиевыми гиперстеновыми ортогнейсами, повышеннотитанистыми и субщелочными метабазитами, относящимися к килегирской толще далдынской серии Анабарского щита. В отличие от известных гранулитов далдынской и верхнеанабарской серий породы данной ассоциации обогащены K, Rb, Ba, Th, легкими РЗЭ, отличающимися повышенным  $(La/Yb)_n$ . По результатам геотермобарометрии установлены *P-T* параметры формирования и эволюции сапфиринсодержащих гранулитов Анабарского щита с пиковыми значениями УНТ метаморфизма в диапазоне  $T = 920–1000^{\circ}\text{C}$  при  $P = 9–11$  кбар. Изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о полиметаморфической истории этих пород. Ядра детритовых кристаллов циркона характеризуются возрастами около 3.36, 2.75, 2.6 и 2.5 млрд лет, более поздние преобразования кластогенного циркона в каймах фиксируются рубежами 2.4, 2.3, 2.2. и 1.8 млрд лет. Время формирования глиноземистых метаосадочных и ассоциирующих с ними метамагматических пород можно оценить в интервале от 2.5 до 2.4 млрд лет. В качестве потенциального источника сноса для обломочных цирконов рассматриваются гиперстеновые плагиогнейсы и метабазиты далдынской серии с дометаморфическим возрастом не моложе 3.3 млрд лет, продукты их метаморфизма на рубеже около 2.7 млрд лет и возможно пока не выявленные в регионе Na-K граниты возрастом около 2.6–2.5 млрд лет, известные на других щитах и обогащенные радиоактивными (K, Th, U) и редкими элементами. Дополнительным источником обломочного материала при формировании глиноземистых осадков могли быть ассоциирующие с ними двуполевошпатовые магматические породы риолитового состава, имеющие одинаковый с ними модельный возраст.

**Ключевые слова:** петрогеохимия, минеральный состав, геотермобарометрия, кластогенные цирконы, U-Pb возраст, сапфиринсодержащие гранулиты, Анабарский щит

DOI: 10.31857/S0016-7525645486-502

### ВВЕДЕНИЕ

Древнейшие гранулитовые комплексы, широко представленные на щитах и в кристаллическом основании платформ, дают ценную информацию о составе, росте и степени преобразования континентальной коры, сформированной на ранних этапах развития Земли (Нож-

кин, Туркина, 1993; Тарни, 1980). Анабарский щит является северным выступом кристаллического фундамента Сибирского кратона, окаймленного пологозалегающими терригенными отложениями верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Преобладающая часть его площади представлена породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации, объединяе-

мыми в далдынскую и верхнеанабарскую серии архейского и хапчанскую серию раннепротерозойского возраста (Архей..., 1988). Далдынская и верхнеанабарская серии сложены преимущественно гиперстеновыми плагиогнейсами и подчиненными двупироксен-плагиоклазовыми сланцами (метабазитами). Среди них встречаются горизонты кварцитов, местами прослои глиноземистых сланцев и кальцифиров. Хапчанская серия включает метаосадочные гранатовые гнейсы, прослои метакarbonатных пород и редкие горизонты гиперстеновых плагиогнейсов и метабазитов (Вишневский, Турченко, 1986). Вдоль зон глубинных разломов развит раннепротерозойский ламуйский комплекс амфиболитовой фации, возникший за счет переработки архейских гранулитов, включающий анортозиты, тектониты, мигматиты, граниты.

U-Pb возраст исходного субстрата гиперстеновых плагиогнейсов далдынской серии не менее 3.32 млрд лет, а гранулитового метаморфизма 2.7 и 1.97 млрд лет (Бибилова и др., 1988; Розен, 1990). В последнее время в биотит-гиперстеновых кристаллосланцах далдынской серии центральной части Анабарского щита выявлены цирконы с U-Pb возрастом (SHRIMP II) 3012 млн лет (Гусев и др., 2012). Магматическая природа их подтверждена Sm-Nd и Lu-Hf изотопными данными (Сергеева и др., 2017). Общая совокупность цирконов из коровых ксенолитов, локализованных в пределах далдынского террейна, имеет архейские Hf модельные возраста в диапазоне от 3.65 до 3.11 млрд лет (Shatsky et al., 2018), протолиты карбонатно-гнейсовой ассоциации хапчанской серии были сформированы в интервале 2.4–2.0 млрд лет назад (Розен, 1990; Журавлев, Розен, 1991) и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации 1.97 млрд лет назад (Розен, 1990). Эти данные указывают на принадлежность формаций Анабарского щита к одним из древнейших образований Земли и о полицикличности процессов их эволюции, что требует подтверждений новыми изохронными данными по другим разновидностям кристаллических пород анабарского гранулитового комплекса.

В этой связи особый интерес представляет исследование высокоглиноземистых кристаллосланцев с сапфирином, являющихся диагностической ассоциацией для проявления ультравысокотемпературного (УНТ) метаморфизма, который имеет значение для понимания процессов эволюции нижней коры и корово-мантийного взаимодействия (Harley, 2004). Проявления этого метаморфизма в региональном плане сви-

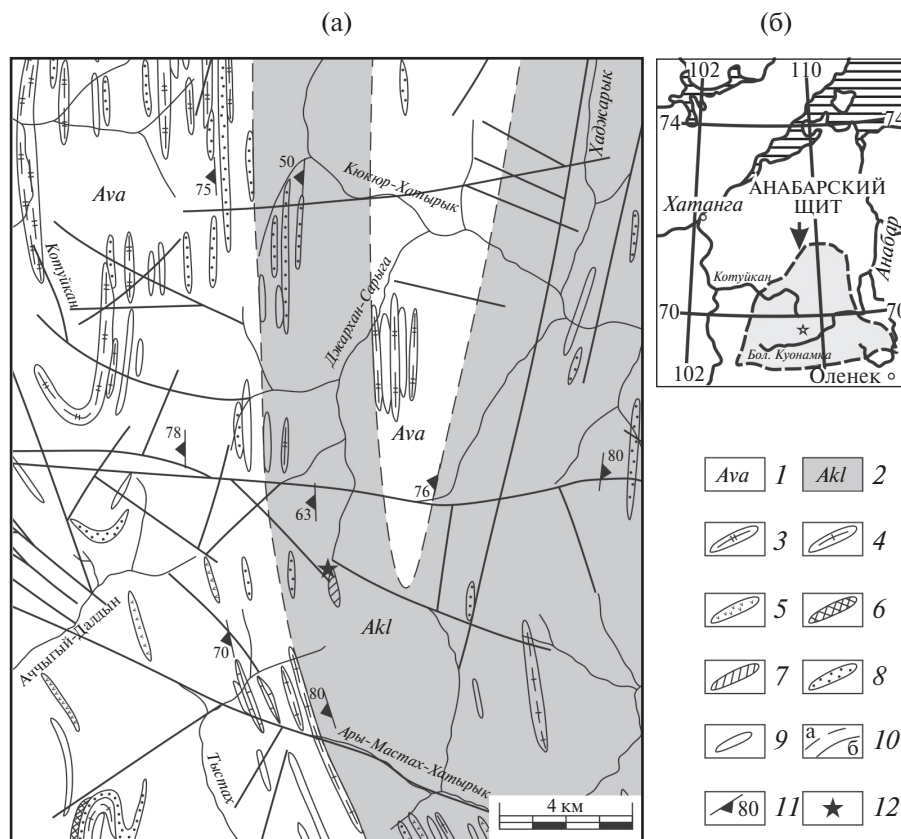
детельствуют о наличии в пределах нижней коры аномально разогретых зон, которые не учитываются в современных тектонических и реологических моделях.

В статье представлены результаты изучения петрогеохимического состава сапфиринсодержащих кристаллосланцев, геотермобарометрии и U-Pb изотопного датирования циркона из этих пород, позволившие получить новые аргументы для подтверждения их седиментационной природы, оценки предельного возраста протолита и источников сноса, а также времени и *P-T* параметров метаморфизма.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ САПФИРИНСОДЕРЖАЩИХ КРИСТАЛЛОСЛАНЦЕВ

Нами изучена область развития метаморфических пород в центральной части Анабарского щита у истоков левых притоков рек Кюкюр-Хатырык и Котуйкан (рис. 1). В районе исследований гранулитовый комплекс представлен гиперстеновыми плагиогнейсами, гиперстеновошпатовыми гнейсами и высококалийными их разностями (чарнокитоидами), а также редкими маломощными прослоями глиноземистых гранат-, силлиманит- и кордиеритсодержащих пород (Ножкин, Туркина, 1993). Около 1/4 разреза слагают пластовые тела разнообразных метабазитов, среди которых преобладают гиперстен- и двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, реже встречаются роговообманковые амфиболиты и линзообразные тела и небольшие массивы среднезернистых двупироксен-плагиоклазовых метадiorитов, метагаббро-диоритов и пироксенитов. Весь этот комплекс пород относится к наиболее древним образованиям щита — далдынской и верхнеанабарской сериям (Вишневский, Турченко, 1986).

Сапфиринсодержащие кристаллосланцы подробно изучены в разрезе, вскрытом в верховьях р. Джархан-Сарыга. Здесь в скальных обнажениях на склонах цирка наблюдается чередование прослоев (0.2–1.0 м) гиперстен-двуполевошпатовых гнейсов дацит-риолитового состава и двупироксен-плагиоклазовых метабазитов с более мощными (1–4 м) горизонтами высококалийных ( $K_2O = 2.6–6.0$  мас.%) и высококориевых ( $Th = 60–90$  г/т) гиперстен-двуполевошпатовых гнейсов (чарнокитоидов), а также маломощными прослоями глиноземистых гранатсодержащих гнейсов и высокоглиноземистых биотит-гранат-силлиманитовых и биотит-гипер-



**Рис. 1.** (а) Геологическая схема истоков рек Котуйкан и Кюкюр-Хатырак, составленная с использованием (Геологическая карта..., 1975), и (б) положение Анабарского щита в Сибирском кратоне (звездочкой показаны область развития изученных сапфиринодержущих гранулитов и место отбора проб).

