

## ИСТОЧНИКИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): ОТ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ДО ВЕРХНЕЙ КОРЫ

О.М. Туркина<sup>1,2</sup>, И.Н. Капитонов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup>Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Представлены геохимическая и изотопная характеристики пород, U-Pb возраст и Hf изотопный состав циркона для трех массивов палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона). Формирование гранитоидов Тойсукского ( $1838 \pm 6$  и  $1827 \pm 9$  млн лет), Нижнеkitойского ( $1846 \pm 7$  млн лет) и Малобельского ( $1863 \pm 16$  млн лет) массивов отвечает позд-непалеопротерозойскому коллизийному этапу и коррелирует по времени с проявлениями базитового магматизма. Изученные породы имеют широкий диапазон кремнекислотности. Тойсукский массив сложен рядом от монцодиоритов до гранодиоритов (граносиенитов) и гранитов, Нижнеkitойский — гранодиоритами и гранитами, а Малобельский — лейкогранитами. Породы всех массивов характеризуются высокой железистостью, обогащением легкими РЗЭ, Th и высокозарядными элементами и по составу отвечают гранитоидам A-типа. Типичная черта меланократовых гранитоидов Тойсукского и Нижнеkitойского массивов это аномально высокие концентрации Ba: 4080—1500 и 1560—990 г/т соответственно. На основании анализа экспериментальных данных по плавлению различных субстратов и расчетного моделирования предполагается, что монцодиориты-гранодиориты Тойсукского и гранодиориты Нижнеkitойского массивов образовались путем дифференциации/плавления мафического источника, по содержанию Ba и Sr сходного с внутриплитными континентальными базальтами. Изотопный состав циркона и меланократовых гранитоидов Тойсукского ( $\epsilon_{\text{Hf}}$  от  $-6.0$  до  $-10.7$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}$  от  $-5.3$  до  $-10.2$ ) и Нижнеkitойского ( $\epsilon_{\text{Hf}}$  от  $-5.0$  до  $-8.1$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}$   $-4.0$  и  $-5.1$ ) массивов свидетельствует в пользу генерации их мафических источников из обогащенной литосферной мантии, образованной в результате неогарейских субдукционных процессов. Формирование жильных гранитов Тойсукского и лейкогранитов Малобельского массивов было связано с плавлением кварц-полевошпатового (гранодиоритового) субстрата. Контрастные изотопные характеристики жильных гранитов ( $\epsilon_{\text{Hf}}$  от  $-6.7$  до  $-10.1$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}$   $-5.5$ ) и лейкогранитов ( $\epsilon_{\text{Hf}}$  от  $+2.9$  до  $+5.9$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}$  от  $+0.7$  до  $-1.9$ ) указывают на плавление архейской и палеопротерозойской коры соответственно. Более радиогенный изотопный состав Hf цирконов из гранитов в сравнении с породами архейской коры Иркутского блока служит свидетельством вклада ювенильного материала в образование гранитов.

*Коллизийные гранитоиды, циркон, Lu-Hf изотопия, мантийные и коровые источники, палеопротерозой, юго-запад Сибирского кратона.*

## THE SOURCES OF PALEOPROTEROZOIC COLLISIONAL GRANITOIDS (Sharyzhalgai uplift, Southwestern Siberian Craton): FROM LITHOSPHERIC MANTLE TO UPPER CRUST

O.M. Turkina and I.N. Kapitonov

The paper presents the geochemical and isotope characteristics of rocks and the U-Pb age and Lu-Hf isotope composition of zircons from three plutons of Paleoproterozoic granitoids in the Sharyzhalgai uplift (southwestern Siberian craton). The age of granitoids of the Toisuk ( $1838 \pm 6$  and  $1827 \pm 9$  Ma), Nizhnii Kitoi ( $1846 \pm 7$  Ma), and Malaya Belaya ( $1863 \pm 16$  Ma) plutons corresponds to the Late Paleoproterozoic collision stage and is correlated with the time of mafic magmatism. The studied rocks have a wide range of silica contents. The Toisuk pluton is composed of a range of rocks from monzodiorites to granodiorites (granosyenites) and granites; the Nizhnii Kitoi pluton, of granodiorites and granites; and the Malaya Belaya pluton, of leucogranites. The rocks of the three plutons are highly ferroan, enriched in LREE, Th, and HFSE, and correspond in composition to A-type granitoids. A characteristic feature of melanocratic granitoids of the Toisuk and Nizhnii Kitoi plutons is extremely high contents of Ba: 4080–1500 ppm and 1560–990 ppm, respectively. Based on analysis of experimental data on the melting of various substrates and the results of numerical computation, it is assumed that monzodiorite–granodiorites of the Toisuk pluton and granodiorites of the Nizhnii Kitoi pluton resulted from the differentiation/melting of a mafic source similar in Ba and Sr contents to intraplate continental basalts.

The isotope compositions of zircon and melanocratic granitoids of the Toisuk ( $\epsilon_{\text{Hf}}$  from  $-6.0$  to  $-10.7$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  from  $-5.3$  to  $-10.2$ ) and Nizhnii Kitoi ( $\epsilon_{\text{Hf}}$  from  $-5.0$  to  $-8.1$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  =  $-4.0$  and  $-5.1$ ) plutons argue for the generation of their mafic sources from the enriched lithospheric mantle formed as a result of Neoarchean subduction processes. Vein granites of the Toisuk pluton and leucogranites of the Malaya Belaya pluton formed through the melting of quartz–feldspar (granodiorite) substrate. The contrasting isotope parameters of the Toisuk vein granites ( $\epsilon_{\text{Hf}}$  from  $-6.7$  to  $-10.1$ , zircons, and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  =  $-5.5$ , rock) and Malaya Belaya leucogranites ( $\epsilon_{\text{Hf}}$  from  $2.9$  to  $5.9$ , zircons, and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  from  $+0.7$  to  $-1.9$ , rocks) indicate melting of the Archean and Paleoproterozoic crust, respectively. The more radiogenic Hf isotope composition of zircons from vein granites as compared with rocks of the Archean crust of the Irkut terrane is evident of the contribution of juvenile material to the granite formation.

*Collisional granitoids, zircon, Lu–Hf isotope composition, mantle and crustal sources, Paleoproterozoic, southwestern Siberian craton*

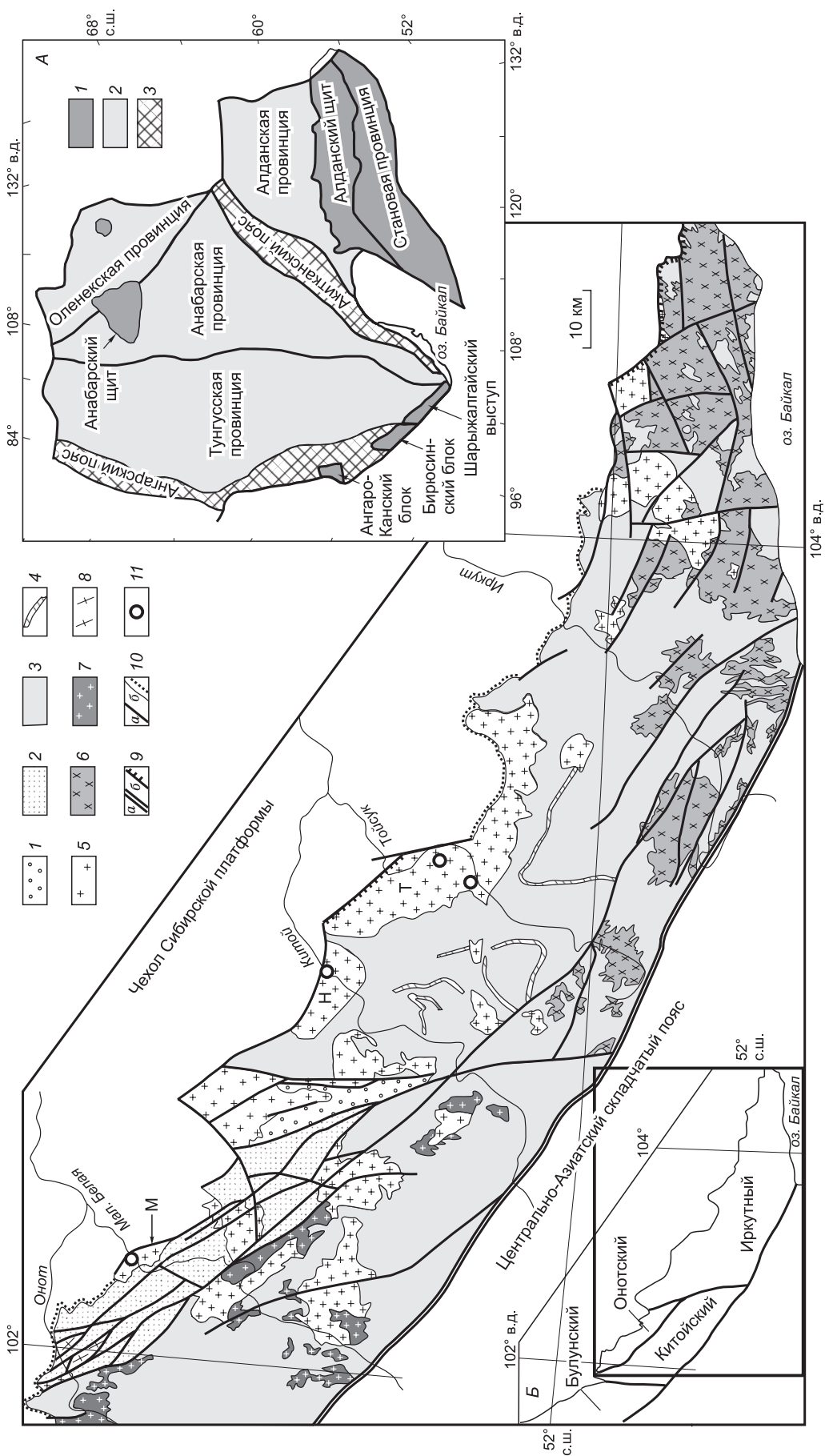
## ВВЕДЕНИЕ

Гранитоиды служат маркерами формирования и эволюции континентальной коры. В коллизионных орогенах образование гранитов главным образом связано с процессами внутрикорового плавления, что приводит к дифференциации коры по вертикали без существенного увеличения ее объема и изменения валового химического состава. Напротив, гранитообразование при участии мантийных расплавов не только как источников тепла, инициирующих плавление, но и источников вещества приводит к изменению состава континентальной коры и в конечном итоге ее росту за счет поступления ювенильного материала. Таким образом, генезис гранитоидов определяет различие в стиле эволюции континентальной коры.

Разнообразие коллизионных гранитоидов по составу определяется: 1) различным составом источников, 2) варьирующими условиями плавления, 3) взаимодействием между основными и кислыми магмами. Присутствие пространственно ассоциирующих с гранитами базитовых плутонов предполагает прямой вклад из мантии. Вместе с тем вопрос о том, могут ли мантийные магмы и их производные образовывать значительную массовую порцию гранитоидных плутонов в коллизионных поясах, остается дискуссионным.

Одним из маркеров генезиса гранитоидов служит изотопный Nd и Hf состав пород и цирконов. Древние коровые и мантийно-связанные (деплетированные) гранитообразующие субстраты резко отличаются по составу и изотопным характеристикам. По сравнению с породами древней континентальной коры ювенильные коровые источники обладают изотопными характеристиками, аналогичными деплетированной мантии. Наряду с участием в гранитообразовании расплавов из деплетированного мантийного источника в блоках с мощной литосферой формирование мафических магм может быть связано с плавлением субконтинентальной мантии, которая для древних кратонов демонстрирует обогащенные изотопные характеристики вследствие проявления процессов мантийного метасоматоза. Таким образом, в гранитообразовании могут быть задействованы, по крайней мере, четыре различных источника: коровые древний и ювенильный и мантийные деплетированный и обогащенный, следовательно, для их идентификации необходимо привлекать дополнительные данные по содержанию в гранитоидах главных и редких элементов.

На юго-западе Сибирской платформы образование палеопротерозойских гранитоидов было связано с коллизионными процессами при амальгамации архейских террейнов в структуру Сибирского кратона, а в глобальном плане — со становлением палеопротерозойского суперконтинента. Формирование коллизионных гранитоидов в Шарыжалгайском, Бирюсинском и Ангара-Канском выступах фундамента (рис. 1, А) происходило в узком временном диапазоне 1.88—1.84 млрд лет [Донская и др., 2002, 2005; Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2009]. По структурному положению эти гранитоиды являются постскладчатыми, что позволяет связывать их становление с процессами постколлизионного растяжения. Связь палеопротерозойского гранитообразования на юго-западе Сибирского кратона с коллизией архейских коровых блоков обусловила специфику их изотопного состава. Имеющиеся данные показывают, что большинство гранитоидов характеризуются модельным Nd возрастом  $\geq 2.5$  млрд лет и отрицательными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , что, вероятно, отражает доминирующий вклад долгоживущих коровых субстратов [Донская и др., 2005, 2014; Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2009]. Вместе с тем широкий диапазон величин  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ( $-13$  до  $-3$ ) для палеопротерозойских гранитов дает свидетельства участия в плавлении источников с различной коровой предысторией. В настоящей работе представлены данные по геохимии пород, U–Pb возрасту и изотопному Hf составу циркона из палеопротерозойских гранитоидов трех массивов Шарыжалгайского выступа с целью оценки характера коровых и мантийных источников и их роли в гранитообразовании.