1 — верхнеанабарская серия (Ava): гиперстеновые плагиогнейсы с пачками гранатовых, силлиманит-кордиерит-гранатовых, салитовых гнейсов; горизонты кварцитов, пироксен-плагиоклазовых, амфибол-пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, прослои кальцифиров, графит- и сапфиринодержущих пород; 2 — килегирская толща далдынской серии (Akl): двупироксеновые, гиперстеновые плагиогнейсы, пироксен-плагиоклазовые и амфибол-пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, прослои кварцитов, магнетитовых сланцев, гранатовых, силлиманитовых, сапфиринодержущих сланцев, салитовых биотит-роговообманковых плагиогнейсов и кальцифиров; 3 — биотит-пироксен-роговообманковые плагиогнейсы; 4 — гранатовые, биотит-гранатовые, гиперстен-гранатовые гнейсы; 5 — пироксен-плагиоклазовые, амфибол-пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы; 6 — биотит-силлиманитовые, силлиманит-кордиеритовые гнейсы; 7 — сапфиринодержущие породы; 8 — кварциты; 9 — гиперстеновые граниты, лейкограниты, жильные; 10 — геологические границы предполагаемые (а), тектонические нарушения (б); 11 — залегание кристаллизационной сланцеватости и углы падения; 12 — место отбора пробы сапфиринодержущего сланца для петрогеохимических и изотопно-геохронологических исследований.

стен-кордиерит-сапфириновых кристаллосланцев (рис. 2). Среди них развиты единичные пласты полевошпатовых кварцитов и низкокальциевых ( $K_2O < 2$  мас.%) гиперстеновых плагиогнейсов — наиболее характерных пород для архейских гранулитов других районов Анабарского щита. Все эти породы залегают без видимых структурных несогласий, образуют так называемый полосчатый гранулитовый комплекс, соответствующий килегирской толще далдынской серии архея (Геологическая карта..., 1975; Розен, 1990). Гнейсы, глиноземистые и основные гиперстен-плагиоклазовые кристаллосланцы и чарнокитоиды пересечены дайками субщелочных метабазитов,

метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (Розен, Сычкина, 1990).

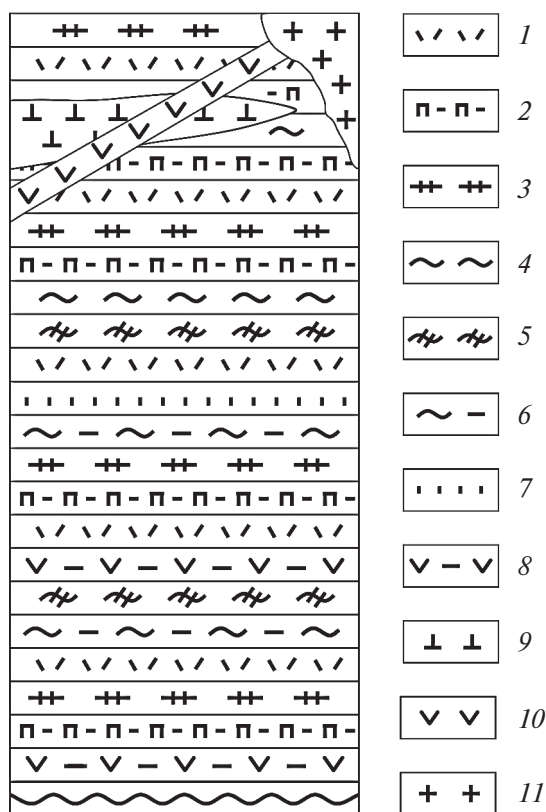
## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание главных и редких элементов в породах определены в Центре коллективного пользования ИГМ СО РАН рентгенофлуоресцентным методом на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Пределы обнаружения редкоземельных и высокотоксичных элементов от 0.005 до

0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2–7 отн. % (Лиханов и др., 2018).

Химический состав минеральных фаз определен на рентгеноспектральном микроанализаторе Jeol-JXA-8100 в ИГМ СО РАН с использованием стандартных процедур, описанных в (Likhanov, Santosh, 2017).

Выделение цирконов для U-Pb изотопных исследований проведено по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации, разделения в тяжелых жидкостях и ручном отборе зерен под бинокулярным микроскопом



**Рис. 2.** Литологическая колонка наиболее представительных типов пород, вскрытых в скальных обнажениях на склонах цирка в верховьях первого левого притока р. Джархан-Сарыга.

1 – гнейсы гиперстен-двуполевошпатовые, 2 – кристаллические сланцы двупироксен-плаггиоклазовые (метабазиты), 3 – ортогнейсы гиперстен-двуполевошпатовые высококальциевые и высокотермические (чарнокитоиды), 4 – гнейсы биотит-гранатовые, 5 – кристаллические сланцы биотит-гиперстен-кордирит-сапфириновые, 6 – кристаллические сланцы биотит-гранат-силлиманитовые, 7 – кварциты, полевошпатовые кварциты, 8 – плаггиогнейсы гиперстенные, 9 – метагаббро-диориты, метадiorиты, 10 – метабазиты субщелочные из даек, 11 – граниты, субщелочные лейкограниты, пегматоидные образования.

(Лиханов, 2018). Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов осуществлялось в проходящем и отраженном свете, а также по катодолюминесцентным изображениям.

U-Pb изотопное датирование цирконов осуществлено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург, аналитик Ларионов А.Н.) по принятой методике (Williams, 1998). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Обработка полученных данных выполнена с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). Изотопные U-Pb отношения нормализованы на значение 0.0668, соответствующее стандарту циркона TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне  $1\sigma$ , погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне  $2\sigma$ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISO-PLOT (Ludwig, 1999).

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты, аналитик П.А. Серов) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan Mat (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент по методике, описанной в работе (Баянова, 2004). Среднее значение отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте JNdi-1 за период измерений составило  $0.512090 \pm 13$  ( $n=9$ ). Ошибка в  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношениях составляет 0.3% ( $2\sigma$ ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR-2 (Raczek et al., 2003). Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе менее 0.003%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 3 нг, по Sm – 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd –  $\pm 0.5\%$ , изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  –  $\pm 0.2\%$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  –  $\pm 0.003\%$  ( $2\sigma$ ). Изотопные отношения были нормализованы по отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , а затем пересчитаны на отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте JNdi-1 = 0.512115 (Tanaka et al., 2000). При расчете модельных возрастов  $T_{\text{DM}}$  использованы современные значения CHUR по (Bouvier et al., 2008) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1960$ ) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ ).



## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

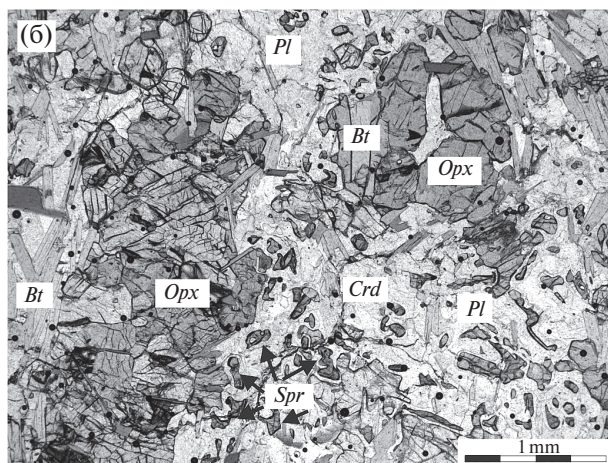
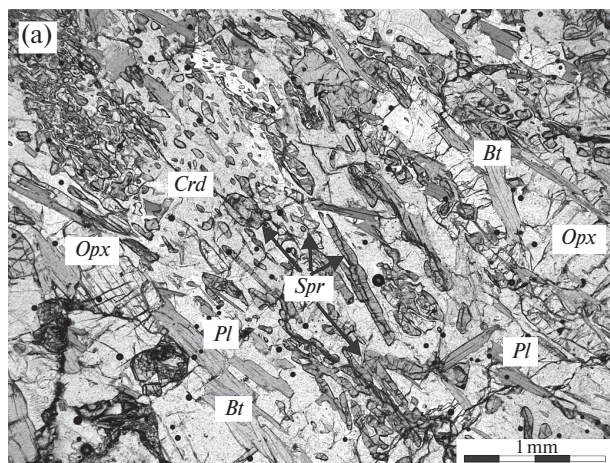
Сапфиринсодержащие кристаллосланцы — это среднекристаллические породы пятнистого облика, обусловленного неравномерным распределением агрегатов темного биотита, буровато-черного гиперстена и светло-синего сапфирина. Агрегаты сапфирина, гиперстена и биотита часто погружены в кордиеритовый матрикс, субпараллельно ориентированы, подчеркивая кристаллизационную сланцеватость (гнейсовидность) (рис. 3). Минеральный состав сапфиринсодержащих кристаллосланцев в среднем представлен (в об.%) биотитом (10–15), сапфирином (20–30), кордиеритом (30–35), гиперстеном (10–15), плагиоклазом (5–10), незначительной примесью силлиманита, изредка граната, калиевого полевого шпата-пертита, акцессорного циркона. В разных шлифах количественно-минералогический состав существенно изменяется, что видно из нижеприводимого описания отдельных шлифов.

Шлиф А-28-88. Количественно-минералогический состав (в об.%): биотит — 30–35, сапфирин — 30, кордиерит 35–40, гиперстен — 5. Биотит наблюдается в виде агрегатов размером до 10–5 мм, состоящих из пластинок (чешуек) (0.5–2 мм), плеохроирующих в светло-желтых и зеленовато-желтых тонах. Биотит совершенно свежий, чистый, без включений. Сапфирин образует небольшие гнезда, состоящие из отдельных узких удлинённых табличек размером от 0.1 до 1.5 мм, плеохроирующих от темно-синего по Ng до бесцветного по Np; угол погасания в скрещенных николях  $CNg = 8^\circ$ . Агрегаты биотита

и сапфирина погружены в матрикс кордиерита. В кордиерите находятся единичные мелкие зерна на гиперстена с весьма неровными краями, что производит впечатление реликтового от замещения кордиеритом минерала.