**Рис. 1. Геологическая схема Шарыжалгайского выступа.**

1 — нижнепротерозойские отложения; 2 — метасадочно-вулканогенные отложения Охотского ЗКП; 3 — гранулитогенные комплексы Иркутского и Киритского блоков; 4 — маркирующие слои; 5 — палеопротерозойские гранитоиды; 6 — метасадочно-вулканогенные отложения; 7 — архейские гранитоиды; 8 — палеоархейские плагитогнейсы и плагитогранитоиды ТТГ комплекса; 9 — тектонические границы; 10 — разломы; 11 — место отбора проб для изотопно-геохронологического изучения. Массивы: Т — Тойуский, Н — Нижнекиритский, М — Малобельский. На врезке А — главные тектонические элементы Сибирского кратона: 1 — выступы фундамента, 2 — погребенный фундамент, 3 — палеопротерозойские орогенные пояса. На врезке Б — схема блоков Шарыжалгайского выступа. Рамкой показан контур геологической схемы на рис. 1.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания главных и редких элементов в породах определены в Центре коллективного пользования ИГМ СО РАН рентгенофлуоресцентным методом на рентгеноспектральном анализаторе ARL-9900-XP и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г, точность анализа — в среднем 2—7 отн. %.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по принятой методике [Williams et al., 1998]. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону 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 — на уровне  $2\sigma$ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Определение Lu-Hf изотопного состава циркона проведено методом ICP-MS с лазерной абляцией с помощью 193 нм ArF лазера COMPEX-102, системы абляции DUV-193 и мультиколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме ThermoFinnigan Neptune в ЦИИ ВСЕГЕИ, следуя методике, описанной в работе [Griffin et al., 2000]. Для коррекции масс-дискриминации было использовано одно нормализующее отношение ( $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ). Корректное значение  $^{176}\text{Hf}$  было получено путем вычитания  $^{176}\text{Yb}$  и  $^{176}\text{Lu}$  (измерялись свободные от наложений  $^{172}\text{Yb}$  и  $^{175}\text{Lu}$ ). Анализ изотопного состава выполнен в тех же точках, в которых проводилось U-Pb SIMS датирование, но диаметр точки составлял ~ 50 мкм, а глубина кратера 20—40 мкм. За период измерений средние величины  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  для цирконовых стандартов составили  $0.282680 \pm 23$  (TEMORA,  $n = 10$ ),  $0.282497 \pm 16$  (Mud Tank,  $n = 6$ ) и  $0.281994 \pm 20$  (GJ-1,  $n = 6$ ). Цирконы из Малобельского массива изучены методом LA-ICP-MS в Аналитическом центре Университета Джеймс Кук (Таунсвилл, Австралия) (193 нм ArF лазер GeoLas и мультиколлекторный масс-спектрометр Thermo Scientific Neptune). Процедура анализа детально описана в работе [Kemp et al., 2009]. При обработке данных принята постоянная распада  $^{176}\text{Lu} = 1.867 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$  [Söderlund, 2004]. Для расчета  $\epsilon_{\text{Hf}}$  использованы хондритовые величины:  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$  и  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ . Модельный Hf возраст ( $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ ) определен относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами:  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$  и  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$  [Bouvier et al., 2008], путем проецирования инициального  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  циркона к линии DM, используя среднекоровую величину  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ .

Определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в Геологическом институте КНИЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме по методике, описанной Т.Б. Баяновой [2004]. Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.06 нг для Sm и 0.3 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd  $\pm 0.2\%$  ( $2\sigma$ ), изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.2\%$  ( $2\sigma$ ),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003\%$  ( $2\sigma$ ). Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.251578$ , что соответствует отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , и приведены к  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  в Nd стандарте La Jolla. Качество измерений контролировалось измерением изотопных стандартов, за период исследования средневзвешенные значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношения по стандарту La Jolla ( $n = 15$ ) составили  $0.511833 \pm 15$  ( $2\sigma$ ). Одностадийный модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  рассчитан относительно деплетированной мантии (DM) ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$ ), величины  $\epsilon_{\text{Nd}}$  определены относительно CHUR ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

Шарыжалгайский выступ представляет обнаженный фундамент на юго-западе Сибирской платформы и протягивается в северо-западном направлении на ~350 км от южного побережья оз. Байкал до р. Ока (см. рис. 1, А). В его структуре с северо-запада на юго-восток выделено четыре блока: Булунский и Онетский гранит-зеленокаменные и Китойский и Иркутский гранулитогнейсовые; их границами служат региональные разломы северо-западного и субмеридионального простирания (см. рис. 1, Б). Онетский и Булунский блоки образованы палеоархейскими (3.4—3.3 млрд лет) плагиогнейсами и плагиогранитоидами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ комплекс) [Бибикина и др., 2006; Туркина и др., 2009] и метаосадочно-вулканогенными отложениями зеленокаменных поясов [Туркина, Ножкин, 2008]. На основании датирования цирконов из метаграувакк Урикского ЗКП и детритовых

цирконов из метapelитов Онотского ЗКП время формирования зеленокаменных поясов оценивается как мезо- (~2.8 млрд лет) и неоархейское (~2.7 млрд лет) соответственно [Туркина и др., 2014а, б].

Китойский и Иркутный блоки, образующие большую часть Шарыжалгайского выступа, сложены однотипными породными ассоциациями, метаморфизованными до гранулитовой фации и включающими ортогнейсы среднего и кислого составов, метабазиты, гранат-биотитовые и высокоглиноземистые кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы, мраморы и кальцифиры [Ножкин, Туркина, 1993; Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005]. Начало формирования коры Иркутного блока относится к палеоархею. Реликты палеоархейской (~3.4 млрд лет) коры представлены биотит-гиперстеновыми и двупироксеновыми ортогранулитами среднего состава, которые подвергались высокотемпературному метаморфизму на рубеже ~3.0 млрд лет [Poller et al., 2005; Туркина и др., 2011]. Величины модельного Nd возраста ( $T_{Nd}(DM) = 2.9—3.3$  млрд лет) доминирующих неоархейских гранулитов среднекислого состава и модельного Hf возраста их магматических цирконов ( $T_{Hf}^C(DM) = 3.0—3.3$  млрд лет) свидетельствуют о более широком распространении палеоархейской коры на глубинном уровне [Туркина, 2010; Turkina et al., 2012]. Магматические протолиты доминирующих в Иркутном и Китойском террейнах гранулитов основного и среднекислого составов формировались в субдукционной обстановке, их возраст составляет 2.6—2.7 млрд лет [Poller et al., 2005; Turkina et al., 2012]. Для этих гранулитов по цирконам установлены два этапа метаморфизма: 2.55—2.6 и 1.85—1.86 млрд лет, которые коррелируют с образованием гранитов (2.53—2.54 и 1.85—1.86 млрд лет) [Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012]. В структуре гранулитогнейсовых блоков установлены две метаосадочные толщи [Туркина, Сухоруков, 2015]. Первая распространена в Китойском и на северо-западе Иркутного блока и сложена кордиерит- и силлиманитсодержащими и гранат-биотитовыми парагнейсами. Время формирования осадочных протолитов на основании датирования детритовых цирконов оценивается интервалом 2.74—2.70 млрд лет, а их метаморфизм произошел на рубеже неоархей—палеопротерозой и в позднем палеопротерозое [Туркина и др., 2017]. Вторая толща образована гранат-биотитовыми, ортопироксен-биотитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами и кальцифирами и выполняет межкупольные структуры на юго-востоке Иркутного блока. Возрасты наиболее молодых детритовых ядер циркона из парагнейсов 1.95—2.0 млрд лет и метаморфогенных оболочек ~1.85 млрд лет ограничивают время седиментации в интервале 1.85—1.95 млрд лет [Туркина и др., 2010].

Палеопротерозойские гранитоиды образуют пояс интрузий вдоль северо-восточной границы Шарыжалгайского выступа (см. рис. 1).

**Тойсукский массив** расположен на северо-западе Иркутного блока и представляет собой наиболее крупный интрузив площадью 84 км<sup>2</sup> (см. рис. 1). Вмещающими породами являются архейские кислые гранулиты и гнейсограниты, а также гранат-биотитовые и высокоглиноземистые парагнейсы, нередко мигматизированные. Северо-восточный контакт массива перекрыт венд-кембрийскими осадочными отложениями чехла. Основной объем массива сложен крупнозернистыми, слабопорфировидными биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гранодиоритами и граносиенитами. Эти породы нередко содержат мелкие (2—3 см) меланократовые включения и более крупные обособления (до 5—8 см), обогащенные амфиболом и биотитом. Меланократовые пироксен-биотит-амфиболовые монцодиориты образуют обособления видимого размера до первых метров и по составу близки меланократовым включениям. Жильная фация представлена биотитовыми гранитами и лейкогранитами, реже гранодиоритами, которые образуют секущие тела мощностью первые метры.

Гранодиориты и граносиениты главной фазы характеризуются наличием крупных зерен микроклин-пертита (20—25 %) и среднезернистой основной массой, реже встречаются равномерно-зернистые разновидности. Среди темноцветных минералов преобладает биотит (10—15 %), содержание амфибола составляет 1—10 %, единичные зерна клинопироксена представлены диопсидом. Для порфировидных гранодиоритов и граносиенитов характерно гнездообразное распределение темноцветных минералов в ассоциации с апатитом, ильменитом, магнетитом и сфеном, содержание акцессорных минералов понижено в сравнении с монцодиоритами. Амфибол представлен эденитом и гастингситом, а железистый биотит имеет высокое содержание TiO<sub>2</sub> (3.1—4.8 мас. %). Плагноклаз слабозональный (An<sub>31–38</sub>). Вторичные минералы всех этих пород представлены вторичным амфиболом, эпидотом и хлоритом. Монцодиориты из крупных меланократовых обособлений содержат порфирообразные калиевого полевого шпата — микроклина с включениями плагноклаза. Гнездообразные скопления амфибола и биотита (20—25 %) сопровождаются крупными зернами апатита, ильменита, магнетита, сфена, циркона и редко магнетита, содержание акцессорных минералов достигает 2—3 %. Клинопироксен (авгит) встречается только в виде реликтов в амфиболе. Амфибол по составу соответствует эдениту и гастингситу, а железистый биотит имеет повышенное содержание TiO<sub>2</sub> (2.9—3.8 мас. %). Основная масса монцодиоритов сложена плагноклазом, микроклином и кварцем, содержание последнего не превышает 5 %. Плагноклаз монцодиоритов резко зональный: от An<sub>40–42</sub> в ядре до An<sub>29–36</sub> в кайме. Биотитовые граниты и лейкограниты из жильных тел имеют равномерно-среднезернистую структуру. Содержание железистого биотита

( $\text{TiO}_2 = 2.6\text{—}2.8$  мас. %) составляет не более 10 %, в гранодиоритах встречаются единичные зерна амфибола. Калиевый полевой шпат и плагиоклаз ( $\text{An}_{26-33}$ ) присутствуют примерно в равных соотношениях. Основные акцессорные минералы гранитов это апатит, циркон и магнетит.

**Нижнекитойский массив** — это небольшой интрузив, располагающийся к северо-западу от Тойсукского, на северо-западе Иркутского блока (см. рис. 1). Массив образован крупносреднезернистыми порфировидными амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами. Гранодиориты и граниты сложены микроклином, плагиоклазом, кварцем, содержание темноцветов — амфибола и биотита составляет 10—15 % при преобладании последнего. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, ильменитом и магнетитом. В юго-западном экзоконтакте массива среди вмещающих архейских гнейсогранитов широко распространены маломощные (до первых метров) жильные тела мелкозернистых биотитовых гранитов.

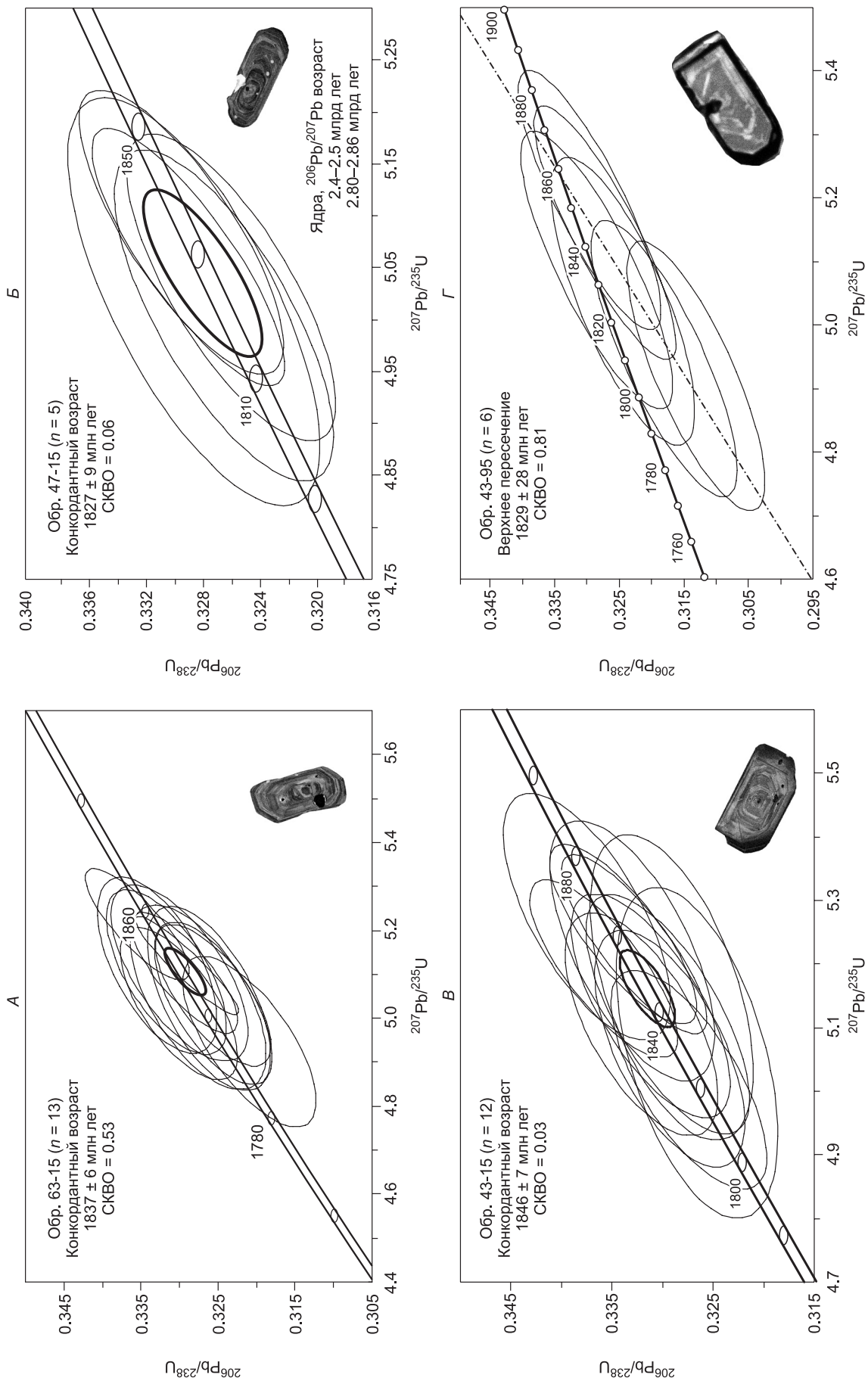
**Малобельский массив** располагается на северо-востоке Онотского блока на границе с прогибом, выполненном метавулканогенно-осадочными отложениями палеопротерозойской сублукской серии (см. рис. 1). Границы массива тектонические, что определяется его положением в зоне регионального разлома, ограничивающего Шарыжалгайский выступ. Вмещающими служат породы верхней части разреза Онотского ЗКП: гранат-мусковит-биотитовые, биотитовые ( $\pm$  амфибол) сланцы с прослоями амфиболитов, метаморфизм которых не превышал амфиболитовой фации. По составу преобладающие гранат-мусковит-биотитовые сланцы отвечают терригенным породам от алевропелитов до обогащенных кварцем песчаников. Малобельский массив сложен лейкократовыми биотит- и амфиболсодержащими гранитами. Породы интенсивно разгнейсованы и имеют тонкополосчатые текстуры. Содержание темноцветных минералов — высокожелезистого биотита ( $\text{TiO}_2 = 2.5\text{—}3.2$  мас. %) и амфибола (гастингсита) — не превышает 10 %, среди полевых шпатов преобладает микроклин. Акцессорные минералы представлены обильными цирконом, сфеном и реже апатитом, ортитом и флюоритом.

## РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

В **Тойсукском массиве** были датированы цирконы из клинопироксен-биотит-амфиболового монцодиорита (обр. 63-15) и жильного биотитового лейкогранита (обр. 47-15). В монцодиорите циркон представлен длиннопризматическими кристаллами размером 200—400 мкм с  $K_y = 4\text{—}2$ . В КЛ (катодолюминесцентном изображении) большинство кристаллов характеризуются отчетливой осцилляторной зональностью, внутренние части зерен иногда незональные и темные в КЛ (рис. 2, А). В отличие от зональных кристаллов ( $U = 88\text{—}376$  г/т,  $Th = 121\text{—}248$  г/т,  $Th/U = 0.7\text{—}1.5$ ) темные в КЛ центральные части зерен обогащены  $U$  (2244—2751 г/т) и  $Th$  (934—1453 г/т), но сохраняют характерное для магматических цирконов  $Th/U$  отношение (0.43—0.55) (табл. 1). Конкордантный возраст рассчитан по 13 точкам, отвечающим цирконам с различным содержанием  $U$ , и составляет  $1837 \pm 6$  млн лет ( $СКВО = 0.53$ ) (см. рис. 2, а). В биотитовом граните призматические кристаллы магматического циркона размером 100—300 мкм с  $K_y = 3\text{—}2$  обладают отчетливой осцилляторной зональностью в КЛ (см. рис. 2, Б). Кроме того, присутствуют зерна, большую часть которых составляют ядра с отчетливой до слабой зональностью в КЛ, окруженные тонкими темными и светлыми в КЛ оболочками. Магматические цирконы ( $U = 124\text{—}559$  г/т,  $Th = 107\text{—}227$  г/т,  $Th/U = 0.42\text{—}1.0$ ) и унаследованные ядра ( $U = 169\text{—}315$  г/т,  $Th = 89\text{—}297$  г/т,  $Th/U = 0.29\text{—}1.3$ ) характеризуются содержанием  $U$ ,  $Th$  и  $Th/U$  отношением, типичным для магматических цирконов. Конкордантный возраст пяти зерен магматических цирконов составляет  $1827 \pm 9$  млн лет ( $СКВО = 0.06$ ) (см. рис. 2, Б) и в пределах ошибки не отличается от такового циркона из монцодиорита. Ядра циркона имеют  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст 2.40—2.55 и 2.80—2.86 млрд лет (см. табл. 1), который сопоставим с возрастом цирконов из неоархейских гранитов (2.55 млрд лет) [Turkina et al., 2012] и наиболее молодых детритовых цирконов из архейских парагнейсов Иркутского блока [Туркина и др., 2017].

Цирконы из амфибол-биотитового гранодиорита **Нижнекитойского массива** (обр. 43—15) представлены призматическими кристаллами размером 200—400 мкм с  $K_y = 4\text{—}2$  (см. рис. 2, В). В КЛ кристаллы обладают отчетливой осцилляторной зональностью, в центральных частях зерен зональность иногда «размыта», и они более темные в КЛ. Большинство зерен имеет пониженное содержание  $U$  (114—458 г/т) и  $Th$  (68—304 г/т) и типичное для магматического циркона  $Th/U$  (0.48—1.0) (см. табл. 1). Конкордантный возраст, рассчитанный по 12 точкам, составляет  $1846 \pm 7$  млн лет ( $СКВО = 0.03$ ) (см. рис. 2, В).

В лейкограните из **Малобельского массива** (обр. 43-95) кристаллы циркона обычно темные в КЛ и характеризуются более отчетливой зональностью в краевых частях зерен (см. рис. 2, Г). Содержания  $U$  (493—652 г/т),  $Th$  (225—346 г/т) и  $Th/U$  (0.47—0.61) соответствуют величинам для магматических цирконов (см. табл. 1). Три зерна резко обогащены  $U$  (1169—7863 г/т) и имеют сильноdiscordантные изотопные  $U/Pb$  отношения. Возраст шести зерен циркона по верхнему пересечению discordии с concordией составляет  $1859 \pm 28$  млн лет ( $СКВО = 0.81$ ) (см. рис. 2, Г). Для всей совокупности зерен верх-



**Рис. 2.** Диаграммы с конкордией для циркона из палеопротерозойских гранитоидов.

Тойсукский массив: А — монодиорит, Б — гранит; Г — Нижнекийский массив; Д — Малобельский массив.

Таблица 1. Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из палеопротерозойских гранитоидов

| Зер-<br>но                                       | $^{206}\text{Pb}_c$ ,<br>% | U    | Th   | $\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$ | $^{206}\text{Pb}^*$ ,<br>г/г | Возраст,<br>млн лет                      |                                           | D,<br>% | $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$ | $\pm$ % | $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ | $\pm$ % | $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ % | $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ % | Rho   |
|--------------------------------------------------|----------------------------|------|------|------------------------------------------|------------------------------|------------------------------------------|-------------------------------------------|---------|--------------------------------------------|---------|-----------------------------------------------|---------|--------------------------------------------|---------|--------------------------------------------|---------|-------|
|                                                  |                            | г/г  |      |                                          |                              | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |         |                                            |         |                                               |         |                                            |         |                                            |         |       |
|                                                  |                            |      |      |                                          |                              |                                          |                                           |         |                                            |         |                                               |         |                                            |         |                                            |         |       |
| 1                                                | 2                          | 3    | 4    | 5                                        | 6                            | 7                                        | 8                                         | 9       | 10                                         | 11      | 12                                            | 13      | 14                                         | 15      | 16                                         | 17      | 18    |
| Монцодиорит Тойсукского массива (обр. 63-15)     |                            |      |      |                                          |                              |                                          |                                           |         |                                            |         |                                               |         |                                            |         |                                            |         |       |
| 1                                                | 0.19                       | 188  | 149  | 0.81                                     | 53.6                         | 1839 ± 15                                | 1809 ± 18                                 | -2      | 3.028                                      | 0.9     | 0.1106                                        | 1.0     | 5.033                                      | 1.4     | 0.3301                                     | 0.9     | 0.683 |
| 2                                                | 0.14                       | 376  | 248  | 0.68                                     | 107                          | 1836 ± 14                                | 1838 ± 12                                 | 0       | 3.035                                      | 0.9     | 0.1124                                        | 0.7     | 5.104                                      | 1.1     | 0.3294                                     | 0.9     | 0.792 |
| 3                                                | 0.51                       | 237  | 193  | 0.84                                     | 68.2                         | 1853 ± 15                                | 1825 ± 23                                 | -1      | 3.001                                      | 1.0     | 0.1116                                        | 1.3     | 5.121                                      | 1.6     | 0.3329                                     | 1.0     | 0.60  |
| 4                                                | 0.12                       | 2751 | 1453 | 0.55                                     | 794                          | 1865 ± 13                                | 1843 ± 10                                 | -1      | 2.979                                      | 0.8     | 0.1127                                        | 0.6     | 5.214                                      | 1.0     | 0.3355                                     | 0.8     | 0.833 |
| 5                                                | 0.17                       | 2244 | 934  | 0.43                                     | 636                          | 1834 ± 13                                | 1846 ± 6                                  | 1       | 3.038                                      | 0.8     | 0.1129                                        | 0.3     | 5.120                                      | 0.9     | 0.3290                                     | 0.8     | 0.932 |
| 6                                                | 0.06                       | 180  | 135  | 0.77                                     | 50.5                         | 1817 ± 15                                | 1834 ± 20                                 | 1       | 3.071                                      | 1.0     | 0.1121                                        | 1.1     | 5.034                                      | 1.5     | 0.3256                                     | 1.0     | 0.664 |
| 7                                                | 2.68                       | 272  | 206  | 0.78                                     | 80.3                         | 1851 ± 17                                | 1806 ± 73                                 | -2      | 2.990                                      | 1.1     | 0.1104                                        | 4.0     | 5.060                                      | 4.2     | 0.3326                                     | 1.1     | 0.258 |
| 8                                                | 0.12                       | 118  | 101  | 0.88                                     | 33.4                         | 1839 ± 17                                | 1835 ± 21                                 | 0       | 3.029                                      | 1.1     | 0.1122                                        | 1.2     | 5.103                                      | 1.6     | 0.3300                                     | 1.1     | 0.671 |
| 9                                                | 0.13                       | 182  | 196  | 1.11                                     | 51.1                         | 1820 ± 16                                | 1835 ± 24                                 | 1       | 3.064                                      | 1.0     | 0.1122                                        | 1.3     | 5.045                                      | 1.7     | 0.3262                                     | 1.0     | 0.614 |
| 10                                               | 0.16                       | 141  | 121  | 0.88                                     | 39                           | 1794 ± 17                                | 1829 ± 20                                 | 2       | 3.116                                      | 1.1     | 0.1118                                        | 1.1     | 4.947                                      | 1.6     | 0.3209                                     | 1.1     | 0.702 |
| 11                                               | 0.13                       | 142  | 131  | 0.95                                     | 40.6                         | 1847 ± 15                                | 1826 ± 20                                 | -1      | 3.014                                      | 1.0     | 0.1116                                        | 1.1     | 5.105                                      | 1.5     | 0.3317                                     | 1.0     | 0.661 |
| 12                                               | 0.12                       | 88   | 125  | 1.47                                     | 24.7                         | 1827 ± 17                                | 1828 ± 25                                 | 0       | 3.052                                      | 1.1     | 0.1118                                        | 1.4     | 5.048                                      | 1.7     | 0.3276                                     | 1.1     | 0.619 |
| 13                                               | 0.25                       | 221  | 175  | 0.82                                     | 61.9                         | 1817 ± 15                                | 1841 ± 17                                 | 1       | 3.070                                      | 0.9     | 0.1125                                        | 0.9     | 5.052                                      | 1.3     | 0.3256                                     | 0.9     | 0.711 |
| Гранит Тойсукского массива (обр. 47-15)          |                            |      |      |                                          |                              |                                          |                                           |         |                                            |         |                                               |         |                                            |         |                                            |         |       |
| 1.1                                              | 0.07                       | 301  | 202  | 0.69                                     | 146                          | 2882 ± 21                                | 2864 ± 7                                  | -1      | 1.774                                      | 0.9     | 0.2047                                        | 0.4     | 15.91                                      | 1.0     | 0.5636                                     | 0.9     | 0.901 |
| 2.1                                              | 0.07                       | 340  | 216  | 0.66                                     | 96.4                         | 1835 ± 14                                | 1831 ± 12                                 | 0       | 3.035                                      | 0.9     | 0.1119                                        | 0.7     | 5.084                                      | 1.1     | 0.3294                                     | 0.9     | 0.791 |
| 3.1                                              | 0.06                       | 201  | 134  | 0.69                                     | 56.5                         | 1821 ± 15                                | 1819 ± 16                                 | 0       | 3.063                                      | 1.0     | 0.1112                                        | 0.9     | 5.004                                      | 1.3     | 0.3264                                     | 1.0     | 0.732 |
| 4.1                                              | 0.08                       | 124  | 107  | 0.89                                     | 35                           | 1831 ± 18                                | 1812 ± 21                                 | -1      | 3.044                                      | 1.1     | 0.1108                                        | 1.1     | 5.017                                      | 1.6     | 0.3285                                     | 1.1     | 0.708 |
| 5.1                                              | 0.10                       | 559  | 227  | 0.42                                     | 158                          | 1833 ± 13                                | 1825 ± 10                                 | 0       | 3.04                                       | 0.8     | 0.1116                                        | 0.6     | 5.060                                      | 1.0     | 0.3289                                     | 0.8     | 0.838 |
| 6.1                                              | 0.09                       | 281  | 167  | 0.61                                     | 78.7                         | 1819 ± 15                                | 1831 ± 14                                 | 1       | 3.068                                      | 0.9     | 0.1120                                        | 0.8     | 5.031                                      | 1.2     | 0.3259                                     | 0.9     | 0.757 |
| 7.1                                              | 0.22                       | 169  | 123  | 0.75                                     | 73.8                         | 2643 ± 21                                | 2807 ± 11                                 | 6       | 1.971                                      | 1.0     | 0.1976                                        | 0.7     | 13.81                                      | 1.2     | 0.5069                                     | 1.0     | 0.827 |
| 8.1                                              | 0.28                       | 178  | 172  | 1.00                                     | 51.7                         | 1874 ± 16                                | 1866 ± 22                                 | 0       | 2.963                                      | 1.0     | 0.1141                                        | 1.2     | 5.308                                      | 1.6     | 0.3373                                     | 1.0     | 0.640 |
| 9.1                                              | 0.04                       | 230  | 297  | 1.33                                     | 95.9                         | 2552 ± 20                                | 2549 ± 10                                 | 0       | 2.059                                      | 0.9     | 0.1691                                        | 0.6     | 11.32                                      | 1.1     | 0.4856                                     | 0.9     | 0.850 |
| 9.2                                              | 0.10                       | 315  | 89   | 0.29                                     | 120                          | 2359 ± 22                                | 2428 ± 9                                  | 3       | 2.263                                      | 1.1     | 0.1574                                        | 0.5     | 9.590                                      | 1.3     | 0.4418                                     | 1.1     | 0.904 |
| Гранодиорит Нижнекитойского массива (обр. 43-15) |                            |      |      |                                          |                              |                                          |                                           |         |                                            |         |                                               |         |                                            |         |                                            |         |       |
| 1.1                                              | 0.19                       | 136  | 79   | 0.60                                     | 39                           | 1853 ± 17                                | 1859 ± 22                                 | 0       | 3.001                                      | 1.0     | 0.1137                                        | 1.2     | 5.221                                      | 1.6     | 0.3330                                     | 1.0     | 0.648 |
| 2.1                                              | 1.34                       | 165  | 158  | 0.99                                     | 43.6                         | 1708 ± 15                                | 1778 ± 37                                 | 4       | 3.288                                      | 1.0     | 0.1087                                        | 2.0     | 4.550                                      | 2.3     | 0.3033                                     | 1.0     | 0.455 |
| 3.1                                              | 0.27                       | 151  | 78   | 0.54                                     | 42.4                         | 1822 ± 16                                | 1838 ± 33                                 | 1       | 3.060                                      | 1.0     | 0.1124                                        | 1.8     | 5.060                                      | 2.1     | 0.3266                                     | 1.0     | 0.499 |
| 4.1                                              | 8.44                       | 433  | 304  | 0.72                                     | 128                          | 1738 ± 15                                | 1822 ± 98                                 | 5       | 3.171                                      | 1.0     | 0.1114                                        | 5.4     | 4.750                                      | 5.5     | 0.3094                                     | 1.0     | 0.175 |
| 4.2                                              | 0.75                       | 119  | 68   | 0.59                                     | 34                           | 1834 ± 17                                | 1861 ± 29                                 | 1       | 3.034                                      | 1.0     | 0.1138                                        | 1.6     | 5.163                                      | 1.9     | 0.3291                                     | 1.0     | 0.541 |
| 5.1                                              | 0.06                       | 395  | 273  | 0.72                                     | 113                          | 1857 ± 14                                | 1864 ± 12                                 | 0       | 2.995                                      | 0.9     | 0.1140                                        | 0.7     | 5.247                                      | 1.1     | 0.3339                                     | 0.9     | 0.804 |
| 5.2                                              | 0.13                       | 167  | 78   | 0.48                                     | 47.5                         | 1844 ± 15                                | 1839 ± 18                                 | 0       | 3.018                                      | 1.0     | 0.1124                                        | 1.0     | 5.134                                      | 1.4     | 0.3312                                     | 1.0     | 0.697 |
| 6.1                                              | 0.04                       | 283  | 156  | 0.57                                     | 81.7                         | 1867 ± 14                                | 1834 ± 13                                 | -2      | 2.977                                      | 0.9     | 0.1122                                        | 0.7     | 5.193                                      | 1.1     | 0.3358                                     | 0.9     | 0.783 |
| 6.2                                              | 0.14                       | 114  | 69   | 0.63                                     | 32.2                         | 1836 ± 17                                | 1844 ± 19                                 | 0       | 3.034                                      | 1.0     | 0.1127                                        | 1.1     | 5.121                                      | 1.5     | 0.3295                                     | 1.0     | 0.705 |
| 7.1                                              | 0.14                       | 140  | 87   | 0.64                                     | 40.5                         | 1875 ± 16                                | 1854 ± 20                                 | -1      | 2.962                                      | 1.0     | 0.1133                                        | 1.1     | 5.274                                      | 1.5     | 0.3375                                     | 1.0     | 0.678 |
| 8.1                                              | 0.47                       | 213  | 130  | 0.63                                     | 61.2                         | 1849 ± 15                                | 1824 ± 20                                 | -1      | 3.008                                      | 0.9     | 0.1115                                        | 1.1     | 5.105                                      | 1.4     | 0.3321                                     | 0.9     | 0.645 |
| 9.1                                              | 0.08                       | 175  | 139  | 0.82                                     | 49.3                         | 1826 ± 15                                | 1819 ± 18                                 | 0       | 3.054                                      | 1.0     | 0.1112                                        | 1.0     | 5.018                                      | 1.4     | 0.3274                                     | 1.0     | 0.705 |
| 9.2                                              | 0.65                       | 248  | 167  | 0.70                                     | 70.7                         | 1835 ± 15                                | 1826 ± 21                                 | -1      | 3.033                                      | 0.9     | 0.1116                                        | 1.1     | 5.067                                      | 1.5     | 0.3293                                     | 0.9     | 0.628 |
| 10.1                                             | 0.03                       | 458  | 214  | 0.48                                     | 131                          | 1852 ± 14                                | 1864 ± 11                                 | 1       | 3.004                                      | 0.9     | 0.1140                                        | 0.6     | 5.231                                      | 1.1     | 0.3328                                     | 0.9     | 0.836 |
| Лейкогранит Малобельского массива (обр. 43-95)   |                            |      |      |                                          |                              |                                          |                                           |         |                                            |         |                                               |         |                                            |         |                                            |         |       |
| 1                                                | 0.02                       | 587  | 339  | 0.60                                     | 165                          | 1825 ± 22                                | 1865 ± 14                                 | 2       | 3.056                                      | 1.4     | 0.1140                                        | 0.8     | 5.145                                      | 1.6     | 0.3272                                     | 1.4     | 0.864 |
| 2                                                | 6.33                       | 7153 | 502  | 0.07                                     | 318                          | 303 ± 4                                  | 946 ± 87                                  | 212     | 20.64                                      | 1.3     | 0.0706                                        | 4.3     | 0.469                                      | 4.5     | 0.0482                                     | 1.3     | 0.296 |
| 3                                                | 0.11                       | 586  | 299  | 0.53                                     | 158                          | 1756 ± 21                                | 1863 ± 20                                 | 6       | 3.193                                      | 1.4     | 0.1139                                        | 1.1     | 4.92                                       | 1.8     | 0.3131                                     | 1.4     | 0.789 |