Шлиф А-68-88. Количественно-минералогический состав (в об.%): биотит — 10–15, сапфирин — 15–20, кордиерит — 40–45, гиперстен — 30. Гиперстен образует крупные (до 3 мм) таблитчатые зерна, плеохроирующие в светло-розовых тонах. Биотит — пластинки (0.2–0.5 мм), сапфирин — таблички (0.5–1 мм). Все эти минералы субпараллельно ориентированы, подчеркивая кристаллизационную сланцеватость (гнейсовидность) и погружены в кордиеритовую минеральную массу. Зерна гиперстена и сапфирина часто с неровными, бухтообразными ограничениями (краями); создается впечатление, что эти минералы разъедаются кордиеритом. Порядок кристаллизации минералов (судя по идиоморфизму и структурным признакам) таков: гиперстен → сапфирин → биотит → кордиерит. Кордиерит в скрещенных николях весьма неоднородный (по двупреломлению), пятнистый (от белого до серого), изредка наблюдаются полисинтетические двойники. Гиперстен образует не только таблички, но и округлые зональные зерна с пестрой цветной интерференционной окраской. Местами в шлифе наблюдаются тонкозернистые агрегаты (срастания) — гиперстена, сапфирина и кордиерита.

В другом шлифе А-68-88 отмечаются крупнотаблитчатый гиперстен, а также сапфирин, биотит, кордиерит, аналогичные по структуре, что и в предыдущем шлифе. Главное, здесь



**Рис. 3.** Микрофотографии петрографических шлифов, показывающие взаимоотношения минералов в сапфиринсодержащих гранулитках: (а, обр. А-28-88) — с субпараллельной ориентировкой минералов, подчеркивающей кристаллизационную сланцеватость (гнейсовидность); (б, обр. А-68-88) — агрегаты минералов погружены в кордиеритовый матрикс.

присутствует минерал, похожий на корнерупин, характеризующийся высоким преломлением и повышенным (до светло-желтого  $\sim 0.12$ ) дву-преломлением.

Шлиф А-69-88. Сильно рассланцованный образец, полосчатый. Темные полосы (2–5 мм) сложены биотитом и гиперстеном, светлые – кордиеритом с включениями зерен сапфирина. Весьма характерно наличие округлых зональных выделений гиперстена, нередко с пятнистой яркой интерференционной окраской. Кордиерит такой же неоднородный, пятнистый, с реликтами сапфирина.

По химическому составу (в мас.%) сапфиринсодержащие породы одновременно обогащены  $Al_2O_3$  (19.8–26.7),  $MgO$  (16.9–18.7) и  $K_2O$  (2.3–6.6) и обеднены  $SiO_2$  (41.2–49.3),  $TiO_2$  (0.38–0.55),  $CaO$  (0.15–1.0),  $Na_2O$  (0.48–1.25) и  $P_2O_5$  (0.03) (табл. 1) в сравнении с типичными PAAS метапелитами (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Среди элементов-примесей отмечаются высокие содержания (в г/т) Rb (250–300), Ba (690), Th (12–23) и особенно La (55) и Sm (2.3) относительно среднего состава постархейского австралийского сланца (PAAS) (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Спектр РЗЭ весьма дифференцирован [ $(La/Yb)_n = 28–30$ ] с глубоким Eu-минимумом ( $Eu/Eu^*$  до 0.4) (рис. 4), что обусловлено фракционированием внутри континентальной коры, связанным с образованием в эпохи, предшествующие седиментации, богатых калиевых гранитов (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). В целом, для этих пород характерно нормальное для осадочных пород отношение  $Th/Sc = 1–2$ . Повышенное значение  $La/Sc = 5.7$  обусловлено

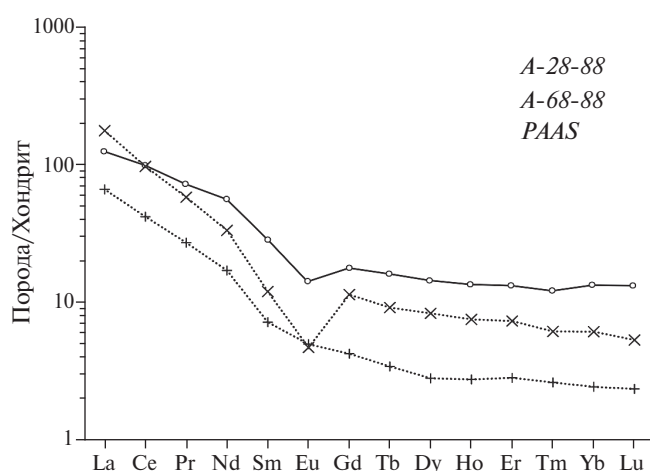


Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту (Boynnton, 1984) для сапфиринсодержащих гранулитов далдынской серии в сравнении с PAAS (постархейские австралийские сланцы) по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах сапфиринсодержащих кристаллосланцев

Компонент	A-28-88	A-68-88	A-69-88
$SiO_2$	41.16	49.43	44.04
$TiO_2$	0.38	0.34	0.55
$Al_2O_3$	26.69	19.82	20.41
$Fe_2O_3$	5.69	7.80	7.73
$MnO$	0.06	0.095	0.07
$MgO$	16.94	16.76	18.71
$CaO$	0.15	1.04	0.17
$Na_2O$	0.52	1.25	0.48
$K_2O$	6.52	2.26	6.59
$P_2O_5$	0.031	0.03	0.03
LOI	1.86	1.07	1.28
SUM	100.0	99.90	100.06
Th	23	10	12
U	2.1	0.4	0.9
Rb	249	95	295
Cs	1.4	0.62	0.72
Ba	639	411	690
Sr	13	76	19
La	55	21	—
Ce	78	34	—
Pr	7.1	3.3	—
Nd	20	10.2	—
Sm	2.3	1.4	—
Eu	0.35	0.37	—
Gd	2.9	1.09	—
Tb	0.43	0.16	—
Dy	2.7	0.9	—
Ho	0.54	0.2	—
Er	1.54	0.59	—
Tm	0.20	0.085	—
Yb	1.28	0.51	—
Lu	0.17	0.075	—
Y	17.3	5.5	20
Zr	199	267	195
Hf	5.1	7.2	6
Ta	0.42	0.24	0.40
Nb	5.9	5.3	5.7
Sc	9.6	12	11
Cr	95	59	165
Co	10.8	16	12
Ni	73	77	95
LA/YB(N)	30	28	—
EU/EU*	0.4	0.8	—

Примечания.  $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n + Gd_n) \times 0.5$ ; SUM – сумма; LOI – потери при прокаливании.

Минеральные ассоциации: (A-28-88)  $Bt + Hyp + Spr + Crd + Pl + Kfs + Zrn$ ; (A-68-88)  $Grt + Bt + Hyp + Spr + Crd + Pl + Kfs + Zrn$ ; (A-69-88)  $Bt + Hyp + Spr + Crd + Zrn$ .



аномальной концентрацией легких РЗЭ, а высокое  $\text{Th/U} = 11\text{--}25$  отношение может быть вызвано выносом U при гранулитовом метаморфизме (Ножкин, Туркина, 1993).

С целью оценки  $P$ - $T$  параметров и эволюции метаморфизма изучен состав минералов биотит-гиперстен-кордиерит-сапфиринсодержащих кристаллических сланцев, развитых среди гиперстен-двуполевошпатовых ортогнейсов и основных двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев в верховьях р. Джархан-Сарыга (табл. 2).

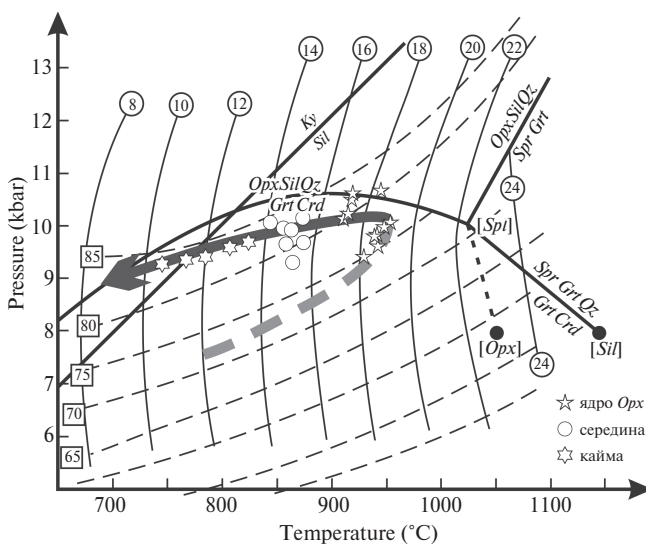
*Гиперстен* зонален, и его состав существенно варьирует по содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и общей железности (рис. 5). В крупных кристаллах он обнаруживает регрессивную зональность с незначительным повышением  $\text{MgO}$  и уменьшением  $\text{FeO}$  от центра к краю при увеличении магнезиальности  $X_{\text{Mg}}$  (от 0.75 до 0.84). В ядрах зерен он характеризуется более высокими концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8.1–8.8 мас. %) относительно его составов в промежуточных (6.8–7.5 мас. %) частях зерен и каймах (5.1–6.5 мас. %). *Кордиерит* существенно обогащен  $\text{MgO}$  с незначительными вариациями  $X_{\text{Mg}}$  (от 0.92 до 0.93.) *Биотит* отличается низкими содержаниями  $\text{TiO}_2$  (1.4 мас. %) и высокой магнезиальностью (0.89–0.90). *Плаггиоклаз* не обнаруживает четко выраженной зональности; его основность  $X_{\text{An}}$  варьирует от 0.28 до 0.34. Для сапфирина характерна высокая (0.85–0.86) магнезиальность (Ножкин и др., 2018).

### **$P$ - $T$ ТРЕНДЫ ЭВОЛЮЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ УЛЬТРАВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА**

Высокие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ортопироксенах (до 8.8 мас. %) указывают на ультравысокотемпературные (УНТ) условия метаморфизма с температурами  $> 900^\circ\text{C}$  (Harley, 2004), а композиционная зональность ортопироксенов позволила выделить два этапа метаморфизма: (1) короткий завершающий фрагмент прогрессивного этапа и (2) регрессивный этап с длинной  $P$ - $T$  траекторией. Температуры и давления формирования гранулитов определялись по пересечению  $X_{\text{Al}}$  и  $X_{\text{Mg}}$  изоплет зонального ортопироксена в разных частях зерен на основе  $P$ - $T$  диаграммы (Harley, 2004). Дополнительно рассчитывались значения температур по содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ортопироксене (Harley, Motoyoshi, 2000). Для оценки достоверности результатов геотермометрии эти значения сопоставлялись с оценками  $P$ - $T$  условий, полученными с помощью

компьютерной программы THERMOCALC 3.33 (Powell, Holland, 1994).

Выполненные расчеты показали значимые различия в условиях метаморфизма при формировании различных генераций ортопироксенов (рис. 5). Для центральных частей высокоглиноземистого (8.1–8.8 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) гиперстена пиковые оценки давления варьируют от 9.1 до 10.7 кбар, тогда как значения температуры меняются в более узком диапазоне — от 920 до  $960^\circ\text{C}$ . Эти данные сопоставимы в пределах точности измерений с оценками температур ( $970\text{--}1000^\circ\text{C}$ ), полученных по содержанию глинозема в гиперстене по методу (Harley, Motoyoshi, 2000), и с расчетами в пакете THERMOCALC ( $P_{\text{max}} = 11.3 \pm 0.9$  kbar,  $T_{\text{max}} = 989 \pm 49^\circ\text{C}$ ). Они хорошо согласуются с оценками  $P$ - $T$  условий формирования гранулитов Анабарского щита:  $T = 880\text{--}970^\circ\text{C}$  при  $P = 8\text{--}11$  кбар (Андреев, 1988). По сравнению с величинами  $P$ - $T$  параметров кульминационной стадии образование промежуточных и краевых частей зерен ортопироксенов происходило при существенном понижении температуры до  $880\text{--}840^\circ\text{C}$  и  $820\text{--}740^\circ\text{C}$  соответственно. Рассчитанные значения температур хорошо согласуются с условиями формирования УНТ гранулитов Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа



**Рис. 5.**  $P$ - $T$  тренд эволюции УНТ гранулитов с движением “против часовой стрелки”, установленный на основе  $X_{\text{Al}}$  и  $X_{\text{Mg}}$  изоплет ортопироксена по (Harley, 2004). Числа в кружках и квадратах показывают  $X_{\text{Mg}}$  и  $X_{\text{Al}}$  значения, где  $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times 100$  и  $X_{\text{Al}} \times 100$  — содержание Al в ортопироксене, выраженное в мол. % компонента Чермака (MgTs). Регрессивный и предполагаемый прогрессивный этапы эволюции пород показаны темно-серой сплошной и светло-серой пунктирной стрелками соответственно.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и структурные формулы минералов гранулитов далдынской серии

Компо- нент	Spr	Spr	Crd	Bt	Pl	Pl	Kfs	Нур										
								ядро				середины				кайма		
SiO <sub>2</sub>	13.34	13.01	49.69	39.91	61.18	59.80	65.15	50.62	50.49	50.53	50.44	52.28	51.13	52.56	51.04	53.14	53.62	53.17
TiO <sub>2</sub>	0.005	0.016	0.017	1.358	0.000	0.000	0.052	0.060	0.065	0.084	0.085	0.014	0.033	0.073	0.049	0.073	0.061	0.085
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63.30	63.95	33.64	16.27	24.23	25.09	18.63	8.812	8.771	8.742	8.587	7.530	7.276	7.143	7.424	5.891	5.098	6.313
FeO	5.620	5.192	1.792	4.506	0.038	0.096	0.046	14.89	14.28	14.84	14.55	12.611	14.64	11.06	16.15	10.85	10.65	10.45
MnO	0.051	0.060	0.025	0.013	0.012	0.000	0.004	0.215	0.199	0.225	0.219	0.176	0.207	0.157	0.225	0.149	0.171	0.123
MgO	17.94	17.19	12.77	21.73	0.007	0.022	0.012	25.68	26.04	25.34	25.99	27.37	26.43	28.87	25.21	29.07	29.91	29.74
CaO	0.000	0.002	0.000	0.000	5.682	6.919	0.114	0.066	0.075	0.069	0.074	0.062	0.054	0.059	0.083	0.091	0.081	0.084
Na <sub>2</sub> O	0.039	0.006	0.011	0.147	8.056	7.572	1.644	0.049	0.000	0.000	0.000	0.021	0.026	0.000	0.052	0.055	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.002	0.015	10.727	0.525	0.157	14.967	0.008	0.000	0.001	0.001	0.014	0.004	0.010	0.012	0.002	0.003	0.000
сумма	100.3	99.57	98.00	94.68	99.73	99.66	100.6	100.4	99.88	99.84	99.95	100.1	99.80	99.95	100.2	99.32	99.59	99.97
(0)	20	20	18	11	8	8	8	6										
Si	1.568	1.537	4.982	2.854	2.727	2.674	2.985	1.808	1.808	1.814	1.808	1.851	1.836	1.851	1.837	1.881	1.892	1.867
Ti	0.000	0.001	0.001	0.073	0.000	0.000	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002
Al	8.769	8.904	3.976	1.371	1.273	1.322	1.006	0.371	0.370	0.370	0.363	0.314	0.308	0.297	0.315	0.246	0.212	0.261
Fe	0.552	0.513	0.150	0.270	0.001	0.004	0.002	0.445	0.426	0.446	0.436	0.373	0.440	0.326	0.486	0.321	0.314	0.307
Mn	0.005	0.006	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.007	0.006	0.007	0.007	0.005	0.006	0.005	0.007	0.004	0.005	0.004
Mg	3.144	3.028	1.910	2.317	0.000	0.001	0.001	1.368	1.390	1.357	1.389	1.444	1.415	1.516	1.352	1.534	1.573	1.556
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.271	0.331	0.006	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003
Na	0.009	0.001	0.002	0.020	0.696	0.656	0.146	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.004	0.004	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.002	0.979	0.030	0.009	0.875	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
X <sub>Mg/An</sub>	0.85	0.86	0.93	0.90	0.28	0.34	-	0.754	0.765	0.753	0.806	0.80	0.763	0.820	0.740	0.827	0.834	0.835
X <sub>Al</sub>	-	-	-	-	-	-	-	0.186	0.185	0.185	0.182	0.157	0.154	0.149	0.157	0.123	0.106	0.131

Примечания. Символы минералов: Spr – сапфирин, Crd – кордиерит, Pl – плагиоклаз, Bt – биотит, Kfs – калиевый полевой шпат, Нур – гиперстен. Для Pl приведены содержания анионного компонента  $X_{An} = Ca/(Ca+Na+K)$ , для других минералов – магнезиальность  $X_{Mg} = Mg/(Fe+Mg)$ . Суммарное железо приведено в форме FeO. 0.00 – ниже уровня обнаружения микронзонда. Структурные формулы минералов рассчитаны на фиксированное количество атомов кислорода, обозначенное как n(O).  $X_{Al}$  – содержание Al в ортопироксене, выраженное в мол.% компонента Чермака (MgTs).



в тектонической обстановке внутриплитного растяжения, сопровождаемого процессами андерплейтинга мантийных расплавов (Лиханов и др., 2015). Уменьшение температуры на 100–150°C при слабом снижении давления на регрессивном этапе метаморфизма указывает на субизобарическое охлаждение (IBC – near isobaric cooling) пород с  $dT/dP = 150–200^\circ\text{C}/\text{кбар}$ . Для протекания такого процесса необходимо, чтобы остывание после пика метаморфизма осуществлялось без подъема метаморфизованных пород к поверхности, как правило, в условиях длительного нахождения и охлаждения на средне- и нижнекоровых уровнях глубинности (Harley, 2004). Наблюдаемая общая эволюция  $P$ - $T$  параметров метаморфизма с ходом “против часовой стрелки” при высоком геотермическом градиенте (рис. 5) может свидетельствовать о развитии парагенезисов УНТ метаморфизма при начальном существенном прогреве с последующим субизобарическим остыванием до достижения “нормальной” коровой термальной структуры (Likhanov et al., 2015; 2018). В рамках современных тектонических моделей возможным механизмом образования гранулитов, характеризующихся IBC-трендами, может являться растяжение (утонение) коры нормальной мощности с сопутствующей ей магматической аккрецией (Sandiford, Powell, 1991). Подобный механизм растяжения представляется как увеличение мощности коры за счет поступления и кристаллизации мантийных и нижнекоровых

расплавов в обстановках внутриконтинентальных рифтов с последующим медленным остыванием на глубинах, соответствующих нижним и средним горизонтам континентальной коры (Реведратто и др., 2017). Другими словами, магматическая аккреция в основание континентальной коры способствует развитию повышенных геотерм, существенно превышающих значения стационарной геотермы в пределах стабильной коры. Это вызывает термальные аномалии, достаточные для протекания УНТ метаморфизма (Лиханов и др., 2016). На Сибирском кратоне в качестве такого источника тепла обычно рассматриваются гигантские радиальные дайковые рои, связанные с мантийным плюмом в составе Транссибирской КМП (Gladkochub et al., 2010; Гладкочуб и др., 2012).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изотопно-геохронологических исследований был выделен циркон из пробы (А-28-88) сапфиринсодержащего сланца (Би-Гип-Корд-Сапф-Сил), отобранного из скального обнажения на СЗ склоне цирка в истоках ручья Джархан-Сарыга. На ионном микрозонде SHRIMP-II проанализировано 8 зерен циркона в 15 точках (табл. 3). Размеры зерен варьируют от 200 до 50 мкм. Циркон представлен идиоморфными при-