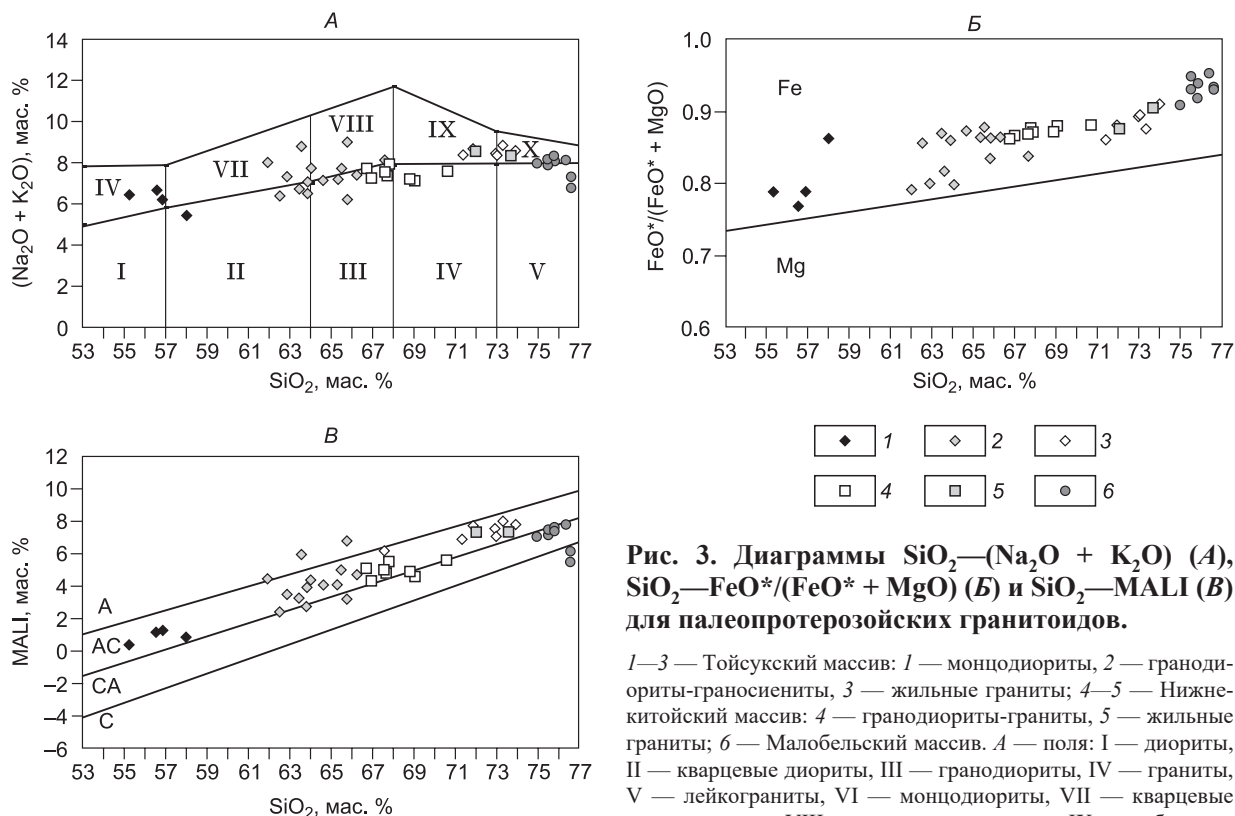
| 1  | 2    | 3    | 4    | 5    | 6   | 7         | 8         | 9  | 10    | 11  | 12     | 13   | 14    | 15  | 16     | 17  | 18    |
|----|------|------|------|------|-----|-----------|-----------|----|-------|-----|--------|------|-------|-----|--------|-----|-------|
| 4  | 0.94 | 648  | 295  | 0.47 | 148 | 1502 ± 19 | 1811 ± 29 | 21 | 3.803 | 1.4 | 0.1107 | 1.6  | 4.006 | 2.1 | 0.2625 | 1.4 | 0.657 |
| 5  | 0.08 | 652  | 346  | 0.55 | 185 | 1836 ± 22 | 1870 ± 15 | 2  | 3.034 | 1.4 | 0.1144 | 0.84 | 5.196 | 1.6 | 0.3296 | 1.4 | 0.852 |
| 6  | 0.09 | 504  | 239  | 0.49 | 142 | 1831 ± 23 | 1837 ± 17 | 0  | 3.044 | 1.5 | 0.1123 | 0.97 | 5.086 | 1.8 | 0.3285 | 1.5 | 0.835 |
| 7  | 0.13 | 549  | 325  | 0.61 | 150 | 1780 ± 23 | 1845 ± 19 | 4  | 3.143 | 1.5 | 0.1128 | 1.1  | 4.947 | 1.8 | 0.3181 | 1.5 | 0.809 |
| 8  | 3.76 | 1169 | 669  | 0.59 | 171 | 975 ± 13  | 1582 ± 70 | 62 | 6.084 | 1.4 | 0.0978 | 3.8  | 2.201 | 4   | 0.1633 | 1.4 | 0.354 |
| 9  | 0.23 | 493  | 225  | 0.47 | 138 | 1811 ± 22 | 1842 ± 22 | 2  | 3.081 | 1.4 | 0.1126 | 1.2  | 5.037 | 1.8 | 0.3245 | 1.4 | 0.763 |
| 10 | 1.58 | 7863 | 1060 | 0.14 | 464 | 422 ± 5   | 600 ± 45  | 42 | 14.79 | 1.3 | 0.0599 | 2.1  | 0.558 | 2.5 | 0.0676 | 1.3 | 0.534 |

Примечание. Ошибки приведены на уровне  $1\sigma$ . Pb и Pb\* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . Ошибка калибровки стандарта ТЕМО-РА — 0.36 %.  $D$  — процент дискордантности, рассчитан по уравнению  $D = 100 \times [(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} \text{ возраст} / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ возраст}) - 1]$ . Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ .

нее пересечение дискордии с конкордией равно  $1863 \pm 16$  млн лет (СКВО = 0.52), это значение принято в качестве возраста циркона Малобельского массива.

### ГЕОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЙ Nd СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Породы **Тойсукского массива** характеризуются широким диапазоном  $\text{SiO}_2$  и включают три дискретные группы: монцодиориты (55—57 %), гранодиориты-граносиениты (62—68 %) и граниты-лейкограниты (71—74 %) (табл. 2, рис. 3, А). Они относятся к субщелочному ряду и в соответствии с систематикой [Frost et al., 2001] по величине  $\text{MALI}$  ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ) являются преимущественно известково-щелочными (см. рис. 3, В). Породы варьируют от металюминиевых до слабопералюминиевых с ростом ASI от монцодиоритов (0.83—1.04) к гранодиоритам-граносиенитам (0.91—1.07) и гранитам (1.00—1.09). Все гранитоиды отличает высокая железистость, возрастающая с ростом  $\text{SiO}_2$  ( $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.77\text{—}0.91$ ) (см. рис. 3, Б). Монцодиориты резко обогащены  $\text{TiO}_2$  (1.5—2.0 мас. %) и



**Рис. 3. Диаграммы  $\text{SiO}_2$ — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (А),  $\text{SiO}_2$ — $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$  (Б) и  $\text{SiO}_2$ —MALI (В) для палеопротерозойских гранитоидов.**

1—3 — Тойсукский массив: 1 — монцодиориты, 2 — гранодиориты-граносиениты, 3 — жильные граниты; 4—5 — Нижне-китойский массив: 4 — гранодиориты-граниты, 5 — жильные граниты; 6 — Малобельский массив. А — поля: I — диориты, II — кварцевые диориты, III — гранодиориты, IV — граниты, V — лейкограниты, VI — монцодиориты, VII — кварцевые монцодиориты, VIII — кварцевые сиениты, IX — субщелочные граниты, X — субщелочные лейкограниты; Б — поля: Fe — железистых и Mg — магнезиальных гранитоидов, по [Frost et al., 2001]; В — поля: C — известковистых, AC — щелочно-известковистых, CA — известково-щелочных и A — щелочных гранитоидов, по [Frost et al., 2001].

ные граниты, X — субщелочные лейкограниты; Б — поля: Fe — железистых и Mg — магнезиальных гранитоидов, по [Frost et al., 2001]; В — поля: C — известковистых, AC — щелочно-известковистых, CA — известково-щелочных и A — щелочных гранитоидов, по [Frost et al., 2001].

Таблица 2.