**Таблица 3.** Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из пробы (А-28-88) сапфиринсодержащего сланца Анабарского щита

Точка	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	Изотопные отношения <sup>1</sup>						Rho	Возраст, млн лет		D, %
						$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
							±%		±%		±%				
6.1 r	1775	268	0.16	0.03	470	0.11241	0.34	4.769	1.2	0.3084	1.2	0.958	1733±18	1834.3±6.3	6
6.2 c	476	88	0.19	0.08	145	0.13906	0.54	6.76	2.4	0.3542	2.3	0.970	1955±39	2207.3±9.9	13
8.2 r	548	97	0.18	0.00	177	0.1387	0.77	7.2	1.4	0.3761	1.2	0.845	2058±21	2212±13	7
3.2 r	944	175	0.19	0.01	335	0.13911	0.37	7.924	1.3	0.4135	1.2	0.955	2231±23	2214.7±6.5	-1
8.1 c	994	59	0.06	0.02	348	0.13932	0.35	7.814	1.2	0.4073	1.2	0.957	2202±22	2216.8±6.1	1
7.2 r	315	99	0.32	0.09	112	0.1476	0.72	8.37	1.5	0.4136	1.3	0.870	2232±25	2309±13	3
1.2 r	1097	186	0.17	0.00	385	0.14716	0.33	8.28	1.2	0.408	1.2	0.964	2206±22	2312.9±5.6	5
2.1 r	721	55	0.08	0.07	248	0.15038	0.56	8.26	1.3	0.4	1.2	0.900	2169±22	2343.5±9.9	8
7.1 c	990	111	0.12	0.02	354	0.15196	0.36	8.7	1.3	0.4157	1.2	0.956	2241±23	2365.7±6.3	6
5.2 r	295	143	0.50	0.25	111	0.1578	0.69	9.42	1.5	0.4389	1.3	0.847	2346±25	2408±14	3
2.2 c	799	179	0.23	0.05	332	0.1659	0.41	11.01	1.3	0.4827	1.2	0.942	2539±25	2512.1±7.1	-1
5.1 c	575	340	0.61	0.02	245	0.1731	1.2	11.83	1.9	0.4963	1.5	0.789	2598±32	2586±20	0
4.1 c	362	251	0.72	0.06	152	0.17407	0.5	11.69	1.4	0.4886	1.3	0.928	2564±27	2592.1±8.5	1
3.1 c	895	7	0.01	0.02	403	0.19115	0.33	13.81	1.2	0.5242	1.2	0.963	2717±26	2750.8±5.5	1
1.1 c	414	380	0.95	0.06	230	0.2806	0.43	24.98	1.3	0.647	1.2	0.945	3216±32	3363.2±6.7	5

Примечания. с – ядро, r – оболочка. Ошибки приведены на уровне 1σ.  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта не превышает 0,64%. <sup>1</sup> – Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ .  $D$  – discordantность.  $Rho$  – коэффициент корреляции отношений  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ . Последовательность точек снизу вверх расположена в порядке увеличения возраста.

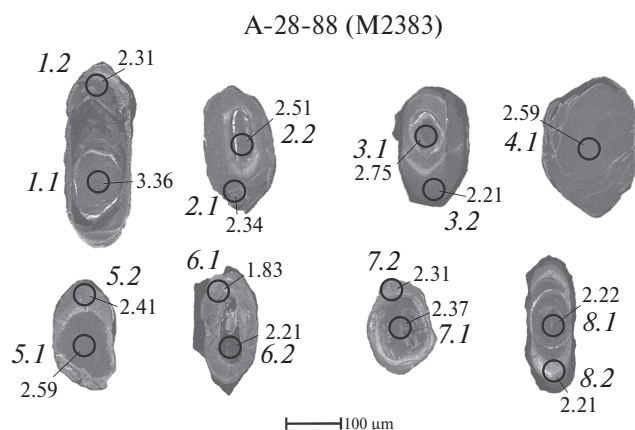


Рис. 6. Катодолюминесцентное изображение цирконов из гранулитов с точками датирования и возрастными данными.

зматически-дипирамидальными и субидиоморфными светло-коричневыми кристаллами со сглаженными ребрами и коэффициентом удлинения 1.5–4. Реже наблюдаются более густо окрашенные изометричные зерна. В катодолюминесцентном изображении цирконы в большинстве случаев зональны с четко выраженными ядром и каймами (рис. 6). Ядра представлены призматическими и изометрическими грубозональными или однородными кристаллами. Оболочки имеют однородное, реже зональное строение. Для разграничения генераций циркона магматогенного и метаморфического генезиса использовалась информация о морфологии и внутренней структуре зерен наряду с данными торий-урановых отношений (Бибикова и др., 1988; Каулина, 2010). Поскольку возраст гранулитов явно более 1 млрд лет, то для интерпретации использованы определения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста для цирконов с дискордантностью менее 10%.

Наиболее древний возраст ядра циркона  $3363 \pm 6.7$  млн лет (т.1.1) с содержанием U=414, Th=380 г/т и Th/U=0.95. Ядро изометричное, округлой формы, явно кластогенное. Оно окружено каймой возрастом  $2313 \pm 5.6$  млн лет (т.1.2) с высоким содержанием U=1097 г/т и низким Th/U=0.17, явно метаморфического происхождения. Позднеархейский конкордантный возраст  $2751 \pm 5.5$  млн лет (т.3.1) имеет тонкозональное зерно призматически-дипирамидальной формы в другом кристалле с повышенным содержанием U=895 г/т, весьма низким Th=7 г/т и Th/U=0.01, очевидно, также метаморфогенной природы. Вокруг него – новообразованная кайма с конкордантным возрастом  $2215 \pm 6.5$  млн лет и содержанием U=944 и Th=175 г/т при Th/U=0.19 (т.3.2). Позднеархейский конкор-

дантный возраст  $2586 \pm 20$  (т.5.1) и  $2592 \pm 8.5$  млн лет (т.4.1) (рис. 7), имеют два ядра изометричных зерен с Th/U=0.6 и 0.7, характерных для магматических цирконов (Бибикова и др., 1988). Одно из зерен окружено каймой возрастом  $2408 \pm 14$  млн лет (т.5.2) и нормальным для магматических пород Th/U=0.5, характерным для кайм, образованных с участием расплава. Несколько меньший возраст  $2512 \pm 7.1$  (т.2.2) характеризует призматическое зерно с повышенным содержанием U=799 г/т и пониженным Th/U=0.23 в призматически-дипирамидальном кристалле с оболочкой, имеющей возраст  $2344 \pm 10$  млн лет (т.2.1) и весьма низкий Th/U=0.08. Судя по низкому Th/U и повышенному показателю дискордантности, этот результат не соответствует реальному возрасту оболочки кристалла. Изометричное ядро с возрастом  $2366 \pm 6.3$  млн лет (т.7.1) и близкая по возрасту ( $2309 \pm 13$  млн лет) оболочка (т.7.2) могут характеризовать минимальный возраст магматического кластогенного циркона и его новообразованной каймы при соответственно пониженном (0.12) и нормальном (0.32) Th/U отношении. Аналогичный возраст  $2313 \pm 5.6$  млн лет (т.1.2) имеет оболочку вокруг самого древнего ядра (3.36 млрд лет). Возрасты этих оболочек (т.1.2, 7.2) попадают на дискордию с точкой пересечения с конкордией, показывающей  $2313 \pm 10$  млн лет. Они могут отражать время метаморфизма в 2.3 млрд лет. Четыре точки (т.8.1, 8.2, 6.2, 3.1) находятся на дискордии, две из которых по существу конкордантны, показывают в точке пересечения с конкордией

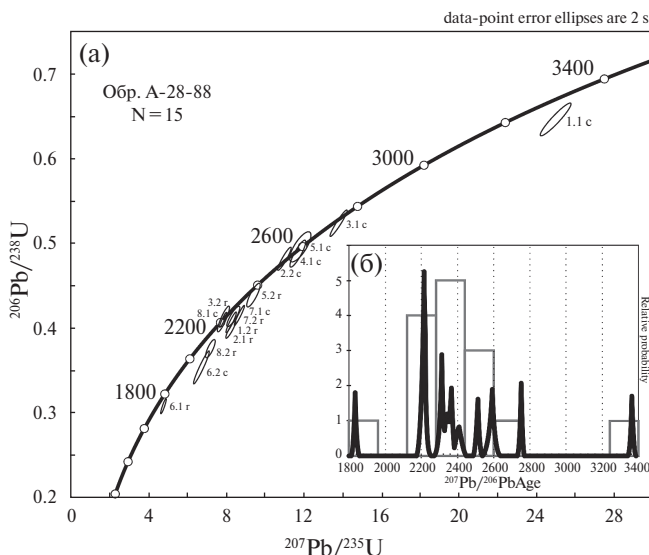


Рис. 7. (а) U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из пробы (А-28-88) сапфиринасодержащего сланца, (б) гистограмма U-Pb изотопных возрастов и кривые относительной вероятности возрастов.

возраст  $2216 \pm 9$  млн лет (рис. 7). Это значение характеризует минимальный возраст кластогенного ядра (т.8.1) и близкого по времени (2212 млн лет) (т.8.2) формирования метаморфогенной каймы. Оболочки с таким возрастом наблюдаются вокруг архейских ядер (т.3.1). Что касается минимального  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста  $1834 \pm 6.3$  млн лет (т.6.1) оболочки с  $\text{Th}/\text{U}=0.2$  вокруг ядра с возрастом 2.2 млрд лет, то это вероятное время последнего ретроградного метаморфизма, приуроченного к зонам глубинных разломов, проявившегося в пределах всей площади щита около 1.8–2.0 млрд лет назад. Этот метаморфизм по времени совпадает с проявлением раннепротерозойского гранитоидного магматизма и пегматитообразования в зонах ламуйского приразломного комплекса (Гусев и др., 2013).