## Содержание петрогенных и редких элементов

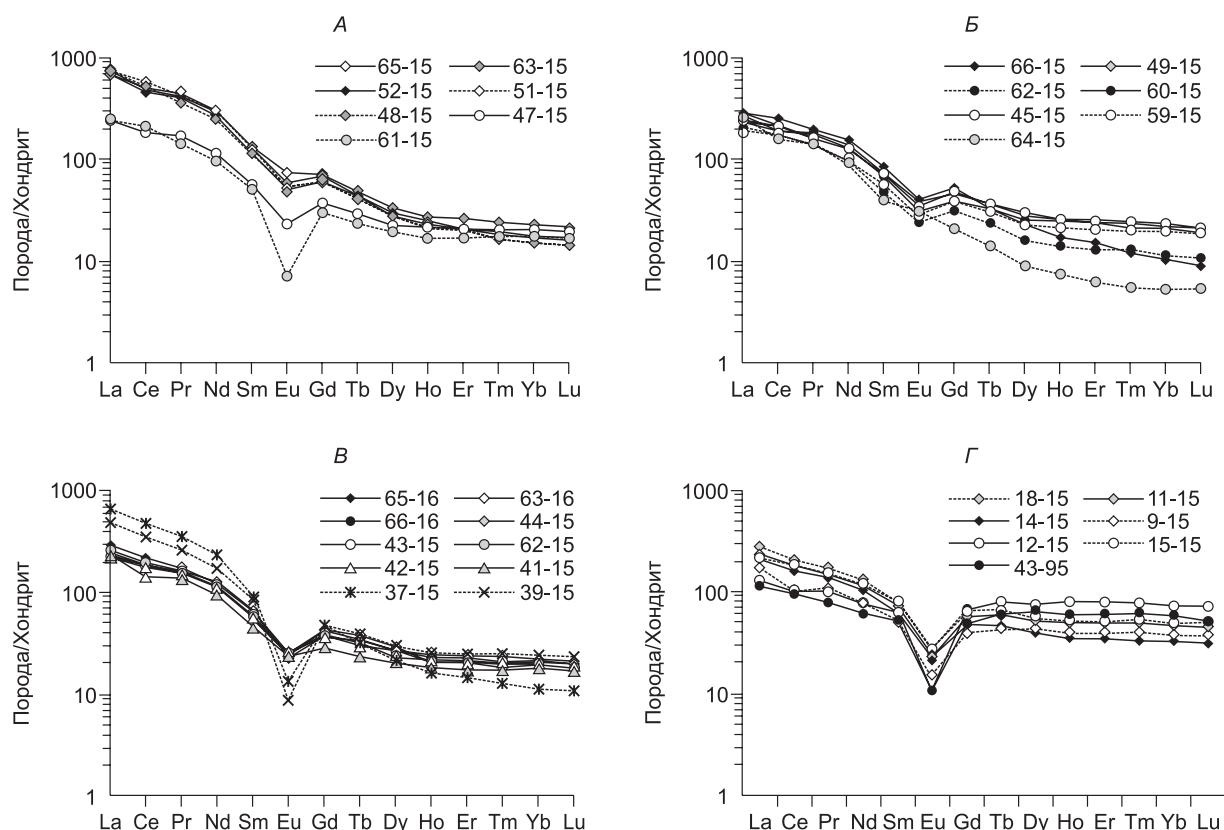
| Компо-<br>нент                   | 65-15 | 63-15 | 52-15 | 51-15 | 48-15 | 66-15 | 49-15 | 62-15 | 45-15 | 60-15 | 59-15  | 64-15  | 47-15 | 61-15 | 65-16 | 63-16 |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|
|                                  | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11     | 12     | 13    | 14    | 15    | 16    |
| SiO <sub>2</sub> ,<br>мас. %     | 55.29 | 56.54 | 61.96 | 62.86 | 64.04 | 56.84 | 62.52 | 63.57 | 63.84 | 63.88 | 65.31  | 65.81  | 73.01 | 73.93 | 66.73 | 66.96 |
| TiO <sub>2</sub>                 | 1.61  | 1.75  | 1.10  | 1.11  | 0.91  | 1.45  | 1.39  | 0.94  | 1.35  | 1.20  | 1.07   | 0.56   | 0.20  | 0.19  | 0.81  | 0.82  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 17.03 | 15.21 | 15.13 | 14.84 | 14.57 | 17.43 | 13.92 | 16.30 | 13.41 | 13.58 | 13.69  | 16.23  | 13.21 | 13.00 | 13.88 | 13.85 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 9.20  | 9.94  | 6.89  | 7.10  | 6.36  | 9.29  | 9.25  | 5.41  | 9.03  | 8.21  | 7.48   | 4.09   | 2.30  | 2.33  | 5.80  | 6.07  |
| MnO                              | 0.13  | 0.12  | 0.08  | 0.08  | 0.08  | 0.09  | 0.12  | 0.05  | 0.12  | 0.11  | 0.11   | 0.03   | 0.02  | 0.03  | 0.08  | 0.08  |
| MgO                              | 2.22  | 2.68  | 1.63  | 1.59  | 1.44  | 2.25  | 1.40  | 1.08  | 1.33  | 1.21  | 1.06   | 0.73   | 0.24  | 0.20  | 0.84  | 0.84  |
| CaO                              | 6.08  | 5.53  | 3.62  | 3.85  | 3.33  | 4.91  | 4.00  | 2.87  | 3.75  | 3.16  | 3.14   | 2.18   | 1.34  | 0.78  | 2.60  | 3.00  |
| Na <sub>2</sub> O                | 3.38  | 3.14  | 2.88  | 3.13  | 3.08  | 3.48  | 2.62  | 3.09  | 2.69  | 2.64  | 2.68   | 2.99   | 2.54  | 3.12  | 2.83  | 2.93  |
| K <sub>2</sub> O                 | 3.09  | 3.53  | 5.17  | 4.17  | 4.63  | 2.72  | 3.78  | 5.72  | 3.79  | 4.45  | 4.54   | 6.03   | 5.85  | 5.47  | 4.91  | 4.33  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0.67  | 0.68  | 0.39  | 0.44  | 0.36  | 0.68  | 0.51  | 0.39  | 0.49  | 0.43  | 0.42   | 0.20   | 0.05  | 0.05  | 0.26  | 0.28  |
| П.п.п.                           | 0.39  | 0.52  | 0.47  | 0.57  | 0.50  | 0.60  | 0.40  | 0.64  | 0.30  | 0.70  | 0.50   | 0.78   | 0.36  | 0.47  | 0.28  | 0.29  |
| Сумма                            | 99.65 | 100.1 | 99.84 | 100.2 | 99.68 | 99.97 | 100.2 | 100.4 | 100.3 | 99.81 | 100.22 | 100.10 | 99.24 | 99.65 | 99.22 | 99.63 |
| Th, г/т                          | 16.2  | 25.0  | 27.0  | 38.0  | 38    | 12.1  | 13.9  | 16.6  | 17.1  | 15.2  | 13.2   | 21.0   | 22    | 51    | 29    | 17.4  |
| U                                | 1.9   | 2.1   | 2.9   | 4.8   | 3.3   | 1.87  | 1.34  | 2.1   | 2.3   | 2.6   | 2.2    | 1.6    | 3.0   | 2.4   | 4.4   | 3.4   |
| Rb                               | 79    | 91    | 131   | 105   | 150   | 168   | 93    | 198   | 132   | 189   | 128    | 157    | 183   | 297   | 193   | 170   |
| Ba                               | 4085  | 3133  | 4009  | 3062  | 2 908 | 1 343 | 1624  | 2093  | 1 549 | 1504  | 1665   | 3310   | 1 186 | 318   | 1 272 | 987   |
| Sr                               | 1548  | 1165  | 900   | 853   | 796   | 738   | 343   | 296   | 282   | 254   | 270    | 516    | 206   | 64    | 226   | 221   |
| La                               | 209   | 215   | 239   | 240   | 230   | 87    | 73    | 64    | 75    | 85    | 56     | 81     | 76    | 79    | 90    | 69    |
| Ce                               | 378   | 424   | 387   | 461   | 423   | 203   | 154   | 135   | 171   | 153   | 144    | 127    | 153   | 171   | 173   | 148   |
| Pr                               | 49.1  | 54.3  | 50.4  | 54.8  | 45    | 23    | 22.4  | 17.6  | 19.9  | 21.4  | 17.0   | 16.9   | 20    | 17.7  | 21    | 19.6  |
| Nd                               | 175   | 180   | 167   | 182   | 151   | 91    | 81    | 56    | 77    | 75    | 61.2   | 55.2   | 68    | 57    | 72    | 75    |
| Sm                               | 25.3  | 26.0  | 22.4  | 24.1  | 22    | 16.4  | 14.0  | 9.4   | 14.1  | 13.5  | 11.1   | 7.6    | 10.8  | 9.9   | 12.3  | 12.9  |
| Eu                               | 5.3   | 4.2   | 3.7   | 4.0   | 3.7   | 3.0   | 2.8   | 1.8   | 2.5   | 2.2   | 2.1    | 2.3    | 1.7   | 0.52  | 1.8   | 1.8   |
| Gd                               | 18.3  | 18.1  | 15.7  | 16.5  | 16.2  | 13.2  | 11.9  | 8.0   | 12.5  | 10.2  | 9.8    | 5.4    | 9.7   | 7.7   | 10.5  | 11.3  |
| Tb                               | 2.2   | 2.3   | 2.0   | 2.0   | 1.90  | 1.61  | 1.7   | 1.1   | 1.70  | 1.6   | 1.4    | 0.7    | 1.39  | 1.10  | 1.6   | 1.8   |
| Dy                               | 9.4   | 10.8  | 9.0   | 9.2   | 8.9   | 7.4   | 9.0   | 5.1   | 9.6   | 8.2   | 7.5    | 2.8    | 7.3   | 6.2   | 8.6   | 9.2   |
| Ho                               | 1.8   | 1.9   | 1.7   | 1.7   | 1.5   | 1.2   | 1.8   | 1.0   | 1.8   | 1.8   | 1.5    | 0.5    | 1.6   | 1.2   | 1.73  | 1.84  |
| Er                               | 4.4   | 5.5   | 4.1   | 4.4   | 4.2   | 3.1   | 5.0   | 2.7   | 5.1   | 4.9   | 4.3    | 1.3    | 4.3   | 3.6   | 4.8   | 5.1   |
| Tm                               | 0.60  | 0.78  | 0.63  | 0.63  | 0.54  | 0.40  | 0.69  | 0.40  | 0.77  | 0.75  | 0.66   | 0.18   | 0.66  | 0.57  | 0.68  | 0.76  |
| Yb                               | 3.70  | 4.72  | 3.49  | 3.66  | 3.3   | 2.2   | 4.29  | 2.33  | 4.8   | 4.60  | 4.05   | 1.10   | 4.3   | 3.7   | 4.4   | 4.5   |
| Lu                               | 0.54  | 0.68  | 0.50  | 0.51  | 0.47  | 0.29  | 0.63  | 0.34  | 0.66  | 0.66  | 0.60   | 0.17   | 0.63  | 0.54  | 0.63  | 0.65  |
| Zr                               | 316   | 745   | 570   | 528   | 505   | 472   | 388   | 645   | 401   | 354   | 354    | 465    | 302   | 186   | 333   | 321   |
| Hf                               | 7.6   | 17.1  | 13.4  | 12.5  | 11.5  | 9.7   | 9.5   | 15.5  | 9.5   | 9.1   | 8.8    | 11.3   | 8.0   | 5.7   | 9.0   | 8.9   |
| Ta                               | 0.99  | 1.28  | 0.82  | 1.02  | 1.04  | 0.81  | 1.07  | 0.85  | 1.27  | 1.33  | 1.08   | 0.31   | 1.34  | 1.61  | 1.26  | 1.10  |
| Nb                               | 20    | 25    | 18    | 17.6  | 17.7  | 18.4  | 19.1  | 15    | 21    | 21    | 17.6   | 7.5    | 17.0  | 15.6  | 17.3  | 16.3  |
| Y                                | 46    | 56    | 45    | 46    | 44    | 38    | 47    | 30    | 52    | 46    | 42     | 14     | 46    | 36    | 46    | 51    |
| Cr                               | 39    | 75    | 65    | 50    | 39    | 39    | 30    | 47    | 33    | 37    | 37     | 52     | 56    | 39    | 13.8  | 10.4  |
| Ni                               | 12.7  | 14.3  | 12.5  | 14.4  | 6.1   | 12.7  | 10.0  | 11.5  | 8.7   | 11.0  | 10.0   | 10.6   | 10.6  | 6.1   | 0.48  | 0.45  |
| (La/Yb) <sub>n</sub>             | 38.1  | 30.6  | 46.0  | 44.2  | 47.6  | 27.0  | 11.5  | 18.5  | 10.6  | 12.5  | 9.4    | 49.5   | 11.9  | 14.4  | 13.8  | 10.4  |
| Eu/Eu*                           | 0.73  | 0.57  | 0.57  | 0.57  | 0.58  | 0.59  | 0.64  | 0.63  | 0.56  | 0.56  | 0.60   | 1.0    | 0.50  | 0.18  | 0.48  | 0.45  |
| T, °C                            | 754   | 825   | 833   | 827   | 828   | 817   | 798   | 863   | 801   | 797   | 799    | 844    | 811   | 769   | 801   | 795   |

Примечание. 1—11 — Тойсукский массив: группа I — 1, 2 — монцодиориты, 3—5 — кварцевые монцониты, гранодиориты; группа II — 6 — монцодиорит, 7—11 — гранодиориты; 12—14 — жильные граниты; 15—24 — Нижнеки-  
тойский массив (15—22 — гранодиориты и граниты, 23, 24 — жильные лейкограниты); 25—32 — Малобельский массив,

**в породах Тойсукского массива**

| 66-16 | 44-15 | 43-15  | 62-16 | 42-15 | 41-15 | 37-15 | 39-15 | 18-15 | 11-15  | 14-15 | 9-15   | 12-15 | 15-15 | 16-15 | 43-95 |
|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| 17    | 18    | 19     | 20    | 21    | 22    | 23    | 24    | 25    | 26     | 27    | 28     | 29    | 30    | 31    | 32    |
| 67.60 | 67.72 | 67.83  | 68.82 | 69.03 | 70.63 | 72.0  | 73.6  | 74.97 | 75.46  | 75.49 | 75.80  | 75.79 | 76.59 | 76.60 | 76.36 |
| 0.81  | 0.79  | 0.79   | 0.81  | 0.74  | 0.60  | 0.52  | 0.32  | 0.20  | 0.19   | 0.16  | 0.13   | 0.08  | 0.22  | 0.28  | 0.112 |
| 13.47 | 13.19 | 13.48  | 12.64 | 12.83 | 13.18 | 13.2  | 13.1  | 12.06 | 12.07  | 11.75 | 11.99  | 12.46 | 11.59 | 11.29 | 11.87 |
| 5.91  | 6.10  | 5.98   | 5.69  | 5.68  | 4.63  | 3.29  | 2.81  | 3.08  | 2.90   | 2.41  | 2.92   | 2.07  | 2.53  | 3.04  | 2.29  |
| 0.08  | 0.08  | 0.08   | 0.08  | 0.07  | 0.06  | 0.03  | 0.04  | 0.03  | 0.04   | 0.03  | 0.02   | 0.03  | 0.03  | 0.03  | 0.03  |
| 0.80  | 0.76  | 0.80   | 0.75  | 0.70  | 0.56  | 0.42  | 0.26  | 0.28  | 0.19   | 0.12  | 0.17   | 0.16  | 0.16  | 0.20  | 0.1   |
| 2.54  | 2.58  | 2.45   | 2.36  | 2.51  | 2.03  | 1.24  | 0.97  | 0.88  | 0.75   | 0.70  | 0.45   | 0.91  | 1.16  | 1.28  | 0.39  |
| 2.73  | 2.72  | 2.71   | 2.57  | 2.76  | 2.66  | 2.50  | 2.89  | 2.96  | 2.90   | 2.87  | 2.88   | 3.39  | 3.32  | 3.05  | 2.76  |
| 4.80  | 4.68  | 5.25   | 4.64  | 4.37  | 4.98  | 6.05  | 5.45  | 4.99  | 5.00   | 5.29  | 5.21   | 4.93  | 3.99  | 3.74  | 5.4   |
| 0.27  | 0.27  | 0.27   | 0.26  | 0.25  | 0.20  | 0.09  | 0.06  | 0.02  | 0.03   | 0.04  | 0.02   | 0.02  | 0.02  | 0.02  | 0.03  |
| 0.18  | 0.62  | 0.43   | 0.35  | 0.40  | 0.22  | 0.66  | 0.55  | 0.35  | 0.50   | 0.26  | 0.49   | 0.00  | 0.13  | 0.27  | 0.58  |
| 99.40 | 99.70 | 100.29 | 99.17 | 99.55 | 99.96 | 100.1 | 100.2 | 99.93 | 100.17 | 99.24 | 100.18 | 99.95 | 99.88 | 99.94 | 99.92 |
| 28    | 22.0  | 23.0   | 42    | 29.0  | 19.6  | 66.0  | 72.0  | 27    | 42     | 24    | 43     | 52    | 30    | 35    | 60    |
| 2.8   | 2.9   | 3.5    | 1.9   | 3     | 3.8   | 3.2   | 7.9   | 3.8   | 6.3    | 3.4   | 6.4    | 12.6  | 3.9   | 3.9   | 7.4   |
| 186   | 182   | 202    | 69    | 181   | 215   | 268   | 358   | 176   | 194    | 200   | 202    | 191   | 114   | —     | 221   |
| 1 233 | 1175  | 1561   | 368   | 1184  | 1433  | 720   | 429   | 702   | 699    | 844   | 507    | 270   | 815   | —     | 215   |
| 211   | 204   | 219    | 331   | 215   | 208   | 97    | 67    | 39    | 39     | 43    | 28     | 24    | 60    | —     | 16    |
| 80    | 75    | 68     | 114   | 69    | 70    | 207   | 147   | 86.2  | 73     | 64.8  | 53     | 39.7  | 67.9  | —     | 37    |
| 160   | 152   | 145    | 194   | 140   | 114   | 390   | 287   | 165.5 | 147    | 132.9 | 81     | 82.6  | 153.8 | —     | 81    |
| 19.3  | 19.9  | 18.7   | 19.4  | 18.2  | 16.7  | 44    | 32    | 20.9  | 18.3   | 17.1  | 13.1   | 12.3  | 18.5  | —     | 9.8   |
| 69    | 68    | 65     | 56    | 67    | 56    | 139   | 105   | 80.2  | 69     | 63.4  | 46     | 46.4  | 72.3  | —     | 37    |
| 11.3  | 10.7  | 11.7   | 6.6   | 10.7  | 9.0   | 17.4  | 16.1  | 15.8  | 14.3   | 12.0  | 10.1   | 12.6  | 15.8  | —     | 10.3  |
| 1.7   | 1.7   | 1.8    | 1.1   | 1.9   | 1.8   | 0.97  | 0.62  | 1.83  | 1.72   | 1.66  | 1.13   | 0.82  | 2.05  | —     | 0.79  |
| 10.4  | 9.6   | 9.8    | 5.3   | 9.2   | 7.4   | 12.1  | 12.1  | 17.1  | 15.1   | 12.3  | 10.3   | 17.6  | 17.0  | —     | 12.8  |
| 1.6   | 1.4   | 1.5    | 0.63  | 1.4   | 1.1   | 1.51  | 1.8   | 3.1   | 2.8    | 2.2   | 2.1    | 3.8   | 3.1   | —     | 2.9   |
| 8.3   | 7.3   | 8.4    | 2.8   | 7.4   | 6.4   | 6.8   | 9.9   | 17.9  | 17.4   | 12.7  | 13.9   | 24.5  | 18.6  | —     | 20.3  |
| 1.52  | 1.57  | 1.62   | 0.57  | 1.49  | 1.31  | 1.18  | 1.83  | 3.7   | 3.6    | 2.6   | 2.8    | 5.8   | 3.8   | —     | 4.3   |
| 4.4   | 4.3   | 4.7    | 1.46  | 4.2   | 3.7   | 3.1   | 5.2   | 10.8  | 10.5   | 7.4   | 8.4    | 17.0  | 10.8  | —     | 12.8  |
| 0.64  | 0.65  | 0.66   | 0.21  | 0.63  | 0.57  | 0.40  | 0.81  | 1.7   | 1.63   | 1.1   | 1.32   | 2.5   | 1.7   | —     | 2.02  |
| 3.9   | 4.3   | 4.3    | 1.40  | 4.0   | 3.7   | 2.3   | 5.0   | 10.3  | 10.0   | 7.0   | 8.0    | 15.7  | 10.6  | —     | 12.3  |
| 0.57  | 0.62  | 0.63   | 0.21  | 0.59  | 0.54  | 0.34  | 0.73  | 1.6   | 1.47   | 1.0   | 1.24   | 2.4   | 1.6   | —     | 1.64  |
| 330   | 299   | 324    | 402   | 311   | 290   | 495   | 290   | 243   | 270    | 162   | 147    | 155   | 303   | —     | 150   |
| 8.8   | 8.00  | 8.50   | 11.3  | 8.50  | 8.00  | 14.7  | 9.7   | 9.5   | 9.8    | 6.4   | 7.8    | 9.6   | 11.6  | —     | 8.8   |
| 1.18  | 1.3   | 1.2    | 0.32  | 1.2   | 1.1   | 1.0   | 2.6   | 2.0   | 1.93   | 1.3   | 1.48   | 2.0   | 2.4   | —     | 3.4   |
| 16.2  | 16.9  | 16     | 5.0   | 15.4  | 13.5  | 19.4  | 27    | 24    | 26     | 18.1  | 26     | 28    | 27    | —     | 33    |
| 45    | 45    | 48     | 15.8  | 42    | 40    | 34    | 55    | 111   | 97     | 77    | 68     | 187   | 113   | —     | 107   |
| 13.7  | 11.9  | 10.7   | 55.1  | 11.8  | —     | —     | —     | —     | —      | —     | —      | —     | —     | —     | —     |
| 0.48  | 0.50  | 0.50   | 0.54  | 0.56  | —     | —     | —     | —     | —      | —     | —      | —     | —     | —     | —     |
| 13.7  | 11.9  | 10.7   | 55.1  | 11.8  | 12.6  | 60.9  | 20.0  | 5.7   | 4.9    | 6.3   | 4.5    | 1.7   | 4.3   | —     | 2.0   |
| 0.48  | 0.50  | 0.50   | 0.54  | 0.56  | 0.63  | 0.19  | 0.13  | 0.34  | 0.36   | 0.41  | 0.34   | 0.17  | 0.38  | —     | 0.21  |
| 801   | 791   | 797    | 822   | 797   | 799   | 861   | 808   | 793   | 806    | 757   | 755    | 750   | 811   | —     | 757   |

лейкограниты. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* — общее железо. Температура определена по насыщению цирконием, по [Watson, Harrison, 1983].  
Прочерк — нет данных.



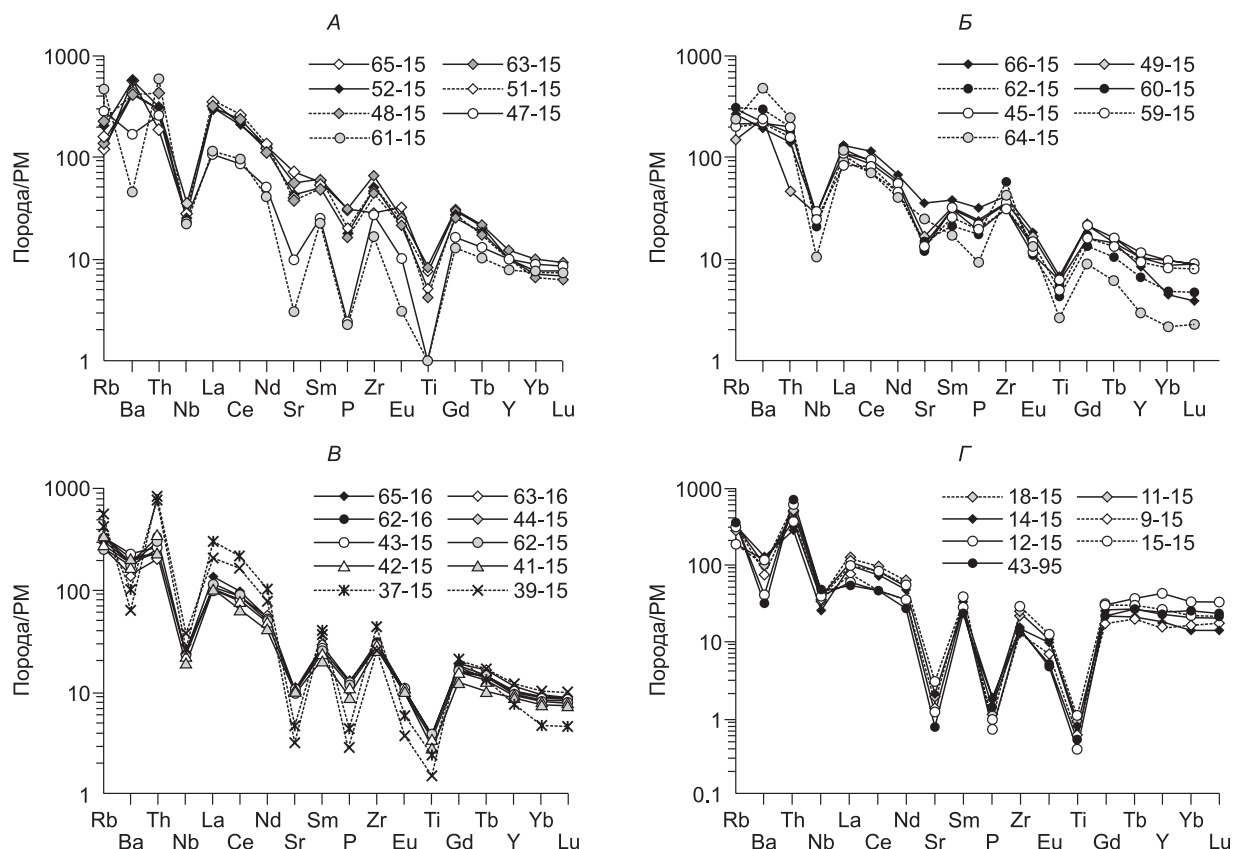
**Рис. 4. Редкоземельные спектры для палеопротерозойских гранитоидов.**

Массивы: *А, Б* — Тойсукский: *А* — группа I (монцодиориты, кварцевые монциты, гранодиориты) и жильные граниты, *Б* — группа II (монцодиорит и гранодиориты); *В* — Нижнекитойский (жильные граниты — пунктирные линии); *Г* — Малобельский. Номера проб соответствуют табл. 2.

$P_2O_5$  (0.68—0.86 мас. %), содержание которых слабо возрастает с ростом  $SiO_2$ , тогда как в ряду гранодиоритов, граносиенитов и гранитов снижается. Характерная особенность пород главной фазы и монцодиоритов — это аномально высокие концентрации Ba (4100—1200 г/т), а также обогащение высокозарядными элементами (HFSE — Zr, Hf, Nb, Ta, Y), особенно Zr (см. табл. 2). По содержанию РЗЭ и редких элементов выделяются две группы с диапазоном  $SiO_2$  от монцодиоритов до гранодиоритов (рис. 4, *А, Б*). Первая группа резко обогащена легкими РЗЭ ( $(La/Yb)_n = 31—48$ ), Ba (2900—4100 г/т), Sr (1550—796 г/т) и в меньшей степени Zr (316—745 г/т) и Th (16—38 г/т). Вторая группа характеризуется пониженным содержанием легких лантаноидов ( $(La/Yb)_n = 9—27$ ), Ba (1200—2100 г/т), Sr (270—738 г/т) при близких концентрациях Zr (354—645 г/т) и Th (12—22 г/т). Один образец этой группы имеет пониженное содержание тяжелых РЗЭ и лишен Eu аномалии (см. рис. 4, *Б*). Редкоземельные спектры обеих групп имеют слабую отрицательную Eu аномалию ( $Eu/Eu^* = 0.73—0.56$ ). Жильные гранитоиды разнообразны по характеру редкоземельных спектров: от сильно обедненных тяжелыми РЗЭ с высоким  $(La/Yb)_n$  (36) и слабой Eu аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.74$ ) до умеренно фракционированных ( $(La/Yb)_n = 12—14$ ) с отчетливым Eu минимумом ( $Eu/Eu^* = 0.18—0.50$ ) (см. рис. 4, *А*). Концентрации некогерентных редких элементов в жильных гранитоидах понижены в сравнении с породами главной фазы. На мультиэлементных спектрах монцодиоритов резко проявлены минимумы по Ti и Nb, а гранодиоритов главной фазы также отрицательные аномалии Sr и P (рис. 5, *А, Б*). Аналогичный характер аномалий имеют мультиэлементные спектры гранитов (см. рис. 5, *А*).

Породы Тойсукского массива имеют отрицательные  $\epsilon_{Nd}$ , наиболее низкие значения у монцодиоритов и гранодиоритов первой группы ( $\epsilon_{Nd}$  от  $-10.2$  до  $-7.2$ ), для второй обедненной группы и жильных гранитов  $\epsilon_{Nd}$  отчетливо выше ( $-4.6$  до  $-5.5$ ) (табл. 3, рис. 6, *А*).

Породы **Нижнекитойского массива** имеют более узкий диапазон  $SiO_2$  (66.7—69.0 мас. %) и представлены металюминиевыми гранодиоритами и гранитами нормального ряда щелочности (см. рис. 3, *А*). По величине  $MAL$  ( $Na_2O + K_2O - CaO$ ) гранитоиды являются известково-щелочными (см. рис. 3, *Б*). Жильная фация по составу отвечает субщелочным гранитам. Все гранитоиды отличает высокая желези-



**Рис. 5. Мультиэлементные спектры для палеопротерозойских гранитоидов.**

Массивы: А, В — Тойсукский: А — группа I (монцодиориты, кварцевые монцониты, гранодиориты) и жильные граниты, В — группа II (монцодиорит и гранодиориты главной фазы); В — Нижнекитойский (жильные граниты — штриховые линии); Г — Малобельский. Номера проб соответствуют табл. 2.