Результаты изотопно-геохронологических исследований показывают, что изученные породы являются метаосадочными полиметаморфическими образованиями. Они включают детритовые цирконы, находящиеся в ядрах кристаллов, с возрастом 3.36, 2.75, 2.6 и 2.5 млрд лет. Ядро с возрастом 2.75 млрд лет, судя по весьма низким  $\text{Th}/\text{U}$  отношениям, могло быть термально преобразовано еще в протолите, до разрушения и попадания в осадок. В этом случае оно фиксирует наиболее раннее позднеархейское метаморфическое событие, уже отмеченное в гранулитовых Анабарского щита (Бибикина и др., 1988). Похожие диапазоны возрастных значений (3.0 и 2.7 млрд лет) характерны для ядер и оболочек соответственно конкордантных цирконов, отобранных из гранулитов основного состава килегирской толщи далдынской серии (Гусев и др., 2012). Установленный для биотит-ортопироксеновых кристаллосланцев Nd-модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  3.40–3.42 млрд лет (Сергеева и др., 2017) примерно отражает возраст континентальной земной коры в этом районе. На основе отрицательных значений  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  и низкой величины отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  предполагается, что магма была существенно контаминирована древним коровым веществом, и рассматриваемые породы пережили длительную коровую предысторию (Сергеева и др., 2017).

Более поздние термальные метаморфогенные преобразования кластогенного циркона фиксируются на рубежах 2.4, 2.3, 2.2 и 1.83 млрд лет (рис. 7), которые были также задокументированы в докембрийской истории Анабарского и Алданского щитов Сибирского кратона (Kotov et al., 2006; Kovach et al., 2000; Розен и др., 2006). Событие 2.2 млрд лет ранее зафиксировано U-Pb

методом при датировании мигматизированных двупироксеновых кристаллосланцев далдынской серии (Степанюк и др., 1993), а также при геохронологическом исследовании гранат-гиперстеновых гнейсов Маганского блока (Ларичев и др., 2008). Довольно отчетливо проявлен раннепротерозойский гранулитовый метаморфизм со следами частичного плавления в диапазоне 1.99–1.97 млрд лет (Гусев и др., 2012). Несколько позже (~1.93 млрд лет) происходило формирование мигматитов в плагиогранито-гнейсах, развитых среди мезократовых гиперстеновых гранулитов далдынской серии. В интервале от 2.0 до 1.8 млрд лет формировались анортозиты, гранитогнейсы, граниты, мигматиты и бластокатаклазиты в Котуйкан-Монголинской зоне Анабарского щита (Гусев и др., 2013). Следовательно, отмеченное нами термальное событие около 1.8 млрд лет вполне могло быть связано с процессами, происходившими в этой зоне глубинного разлома.

Если ядра показывают 2.6 и 2.5 млрд лет, а новообразованные оболочки — 2.4 и 2.3 млрд лет, то формирование протолита метаосадочных сапфиринсодержащих кристаллосланцев, очевидно, происходило в интервале от 2.5 до 2.4 млрд лет.

### Sm-Nd ДАННЫЕ

Для высокоглиноземистых сапфиринсодержащих кристаллосланцев установлен одностадийный модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , равный 3103 млн лет (табл. 4). Аналогичный модельный возраст (3105 млн лет) имеют и ассоциирующие с ними гиперстен-двуполевошпатовые ортогнейсы риолитового состава. Развитые среди них горизонты высококальциевых и высокоториевых гиперстен-двуполевошпатовых ортогнейсов (чарнокитоидов) характеризуются на 100 млн лет меньшим модельным возрастом.  $\epsilon\text{Nd}$ , рассчитанные для этих пород условно на 2.45 млрд лет, все отрицательные и варьируют от -7,4 до -5,1. Это свидетельствует о формировании рассматриваемых кристаллосланцев и ортогнейсов из континентального корового источника.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ассоциация гранулитов, включающая сапфиринсодержащие кристаллосланцы, резко отличается от типичного набора пород, характеризующих далдынскую и верхнеанабарскую серии, образованных преимущественно гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербитоидами) и основными двупироксен-плагноклазовыми



**Таблица 4.** Sm-Nd изотопные данные для сапфиринсодержащих кристаллосланцев и ассоциирующих ортогнейсов Анабарского щита

Порода	Номер пробы	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		T <sub>DM</sub> , млн лет	E <sub>Nd</sub> (2450 Ma)	T <sub>DM-2ct</sub> , млн лет (2450 Ma)
		Sm	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd			
Сапфиринсодержащий сланец	A-28-88	4.31	35.6	0.0732	0.510272±9	3103	-7.4	3430
Двуполевошпатовый ортогнейс	A-36-88	2.70	18.39	0.0887	0.510588±7	3105	-6.1	3325
Высокоторийевый ортогнейс (чарнокитоид)	A-58-88	9.07	71.2	0.0770	0.510446±5	2999	-5.1	3250

кристаллосланцами. Рассматриваемая ассоциация пород с высокоглиноземистыми сланцами представлена в сравнительно небольшом блоке (истоки рек Котуйкан и Кюкюр-Хатырык), но она демонстрирует наличие резкой вещественной и радиогеохимической неоднородности в гранулитах анабарского комплекса. Наряду с широко распространенными в регионе весьма низкорadioактивными гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербитоидами), основными пироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами толеитового типа (Rosen et al., 1989) (табл. 5), в данном блоке развиты двуполевошпатовые гиперстеновые гнейсы риолитового состава с повышенным содержанием К (3.4 %) и Th (13.5%), но обедненные U (Th/U = 14.5) (табл. 5) (Нож-

кин, Туркина, 1993). Они переслаиваются с субщелочными высококалийными гиперстеновыми ортогнейсами трахидацитового состава (чарнокитоидами), отличающимися аномальной торие-носностью (Th = 84 г/т) и высоким (22) торий-урановым отношением. Двуполевошпатовые и субщелочные ортогнейсы находятся в тесном парагенезисе с высокоглиноземистыми гранат-и силлиманит-кордиеритсодержащими торие-носными гнейсами и сапфиринсодержащими сланцами, а также основными кристаллосланцами — метабазами, габбро-диоритами, характеризующимися повышенным содержанием Ti, P, K и Th (табл. 5). Весь этот так называемый полосчатый комплекс, относящийся к килегирской толще далдынской серии, мигматизирован,

**Таблица 5.** Содержание U, Th и K в породах анабарского гранулитового комплекса

Порода (оксиды, мас. %)	n	U, г/т	Th, г/т	K, мас %	Th/U
<i>Плагиогнейсы и основные кристаллосланцы региона</i>					
Плагиогнейсы гиперстеновые (эндербитоиды) (SiO <sub>2</sub> = 66.1; CaO = 4.5)	21	0.18	0.70	0.93	4
Основные пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы (метабазиты) (TiO <sub>2</sub> = 1.0; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> = 0.07)	7	0.09	0.97	0.44	11.3
<i>Гнейсы и метабазиты верховьев р. Джархан-Сарыга</i>					
Гнейсы гиперстен-двуполевошпатовые (SiO <sub>2</sub> = 71.6; CaO = 2.3)	6	0.90	13.50	3.40	14.5
Ортогнейсы гиперстен-двуполевошпатовые высокоторийевые и высококалийные (SiO <sub>2</sub> = 65.7; CaO = 2.7)	10	2.90	83.80	4.10	22.0
Гнейсы и кристаллосланцы высокоглиноземистые, в том числе сапфиринсодержащие (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 22.1)	8	1.20	19.70	3.10	16.8
Основные кристаллосланцы (метабазиты) повышеннотитанистые (TiO <sub>2</sub> = 1.7; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> = 0.19)	5	0.41	2.10	1.0	5.1
Метабазиты субщелочные из даек (гранулитовой фации) (SiO <sub>2</sub> = 51.4; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> = 0.8)	5	0.40	1.40	0.90	3.5
Габбро-диориты (SiO <sub>2</sub> = 53.5; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> = 0.59)	8	0.24	1.48	1.0	6

Примечания. n — число проб.

собиран в складки и интродуцирован крупными и мелкими телами габбро-диоритов и дайками метабазитов субщелочного уклона (Розен, Сычкина, 1990), обогащенными, как и титанистые стратифицированные кристаллосланцы, Ti, K, P, Th, Ba, Sr, Zr и Rb и так же метаморфизованными в гранулитовой фации. Массивы габбро-диоритов секутся жилами гиперстенсодержащих ортоклазовых лейкогранитов и пегматитов, несущих ториевую минерализацию (Th до 200 г/т).

Таким образом, определенно выявляется гетерогенность анабарского гранулитового комплекса, которая создана, очевидно, задолго до формирования существенно метаосадочных гранулитов хапчанской серии, гнейсы которой обогащены Th, а метакarbonатные известково-силикатные и графитистые породы — U, поскольку характеризуются нормальным (2–5) Th/U отношением (Ножкин, Туркина, 1993). Сохранность урана в таких породах и минералах согласуется с пониженными (5.5–7.0 кбар) давлениями при метаморфизме осадочных толщ хапчанской серии (Вишневский, 1978) в сравнении с нижележащими гранулитами анабарского комплекса.

Возраст ассоциирующих стратифицированных ортогнейсов и кристаллосланцев полосчатого комплекса, очевидно, должен соответствовать возрасту переслаивающихся с ними сапфиринсодержащих сланцев, то есть он должен быть раннепротерозойским.

Источником сноса для детритовых цирконов с возрастом около 3.36, 2.75, 2.59, 2.51 млрд лет в высокоглиноземистых сапфиринсодержащих метакораллах могли быть гиперстенные плагиогнейсы и основные кристаллосланцы далдынской серии с возрастом около 3.32 млрд лет и их метаморфизованные аналоги на уровне 2.75 млрд лет (Бибикина и др., 1988), монциты и санукитоиды (U–Pb возраст по циркону  $2702 \pm 9$  млн лет (Гусев, Ларионов, 2012; Гусев и др., 2013), а также, возможно, следующие за этим событием еще не выявленные постколлизийные Na–K гранитоиды с возрастом около 2.6 и 2.5 млрд лет, известные на Алданском щите, в Шарыжалгайском выступе и в других раннедокембрийских провинциях платформ (Ножкин, Рихванов, 2014). Проявление Na–K гранитоидного магматизма, предшествующего накоплению глиноземистых осадков, подтверждается наличием в них отрицательной аномалии Eu и повышенным содержанием K, Th и других редких элементов.