стость (0.82—0.91) (см. рис. 3, В) и умеренно повышенное содержание  $\text{TiO}_2$  (0.6—0.82 %) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.2—0.28 %). Для пород главной фазы характерно высокое содержание Ba (1560—990 г/т), снижающееся в жильных гранитах (400—700 г/т). По содержанию РЗЭ, HFSE, Th, Rb, Ba гранодиориты и граниты сопоставимы с группой II пород Тойсукского массива, но отличаются пониженным содержанием Sr (204—331 г/т). Распределение РЗЭ для гранитоидов умеренно фракционированное ( $(\text{La}/\text{Yb})_n = 10\text{—}14$ ) со слабой отрицательной аномалией Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.49\text{—}0.63$ ) (см. рис. 4, В). Для жильных гранитов и лейкогранитов характерны обогащение легкими РЗЭ, высокое  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 20\text{—}60$  и резкий Eu минимум ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.13\text{—}0.19$ ). На мультиэлементных спектрах гранитоидов проявлены резкие минимумы по Nb и Ti и более слабые по Sr и P (см. рис. 5, В). Два образца гранодиорита и гранита Нижнекитойского массива имеют  $\epsilon_{\text{Nd}} -4.0$  и  $-5.1$  и  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.6$  и  $2.7$  млрд лет (см. табл. 3), их точки располагаются выше области изотопного состава архейской коры Иркутского и Китойского блоков (см. рис. 6, А).

Породы **Малобельского массива** представлены лейкогранитами ( $\text{SiO}_2$  от 75 до 76.6 мас. %) с содержанием щелочей ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.8\text{—}8.3$  мас. %), отвечающим границе пород субщелочного ряда (см. рис. 3, А). Граниты слабопералюминиевые ( $\text{ASI} = 0.98\text{—}1.07$ ) и в отличие от пород двух других массивов по соотношению щелочей и CaO относятся к щелочно-известковистому типу (см. рис. 3, В). Характерная черта лейкогранитов — это аномально высокая железистость ( $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.91\text{—}0.95$ ) (рис. 3, В). Граниты имеют пониженное содержание Ba (840—215 г/т) и крайне низкое Sr (16—60 г/т). В сравнении с породами Тойсукского и Нижнекитойского массивов лейкограниты обогащены Th (27—60 г/т) и U (3.4—12.6 г/т). Эти породы обладают слабофракционированным распределением РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.7\text{—}6.3$ ) с обогащением как легкими, так и тяжелыми лантаноидами и резким Eu минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.17\text{—}0.41$ ) (см. рис. 4, Г). В сравнении с породами Тойсукского и Нижнекитойского массивов лейкограниты обогащены Nb (18—33 г/т) и Y (77—187 г/т) при пониженном содержании Zr (150—303 г/т). На мультиэлементных спектрах резко проявлены минимумы по Sr, P, Ti и слабо по Nb и Ba (см. рис. 5, Г).

Таблица 3.

Изотопные Sm-Nd данные для палеопротерозойских гранитоидов

| №  | Номер пробы | <i>t</i> , млн лет | Nd    | Sm   | <sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd | <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd | <i>T</i> <sub>Nd</sub> (DM),<br>млн лет | ε <sub>Nd</sub> ( <i>T</i> ) |
|----|-------------|--------------------|-------|------|--------------------------------------|--------------------------------------|-----------------------------------------|------------------------------|
|    |             |                    | Г/Т   |      |                                      |                                      |                                         |                              |
| 1  | 65-15       | 1840               | 171.3 | 26.8 | 0.9438                               | 0.510879 ± 5                         | 2885                                    | −10.2                        |
| 2  | 63-15       | 1840               | 177.4 | 26.4 | 0.0898                               | 0.510978 ± 13                        | 2659                                    | −7.2                         |
| 3  | 51-15       | 1840               | 183.5 | 25.7 | 0.0847                               | 0.510862 ± 13                        | 2691                                    | −8.2                         |
| 4  | 62-15       | 1840               | 58.3  | 10.0 | 0.1039                               | 0.511246 ± 10                        | 2632                                    | −5.3                         |
| 5  | 64-15       | 1840               | 53.3  | 7.6  | 0.0859                               | 0.511063 ± 8                         | 2480                                    | −4.6                         |
| 6  | 47-15       | 1840               | 39.5  | 5.7  | 0.0868                               | 0.511028 ± 16                        | 2539                                    | −5.5                         |
| 7  | 43-15       | 1850               | 74.0  | 12.9 | 0.1051                               | 0.511318 ± 7                         | 2561                                    | −4.0                         |
| 8  | 41-15       | 1850               | 56.8  | 9.9  | 0.1053                               | 0.511264 ± 7                         | 2640                                    | −5.1                         |
| 9  | 14-15       | 1860               | 61.4  | 12.8 | 0.1259                               | 0.511808 ± 12                        | 2293*                                   | 0.7                          |
| 10 | 16-15       | 1860               | 108.3 | 24.6 | 0.1371                               | 0.511937 ± 11                        | 2306*                                   | 0.6                          |
| 11 | 12-15       | 1860               | 44.2  | 12.5 | 0.1711                               | 0.512227 ± 9                         | 2508*                                   | −1.9                         |

Примечание.  $T$  — возраст, принятый для расчета  $\varepsilon_{\text{Nd}}$ . 1—6 — Тойсукский массив: 1, 2 — монцодиориты, 3—5 — гранодиориты, 6 — гранит; 7, 8 — Нижнекитойский массив; 9—11 — Малобельский массив.

\* Двухстадийный возраст.

Лейкограниты Малобельского массива имеют  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  в интервале от +0.7 до -1.9 и  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2.3$ —2.5 млрд лет (двухстадийный модельный возраст рассчитан, поскольку породы имеют высокое  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.13$ —0.17) (см. табл. 3, рис. 6, Б). Изотопный Nd состав гранитов резко контрастирует с породами архейской коры Онотского блока, тогда как одновозрастные с ними гранодиориты и граниты Шумихинского массива ( $\varepsilon_{\text{Nd}}$  от -7.4 до -8.3) того же блока по изотопному составу близки к такой коре.

Для оценки температур образования гранитоидов использованы термометры по насыщению цирконием [Watson, Harrison, 1983] и фосфором [Harrison, Watson, 1984], а также термометр по содержанию Ti в цирконе (Ti-in-Zr) [Ferry, Watson, 2007], наличие в породах ильменита позволяет принять  $\alpha\text{TiO}_2 = 0.7$ . Температуры насыщения цирконием для пород главной фазы и монцодиоритов Тойсукского и гранитоидов Нижнекитойского массивов составляют 786—897 и 823—855 °C соответственно (см. табл. 2). Более низкими  $T$  насыщения 782—844 °C характеризуются высокофракционированные лейкограниты Малобельского массива. Согласно [Miller et al., 2003], для гранитоидов, не содержащих ксеногенных ядер циркона, расчетные значения дают минимальную оценку  $T$  образования расплавов. Близкие темпе-

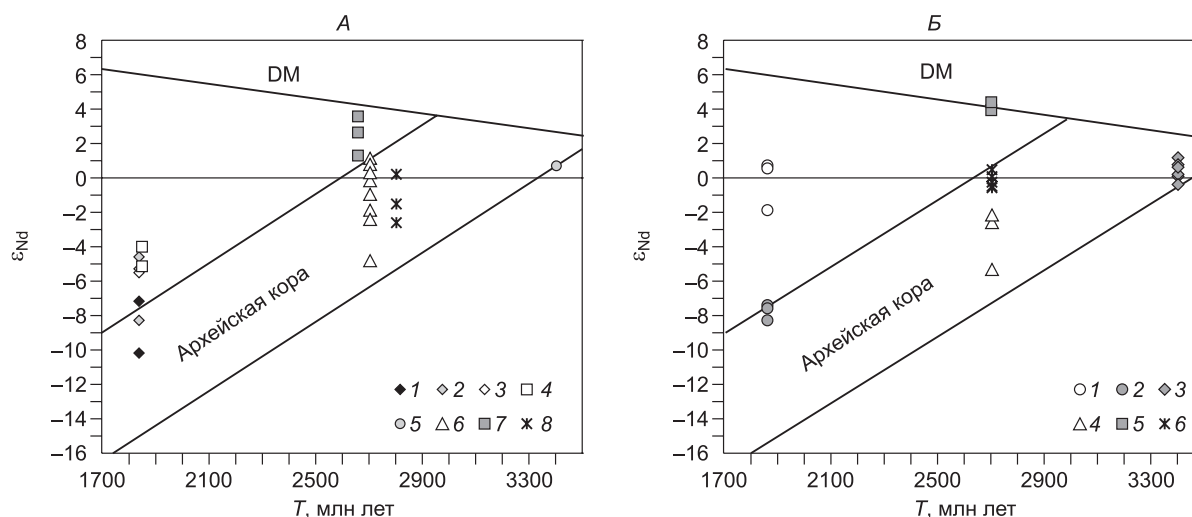


Рис. 6. Диаграммы  $T$ — $\varepsilon_{\text{Nd}}$  для палеопротерозойских гранитоидов и вмещающих пород.

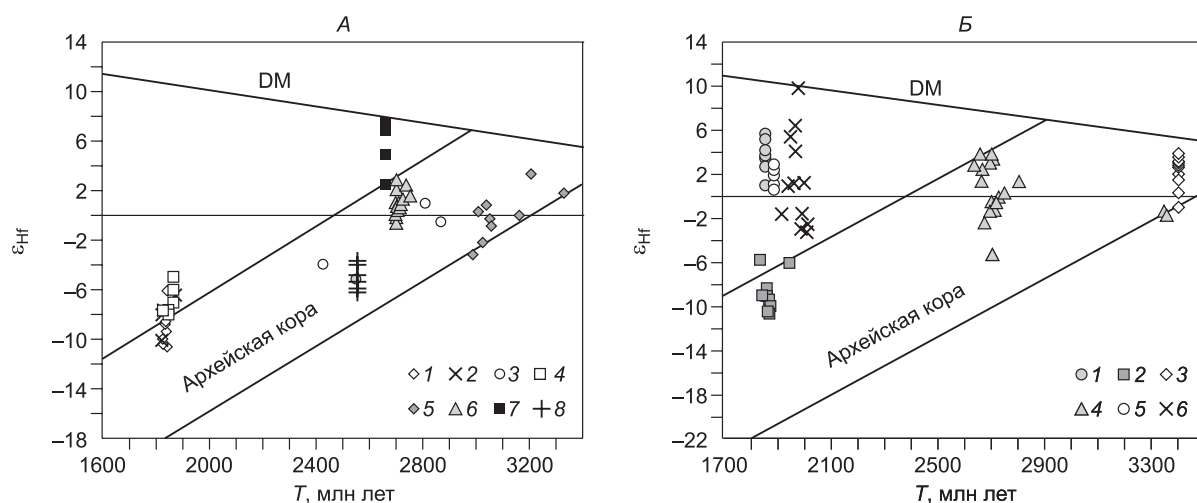
А — Иркутский и Китойский блоки: 1—3 — Тойсукский массив: 1 — монцодиориты, 2 — гранодиориты, 3 — гранит; 4 — Нижнекитойский массив; 5 — палеоархейский гранулит; 6, 7 — неоархейские гранулиты: 6 — среднекислые, 7 — мафические; 8 — архейские парагнейсы. Б — Онотский блок: 1 — Малобельский массив; 2 — Шумихинский массив; 3 — плагиогнейсы ТТГ комплекса; 4 — кислые ортогнейсы; 5 — амфиболиты; 6 — гранат-ставролитовые сланцы. Использованы данные из работ [Туркина, 2006, 20146; Туркина, Ножкин, 2008; Turkina et al., 2012; Туркина, Сухоруков, 2015].

ратуры получены с помощью Ti-in-Zr термометра для цирконов из монцодиорита Тойсукского (826—905 °C; Ti = 16—31 г/т) и гранодиорита Нижнекитойского (818—886 °C; Ti = 14—26 г/т) массивов. Более низкими  $T$  характеризуются магматические цирконы из жильного гранита Тойсукского (776—801 °C; Ti = 10—12 г/т) массива. Поскольку эти граниты содержат унаследованные архейские ядра циркона, рассчитанная для них температура насыщения Zr (802—844 °C), вероятно, близка к температуре расплава. Максимальные температуры кристаллизации дает использование термометра по насыщению фосфором, они убывают в ряду от 933—1024 °C (монцодиориты и породы главной фазы Тойсукского массива) и 973—993 °C (гранодиориты-граниты Нижнекитойского массива) до 863—916 °C (граниты) и 782—844 °C (лейкограниты Тойсукского и Малобельского массивов). Полученные высокие температуры для наиболее меланократовых пород коррелируют с ранней кристаллизацией апатита, присутствующего в виде включений в плагиоклазе и амфиболе. Эти результаты согласуются с экспериментальными данными, которые показывают, что расплавы с содержанием ( $\text{FeO}^* + \text{MgO}$ ) более 5 % образуются при  $T = 900\text{—}1000$  °C при плавлении коровых сиалических и мафических субстратов [Vielzeuf, Holloway, 1988; Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995; Sisson et al., 2005; Bogaerts et al., 2006].

### ИЗОТОПНЫЙ L<sub>n</sub>-Hf СОСТАВ ЦИРКОНА

В Тойсукском массиве изучены цирконы из пород, представляющих крайние составы: монцодиорит и лейкогранит. Цирконы из монцодиорита характеризуются диапазоном  $\epsilon_{\text{Hf}}$  от  $-6.0$  до  $-10.7$  и модельным возрастом  $T_{\text{Hf}}^c(\text{DM}) = 2.9\text{—}3.1$  млрд лет (табл. 4, рис. 7, А). Магматические цирконы из гранита по величинам  $\epsilon_{\text{Hf}}$  ( $-6.7$  до  $-10.1$ ) и  $T_{\text{Hf}}^c(\text{DM}) = 2.9\text{—}3.1$  млрд лет тождественны цирконам из монцодиорита. Унаследованные ядра циркона с возрастом около 2.5 и 2.8 млрд лет с  $\epsilon_{\text{Hf}}$  от  $-5.3$  до  $+1.0$  и модельным возрастом 3.2—3.4 млрд лет отвечают области изотопной эволюции архейской коры Иркутского блока, параметры которой определены по цирконам из палео- и неогарейских среднекислых гранулитов и неогарейских гранитов. Циркон из гранодиорита **Нижнекитойского** массива не содержит древних ядер и характеризуется  $\epsilon_{\text{Hf}}$  от  $-5.0$  до  $-8.1$  и  $T_{\text{Hf}}^c(\text{DM}) = 2.8\text{—}3.0$  млрд лет (см. табл. 4, рис. 7, А). Эти цирконы близки по изотопным характеристикам к цирконам из пород Тойсукского массива.