Дополнительную информацию о характере источника сноса при образовании высокоглино-

земистых сапфиринсодержащих метакораллов дают данные по изотопному составу Nd. Так, значения Nd модельного возраста сапфиринсодержащих сланцев ( $T_{DM} = 3103$  млн лет) весьма близки значениям  $T_{DM}$  для ассоциирующих двуполовчатых гиперстенных гнейсов риолитового состава ( $T_{DM} = 3105$  млн лет) и высокотермических и высококальциевых гиперстенных ортогнейсов трахидацитового состава ( $T_{DM} = 2999$  млн лет) (табл. 4). Это позволяет предполагать, что формирование сапфиринсодержащих метатерригенных пород происходило в существенной мере за счет источника с усредненным мезоархейским модельным возрастом (3.1–3.0 млрд лет) или усредненным палеоархейским возрастом (3.4–3.3 млрд лет) — по двухстадийному расчету. Отрицательные значения  $\epsilon Nd$  в глиноземистых сланцах и ортогнейсах (табл. 4) свидетельствуют об их образовании из континентального корового источника. Заметный рост  $\epsilon Nd$  от сапфиринсодержащих сланцев к двупироксеновым гнейсам и высокотермическим ортогнейсам может указывать на все большее участие в их формировании мантийного источника, несущего в том числе и повышенные концентрации K, Th и других редких элементов. Это тем более вероятно, что архейские гранулиты Анабарского щита весьма обеднены радиоактивными элементами, особенно Th и U (Rosen et. al., 1989; Ножкин, Туркина, 1993).

Полученные результаты вместе с имеющимися в литературе Hf изотопными данными по цирконам из коровых ксенолитов и Nd модельными возрастными по породам (Сергеева и др., 2017; Shatsky et. al., 2017) подтверждают, что палеоархейская кора в регионе с возрастом  $\geq 3.3$  млрд лет была переработана в течение нескольких тектоно-термальных событий. Эта сиалическая кора являлась кристаллическим фундаментом для последующего вулканизма и седиментации, субстратом для формирования расплавов, выступала в качестве источника терригенного материала и служила ядром аккреции более молодых коровых террейнов (Ножкин и др., 2017). Ранние события с возрастными пиками кристаллизации цирконов (2.75–2.5 млрд лет) хорошо коррелируют с глобальным явлением — сборкой неоархейского суперконтинента Кенорленд (Пангея-0) (Cawood et al., 2013; Condie, 2004, 2010). Этот эпизод в истории Земли обычно интерпретируется как период интенсивной магматической активности, связанной с плюмовой тектоникой (Arndt, Davaille, 2013; Reddy, Evans, 2009). Другие авторы связывают это событие с началом сборки Сибирского кра-

тона, сформированного в результате амальгамации и коллизии архейско-раннепротерозойских микроконтинентов (Turkina et al., 2012; Smelov, Timofeev, 2007). Палеопротерозойские пики в интервале 2.4–2.2 млрд лет фиксируют более поздние этапы роста и эволюции докембрийской коры. В эту стадию преобладали процессы дифференциации и рециклинга архейской коры; при этом осуществлялось и вертикальное ее наращивание, обусловленное явлениями коллизии и андерплейтинга мантийного вещества. Важным итогом в эволюции раннепротерозойской коры явилось образование суперконтинента Нуна (Пангея-1) (Roger, Santosh, 2002). Самые поздние термальные метаморфогенные преобразования кластогенного циркона на рубеже 1.83 млрд лет могли быть связаны с коллизионными процессами гранитообразования, маркирующими финальную стадию сборки Сибирского кратона. Это особенно интенсивно проявлено в его южной части, а на Анабарском щите — локально в зонах милонитов.

Анализ докембрийской геологической летописи и мультистадийность событий в регионе подтверждают современные представления (Mints, 2017; Минц, 2018; Piper, 2015; 2018) о формировании гранито-гнейсовых поясов и ареалов во внутриконтинентальных орогенах длительно существовавшего неоархей-протерозойского суперконтинента, кора которого под воздействием мантийных плюмов периодически подвергалась интенсивному разогреву, сопровождавшемуся андерплейтингом мафитовых магм и гранулитовым метаморфизмом нижней и средней кор.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования позволяют сформулировать следующие выводы.

1. Впервые представлены результаты детального изучения минерального и петрогеохимического состава, геотермобарометрии и U-Pb изотопного датирования циркона высокоглиноземистых сапфиринсодержащих кристаллосланцев, ассоциирующих с биотит-гранат-силлиманитовыми гнейсами, гиперстен-двуполевошпатовыми и высококалийевыми гиперстеновыми ортогнейсами, повышеннотитанистыми и субщелочными метабазами Анабарского щита. В отличие от известных гранулитов далдынской и верхнеанабарской серий породы данной ассоциации обогащены K, Rb,

Ba, Th, легкими РЗЭ, отличающимися повышенным La/Yb(n).

2. По результатам геотермобарометрии установлены *P-T* параметры формирования и эволюции сапфиринсодержащих гранулитов Анабарского щита с пиковыми значениями УНТ метаморфизма в диапазоне  $T = 920–1000^{\circ}\text{C}$  при  $P = 9–11$  кбар.

3. Изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о полиметаморфической истории этих пород. Детритовые цирконы, сохранившиеся в ядрах сложных кристаллов, характеризуются возрастами около 3.36, 2.75, 2.6 и 2.5 млрд лет. Более поздние метаморфические преобразования кластогенного циркона в каймах фиксируются рубежами около 2.4, 2.3, 2.2 и 1.8 млрд лет. Время формирования глиноземистых метаседиментных и, очевидно, ассоциирующих с ними метаматических пород можно оценить в интервале от 2.5 до 2.4 млрд лет.

4. В качестве потенциального источника сноса для обломочных цирконов рассматриваются гиперстеновые плагиогнейсы и метабазиты далдынской серии с дометаморфическим возрастом не моложе 3.3 млрд лет, продукты их метаморфизма на рубеже около 2.7 млрд лет и, возможно, пока не выявленные в регионе Na-K граниты с возрастом около 2.6–2.5 млрд лет, известные на других щитах и обогащенные радиоактивными (K, Th, U) и редкими элементами. Дополнительным источником при формировании глиноземистых осадков могли быть ассоциирующие с ними двуполевошпатовые магматические породы риолитового состава, имеющие одинаковый с ними модельный возраст.

## Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-0014) и проекта РФФИ (№ 18-35-00185).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев В.П. (1988) Парагенезисы породообразующих минералов и глубинность метаморфизма. *Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли* (Под ред. Маркова М.С.). М.: Наука, 83–92.
- Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли (1988) (Под ред. Маркова М.С.). М.: Наука, 253 с.
- Баянова Т.Б. (2004) Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 174 с.
- Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. (1988) Изотопное датирование метаморфических пород Анабарско-



- го щита. *Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли* (Под ред. Маркова М.С.). М.: Наука, 122–133.
- Вишневский А.Н. (1978) Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 214 с.
- Вишневский А.Н., Турченко С.И. (1986) Общие закономерности геологии и минералогии. *Строение земной коры Анабарского щита*. М.: Наука, 17–38.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Анабарская. Листы R-49-XIX, XX. Объяснительная записка (1975), А.А. Потуроев. М., 82с
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Склярёв Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У. (2012) Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация. *Геотектоника* **46**(4), 28–41.
- Гусев Н.И., Ларионов А.Н. (2012) Неоархейские санукитоиды Анабарского щита. Современные проблемы геохимии. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 51–55.
- Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Морева Н.В., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н. (2012) Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита. *Региональная геология и металлогения* **52**, 29–38.
- Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н. (2013) Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монголинской зоне Анабарского щита. *Региональная геология и металлогения* **54**, 45–59.
- Журавлев Д.З., Розен О.М. (1991) Sm-Nd модельный возраст метаосадков гранулитового комплекса Анабарского щита. *ДАН* **317**(1), 189–193.
- Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 144 с.
- Ларичев А.И., Машак М.С., Старосельцев К.В., Капитонов И.Н., Адамская Е.В., Сергеев С.А. (2008) Уранинит и коффинит в гранулитах Анабарского массива (р. Котуйкан). *Региональная геология и металлогения* **34**, 93–102.
- Лиханов И.И. (2018) Возраст и источники сноса детритовых цирконов из пород Приенисейской тектонической зоны: к вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в Заангарье Енисейского кряжа. *Геохимия* (6), 514–526.
- Likhanov I.I. (2018) Age and source areas of detrital zircons from the rocks of the Yenisei tectonic zone: to the problem of identification of Archaean metamorphic complexes in the Transangarian Yenisei Ridge. *Geochem. Int.* **56** (6), 509–520.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. (2015) *P-T* эволюция ультравысокотемпературного метаморфизма как следствие позднепалеопротерозойских процессов внутриплитного растяжения на юго-западной окраине Сибирского кратона. *ДАН* **465**(1), 82–86.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. (2016) Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия. *Петрология* **24**(4), 423–440.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. (2018) Аккреционная тектоника западной окраины Сибирского кратона. *Геотектоника* **52**(1), 28–51.
- Минц М.В. (2018) Неоархей-протерозойский суперконтинент (~2,8-0,9 млрд лет): альтернатива модели суперконтинентальных циклов. *ДАН* **480**(1), 69–72.
- Ножкин А.Д., Рихванов Л.П. (2014) Радиоактивные элементы в коллизионных и внутриплитных натрий-калиевых гранитоидах: уровни накопления, значение для металлогении. *Геохимия* (9), 807–826.
- Nozhkin A.D., Rikhvanov L.P. (2014) Radioactive elements in collisional and within-plate sodic-potassic granitoids: Accumulation levels and metallogenic significance. *Geochem. Int.* **52**(9), 740–757.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М. (1993) Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 223 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И. (2017) Формирование и эволюция докембрийской континентальной коры юго-западной части Сибирского кратона. *Геология и минералогия Северной Евразии*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 170–171.
- Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А., Ревердатто В.В., Крылов А.А. (2018) Сапфиринсодержащие ультравысокотемпературные гранулиты Анабарского щита: состав, U-Pb возраст цирконов и *P-T* условия метаморфизма. *ДАН* **479**(1), 71–76.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. (2017) Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 331 с.
- Розен О.М. (1990) Метаморфические комплексы Анабарского щита. М.: Изд-во ГИН АН СССР, 131 с.
- Розен О.М., Сычкина О.Ф. (1990) Дайки субщелочных метабазитов в архейском гранулитовом комплексе Анабарского щита. *ДАН* **312**(1), 192–196.
- Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук, Н.Н. (2006) Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. (Ред. Митюхин С.И.). Москва: Научный Мир, 210 с.
- Сергеева Л.Ю., Гусев Н.И., Лохов К.И., Глебовицкий В.А. (2017) Возраст и происхождение пород далдынской серии Анабарского щита по данным U-Pb датирования циркона, Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систематик. *Геохимия* (4), 358–362.
- Sergeeva L.Yu., Gusev N.I., Lokhov K.I., Glebovitskii V.A. (2017) Age and origin of rocks of the Daldyn Group of the Anabar Schield: Evidence from U-Pb zircon dating, Sm-Nd and Lu-Hf isotope systematics. *Geochem. Int.* **55**(4), 380–383.

- Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Яковлев Б.Г. Бартницкий Е.Н., Загнитко В.Н., Иванов А.С. (1993) Кристаллогенезис и возраст циркона в породах гранулитовой фации (на примере мафитового гранулита далдынской серии Анабарского щита). *Минералогический журнал* **15**(2), 40–52.
- Тарни Дж. (1980) Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской Земли. *Ранняя история Земли* (Под ред. Кратца К.О. и Уиндли Б.). М.: Мир, 407–420.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 379 с.
- Arndt N., Davaille A. (2013) Episodic Earth evolution. *Tectonophysics* **609**, 661–674.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. (2008) The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**(1–2), 48–57.
- Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson P.). Amsterdam: Elsevier, 63–114.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. (2013) The continental record and the generation of continental crust. *Geol. Soc. Am. Bull.* **125**, 14–32.
- Condie K.C. (2004) Supercontinents and superplume events: Distinguishing signals in the geologic record. *Phys. Earth Planet. Inter.* **146**, 319–332.
- Condie K.C., Aster R.C. (2010) Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Res.* **180**, 227–236.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V. (2010). Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction. *Precambrian Res.* **183**, 660–668.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B., (1988) Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material implications for crystal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **87**, 249–265.
- Harley S.L. (2004) Extending our understanding of ultra-high temperature crustal metamorphism. *J. Mineral. Petrol. Sci.* **99**, 140–158.
- Harley S.L., Motoyoshi Y. (2000) Al zoning in orthopyroxene in a sapphirine quartzite: evidence for >1120°C UHT metamorphism in the Napier Complex, Antarctica, and implications for the entropy of sapphirine. *Contrib. Mineral. Petr.* **138**, 293–307.
- Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Glebovitsky V.A., Kovach V.P., Larin A.M., Velikoslavinsky S.D., Zagornaya N.Yu. (2006) Sm-Nd Isotopic Provinces of the Aldan Shield. *Dokl. Earth Sci.* **410**(7), 1066–1069.
- Kovach V.P., Kotov A.B., Smelov A.P., Starosel'tsev K.V., Sal'nikova E.B., Zagornaya N.Yu., Safronov F.F., Pavlushin A.D. (2000) Evolutionary Stages of the Continental Crust in the Buried Basement of the Eastern Siberian Platform. *Petrology* **8**(4), 394–408.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. (2015) P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions. *J. Asian Earth Sci.* **113**(1), 391–410.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2017) Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent. *Precambrian Res.* **300**, 315–331.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. (2018) Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean. *Lithos* **304–307**, 468–488.
- Ludwig K.R. (1999) User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Isochronology Special Publication*. **1**, 46 p.
- Ludwig K.R. (2000) SQUID 1.00. User's manual. *Berkeley Isochronology Special Publication*. **2**, 2455 p.
- Mints M.V. (2017) The composite North America Craton, Superior Province: Deep crustal structure and mantle-plume model of Neoarchean evolution. *Precambrian Res.* **302**, 94–121.
- Piper J.D.A. (2015) The Precambrian supercontinent Palaeopangaea: two billion years of quasi-integrity and appraisal of geological evidence. *Int. Geol. Rev.* **11/12**, 1389–1417.
- Piper J.D.A. (2018) Dominant Lid Tectonics behavior of continental lithosphere in Precambrian times: Paleomagnetism confirms prolonged quasi-integrity and absence of supercontinental cycles. *Geoscience Frontiers* **9**, 61–89.
- Powell R., Holland T.J.B. (1994) Optimal geothermometry and geobarometry. *Am. Mineral.* **79**, 120–133.
- Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W. (2003) Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses. *Geostandards and Geoanalytical Research*. **27**, 173–179.
- Reddy S.M., Evans D.A.D. (2009) Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere / Eds. Reddy S. M., Mazumder R., Evans D.A.D., Collins A. S. Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **323**, 1–26.
- Rogers J.J.W., Santosh M. (2002). Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Res.* **5**, 5–22.
- Rozen O.M., Nozhkin A.D., Zlobin V.L., Rachkov V.B. (1989) Distribution of radioactive elements in the metamorphic rocks and evolution of the crust. *Intern. Geol. Review*. **31**(8), 780–791.
- Sandiford M., Powell R. (1991) Some remarks on high-temperature-low-pressure metamorphism in convergent orogens. *J. Metamorph. Geol.* **9**, 333–340.
- Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Wang Q., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y. (2018) Multi-stage modification of Paleoar-

chean crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton). *Precambrian Res.* **305**, 125–144.

Smelov A.P., Timofeev V.F. (2007) The age of the North Asian Cratonic basement: An overview. *Gondwana Res.* **12**, 279–288.

Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. (2000) JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.* **168**, 279–281.

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. (2012) U–Pb (SHRIMP II), Lu–Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhgaysk Uplift: Implications for the Neoarchean evolution of the Siberian Craton. *Gondwana Res.* **21**, 801–817.

Williams I.S. (1998) U–Th–Pb geochronology by ion-microprobe. In *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology* (Eds. McKibben M.A., Shanks W.C. III, and Ridley W.I.). **7**, 1–35.

## SAPPHIRINE-BEARING GRANULITES OF THE ANABAR SHIELD

© 2019 A. D. Nozhkin<sup>a,b,\*</sup>, I. I. Likhanov<sup>a,\*\*</sup>, K. A. Savko<sup>c,\*\*\*</sup>,  
A. A. Krylov<sup>a,\*\*\*\*</sup>, P. A. Serov<sup>d,\*\*\*\*\*</sup>

<sup>a</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,  
pr. Akademika Koptuga 3, Novosibirsk 630090, Russia*

<sup>b</sup>*Novosibirsk State University, ul. Pirogova 1, Novosibirsk 630090, Russia*

<sup>c</sup>*Voronezh State University, Universitetskaya pl. 1, Voronezh 394006, Russia*

<sup>d</sup>*Geological Institute, Kola Science Center, Russian Academy of Sciences,  
ul. Fersmana 14, Apatity 184209, Russia*

*e-mail: \*nozhkin@igm.nsc.ru; \*\*likh@igm.nsc.ru; \*\*\*ksavko@geol.vsu.ru;  
\*\*\*\*krylov@igm.nsc.ru; \*\*\*\*\*serov@geoksc.apatity.ru*

Received: 23.01.2018

Received version received: 18.06.2018

Accepted: 19.06.2018

The results of a detailed study of the mineral and chemical composition, geothermobarometry, and U–Pb isotope dating of zircon of high-aluminous sapphirine-bearing crystals of shales associated with biotite-garnet-sillimanite gneisses, hypersthene-two feldspar and high-potassium hypersthene orthogneisses, Ti-rich and subalkaline metabasites belonging to the Kilegiran Formation of the Daldyn series of the Anabar shield. Unlike the known granulites of the Daldyn and Upper Anabar series, the rocks of this association are enriched in K, Rb, Ba, Th, light REEs, differing in elevated (La/Yb)<sub>n</sub>. The results of thermobarometry yielded the P–T parameters of formation and evolution of sapphirine-bearing granulites in the Anabar shield with peak values of UHT metamorphism in the range of  $T = 920–1000^{\circ}\text{C}$  at  $P = 9–11$  kbar. Isotope-geochronological data indicate a polymetamorphic evolution of these rocks. Detrital zircon cores in the center of crystals yielded ages of 3.36, 2.75, 2.6, and 2.5 Ga. Later, superimposed metamorphic transformations of the detrital zircon formed rims dated to 2.4, 2.3, 2.2, and 1.8 Ga. The timing of formation of aluminous metasedimentary and associated metamagmatic rocks can be estimated in the interval from 2.5 to 2.4 billion years. A potential provenance source of the detrital zircons could be hypersthene plagiogneisses and metabasites of the Daldyn series with a premetamorphic age no less than 3.3 Ga, and products of their metamorphism of about 2.7 Ga old, and possibly not yet detected in the region Na–K granites with an age of about 2.6–2.5 billion years, known on other shields and enriched with radioactive (K, Th, U) and rare elements. An additional source of clastic material in the formation of aluminous sediments could be the associated two feldspar magmatic rocks of rhyolite composition, having the same model age with them.

**Keywords:** petrogeochemistry, geothermobarometry, zircon U–Pb SHRIMP geochronology, sapphirine-bearing granulites, Anabar shield, Siberian Craton

**(For citation:** Nozhkin A.D., Likhanov I.I., Savko K.A., Krylov A.A., Serov P.A. Sapphirine-Bearing Granulites of the Anabar Shield. *Geokhimiya*. 2019;64(5):486–502. DOI: 10.31857/S0016-7525645486-502)