От большинства палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа цирконы из лейкогранита **Малобельского** массива контрастно отличаются положительными величинами  $\epsilon_{\text{Hf}}$  ( $+5.9$  до  $+2.4$ ), а их модельный возраст  $T_{\text{Hf}}^c(\text{DM})$  составляет 2.1—2.3 млрд лет (см. табл. 4, рис. 7, Б). По изотопному составу Hf цирконы из лейкогранита резко отличаются от цирконов ( $\epsilon_{\text{Hf}}$  от  $-8.4$  до  $-10.6$ ) из одновозрастных гранитов Шумихинского массива в Онотском блоке [Туркина, Капитонов, 2017], а также архейских пород этого блока [Туркина и др., 2013, 2014б].



**Рис. 7. Диаграммы  $T\text{—}\epsilon_{\text{Hf}}$  для цирконов из палеопротерозойских гранитоидов и вмещающих пород.**

А — Иркутский блок: 1—3 — Тойсукский массив: 1 — монцодиорит, 2, 3 — гранит: магматический (2) и ксеногенный (3) циркон; 4 — гранодиорит Нижнекитойского массива; 5 — палеоархейский гранулит, 6, 7 — неогарейские гранулиты: 6 — среднекислые, 7 — мафические; 8 — неогарейские граниты. Использованы результаты из работы [Turkina et al., 2012] и неопубликованные данные О.М. Туркиной. Б — Онотский блок: 1 — лейкогранит Малобельского массива; 2 — гранит Шумихинского массива [Туркина, Капитонов, 2017]; 3 — плагиогнейсы ТТГ комплекса [Туркина и др., 2013]; 4 — гранат-ставролитовые сланцы [Туркина и др., 2014б]; для сравнения показаны: 5 — цирконы из лейкогранита Тагульского массива [Туркина, Прияткина, 2017]; 6 — детритовые цирконы из палеопротерозойских парагнейсов Иркутского блока [Туркина и др., 2016].

Таблица 4. Изотопный Lu-Hf состав цирконов из палеопротерозойских гранитоидов

| Зерно                                                  | $T$ ,<br>млн лет | $\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}$ | $\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$ | $\pm\sigma$ | $\varepsilon_{\text{Hf}}$ | $\pm 2\sigma$ | $T_{\text{Hf}}^{\text{с}}$<br>млн лет |
|--------------------------------------------------------|------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------|---------------------------|---------------|---------------------------------------|
| <b>Монцодиорит, Тойсукский массив (обр. 63-15)</b>     |                  |                                           |                                           |             |                           |               |                                       |
| 2-2                                                    | 1838             | 0.0004480                                 | 0.281363                                  | 0.000036    | -9.4                      | 1.3           | 3067                                  |
| 4-1                                                    | 1834             | 0.0003683                                 | 0.281388                                  | 0.000030    | -8.5                      | 1.1           | 3009                                  |
| 4-1a                                                   | 1834             | 0.0003561                                 | 0.281401                                  | 0.000044    | -8.0                      | 1.5           | 2980                                  |
| 5-1                                                    | 1835             | 0.0004248                                 | 0.281458                                  | 0.000042    | -6.0                      | 1.5           | 2860                                  |
| 6-1                                                    | 1835             | 0.0004981                                 | 0.281404                                  | 0.000023    | -8.1                      | 0.8           | 2984                                  |
| 7-1                                                    | 1829             | 0.0003547                                 | 0.281384                                  | 0.000029    | -8.7                      | 1.0           | 3019                                  |
| 8-1                                                    | 1826             | 0.0003427                                 | 0.281340                                  | 0.000027    | -10.4                     | 1.0           | 3116                                  |
| 8-1a                                                   | 1826             | 0.0004299                                 | 0.281351                                  | 0.000027    | -10.1                     | 0.9           | 3099                                  |
| 9-1                                                    | 1828             | 0.0005104                                 | 0.281349                                  | 0.000029    | -10.2                     | 1.0           | 3108                                  |
| 10-1                                                   | 1841             | 0.0003968                                 | 0.281323                                  | 0.000030    | -10.7                     | 1.1           | 3147                                  |
| <b>Гранит, Тойсукский массив (обр. 47-15)</b>          |                  |                                           |                                           |             |                           |               |                                       |
| 1-1с                                                   | 2864             | 0.0009370                                 | 0.280978                                  | 0.000033    | -0.5                      | 1.2           | 3327                                  |
| 2-1                                                    | 1831             | 0.0003786                                 | 0.281406                                  | 0.000041    | -7.9                      | 1.5           | 2972                                  |
| 3-1                                                    | 1819             | 0.0003486                                 | 0.281353                                  | 0.000045    | -10.1                     | 1.6           | 3093                                  |
| 5-1                                                    | 1825             | 0.0004120                                 | 0.281403                                  | 0.000029    | -8.2                      | 1.0           | 2986                                  |
| 6-1                                                    | 1831             | 0.0004447                                 | 0.281412                                  | 0.000044    | -7.8                      | 1.5           | 2965                                  |
| 7-1с                                                   | 2807             | 0.0006772                                 | 0.281040                                  | 0.000045    | 1.0                       | 1.6           | 3196                                  |
| 8-1                                                    | 1866             | 0.0005113                                 | 0.281425                                  | 0.000030    | -6.7                      | 1.1           | 2921                                  |
| 9-1с                                                   | 2549             | 0.0012070                                 | 0.281058                                  | 0.000040    | -5.3                      | 1.4           | 3370                                  |
| 9-2с                                                   | 2428             | 0.0004541                                 | 0.281135                                  | 0.000046    | -4.0                      | 1.6           | 3200                                  |
| <b>Гранодиорит, Нижнекитойский массив (обр. 43-15)</b> |                  |                                           |                                           |             |                           |               |                                       |
| 1-1                                                    | 1859             | 0.0006001                                 | 0.281436                                  | 0.000020    | -6.5                      | 0.7           | 2908                                  |
| 4-2                                                    | 1861             | 0.0004204                                 | 0.281443                                  | 0.000041    | -6.0                      | 1.5           | 2876                                  |
| 5-1                                                    | 1864             | 0.0007264                                 | 0.281481                                  | 0.000049    | -5.0                      | 1.7           | 2817                                  |
| 6-2                                                    | 1844             | 0.0003751                                 | 0.281394                                  | 0.000052    | -8.1                      | 1.8           | 2990                                  |
| 7-1                                                    | 1854             | 0.0005464                                 | 0.281407                                  | 0.000051    | -7.6                      | 1.8           | 2971                                  |
| 8-1                                                    | 1824             | 0.0004509                                 | 0.281417                                  | 0.000041    | -7.8                      | 1.5           | 2958                                  |
| 10-1                                                   | 1864             | 0.0004161                                 | 0.281417                                  | 0.000041    | -6.8                      | 1.4           | 2931                                  |
| <b>Лейкогранит, Малобельский массив (обр. 43-95)</b>   |                  |                                           |                                           |             |                           |               |                                       |
| 1.1                                                    | 1863*            | 0.0016025                                 | 0.281769                                  | 0.000008    | 4.1                       | 0.3           | 2256                                  |
| 3.1                                                    | 1863*            | 0.0014456                                 | 0.281730                                  | 0.000009    | 3.0                       | 0.4           | 2329                                  |
| 4.1                                                    | 1863*            | 0.0013974                                 | 0.281726                                  | 0.000009    | 2.9                       | 0.3           | 2334                                  |
| 6.1                                                    | 1863*            | 0.0013011                                 | 0.281724                                  | 0.000008    | 2.9                       | 0.3           | 2331                                  |
| 7.1                                                    | 1863*            | 0.0016533                                 | 0.281765                                  | 0.000008    | 3.9                       | 0.3           | 2270                                  |
| 8.1                                                    | 1863*            | 0.0016728                                 | 0.281759                                  | 0.000007    | 3.7                       | 0.3           | 2285                                  |
| 9.1                                                    | 1863*            | 0.0018702                                 | 0.281811                                  | 0.000009    | 5.3                       | 0.2           | 2184                                  |
| 10.1                                                   | 1863*            | 0.0073889                                 | 0.282024                                  | 0.000016    | 5.9                       | 0.3           | 2147                                  |

Примечание. Номера зерен соответствуют табл. 1.  $T$  — возраст циркона по измеренному  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .  $T_{\text{Hf}}^{\text{с}}$  — модельный возраст. Зерна 4.1 и 4.1a, 8.1 и 8.1a — проанализированы в двух точках, с — ядро.

\* Возраст, принятый для цирконов Малобельского массива.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Возраст и геохимические типы палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа.** Новые результаты U-Pb датирования циркона пород Тойсукского ( $1838 \pm 6$  млн лет и  $1827 \pm 9$  млн лет), Нижнекитойского ( $1846 \pm 7$  млн лет) и Малобельского ( $1863 \pm 16$  млн лет) массивов согласуются с ранее полученными данными по гранитоидами Аларского (1.85 млрд лет, Булунский блок)

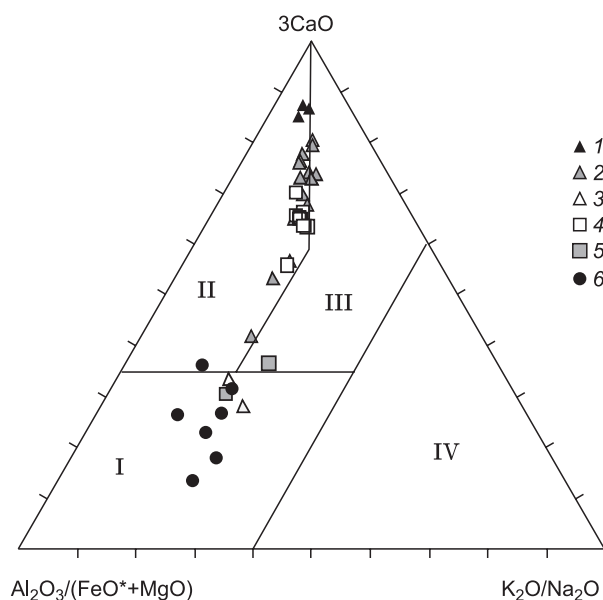
и Шумихинского (1.85 млрд лет, Онотский блок) плутонов [Туркина, Капитонов, 2017]. К этому же этапу принадлежит формирование в Иркутном блоке жильных гранатсодержащих гранитов, диатекситов и мигматитов ( $1854 \pm 11$  млн лет) [Туркина, Сухоруков, 2017а]. Близкий возраст (~1.87 млрд лет) имеют чарнокиты на юго-востоке Иркутного блока [Aftalion et al., 1991], а также многочисленные жильные гранитоиды [Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007], широко развитые в Китойском и Иркутном блоках. Формирование гранитоидов в Китойском и Иркутном блоках по времени тесно связано с гранулитовым метаморфизмом (1.88—1.85 млрд лет) [Poller et al., 2005; Туркина и др., 2010, 2017; Turkina et al., 2012]. Близкий возраст метаморфизма (1.88 млрд лет) [Туркина, Ножкин, 2008] и гранитоидных интрузий (1.85—1.86 млрд лет) установлен и для Онотского блока. Таким образом, формирование всех гранитоидов Шарыжалгайского выступа отвечает ранее установленному временному диапазону гранитообразования (1.87—1.84 млрд лет) на юго-западе Сибирского кратона в целом [Туркина и др., 2006]. Субсинхронность метаморфизма и гранитообразования в Шарыжалгайском выступе свидетельствует о связи этих событий с одним коллизийным тектоническим процессом.

Формирование коллизийных гранитоидов сопровождалось проявлениями базитового магматизма. С гранитоидами Тойсукского и Нижнекитойского массивов пространственно ассоциируют дайки габбро-долеритов с возрастом  $1864 \pm 4$  млн лет, прорывающие архейские гнейсограниты, мигматизированные гнейсы и неоархейские граниты [Гладкочуб и др., 2013]. Габбро-долериты по составу отвечают высокомагнезиальным базальтам, имеют высокое содержание  $K_2O$  (2.3—2.5 мас. %),  $P_2O_5$  (0.74—0.77 мас. %), легких РЗЭ ( $La = 116—120$  г/т),  $Sr$  (900—990 г/т),  $Th$  (7—12 г/т), что позволяет связывать их образование с обогащенным мантийным источником. На западе Иркутного блока располагается Малозадойский массив, сложенный рядом пород от плагиоперидотитов до габброноритов с возрастом  $1863 \pm 1$  млн лет [Мехоношин и др., 2016]. В пользу обогащенного мантийного источника для этих пород также свидетельствуют повышенные концентрации легких РЗЭ ( $La = 8—19$  г/т),  $Rb$ ,  $Ba$  (до 300 г/т) и  $Th$ .

Гранитоиды Тойсукского, Нижнекитойского и Малобельского массивов, несмотря на вариации их состава, обладают рядом сходных черт. Эти породы являются высокожелезистыми, обогащены высокозарядными элементами и легкими РЗЭ, т. е. обладают всеми геохимическими характеристиками, типичными для гранитоидов *A*-типа [Whalen et al., 1987; Frost, Frost, 2011]. Ранее показано, что к *A*-типу принадлежат амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты Шумихинского массива в Онотском блоке [Донская и др., 2002], тогда как граниты и лейкограниты Аларского массива в Булунском блоке сходны по составу с высокодифференцированными *I*-гранитами [Туркина, Капитонов, 2017]. Низко- и высококальциевые амфибол- и пироксенсодержащие чарнокиты юго-запада Иркутного блока соответствуют магнезиальным гранитоидам ( $FeO^*/(FeO^* + Mg) = 0.65—0.76$ ), имеют пониженное содержание  $Nb$  (4—17 г/т),  $Y$  (3—18 г/т) при сильно варьирующих концентрациях  $Zr$  (119—550 г/т) и легких РЗЭ ( $Ce = 50—190$  г/т), что свидетельствует об их сходстве с гранитами *I*-типа [Туркина, Сухоруков, 2017б]. Типичными представителями гранитоидов *S*-типа являются жильные гранатсодержащие граниты и диатекситы Иркутного блока [Туркина, Сухоруков, 2017а], которые отличает пералюминиевый состав ( $A/CNK = 1.1—1.4$ ), широкие вариации железистости ( $FeO^*/(FeO^* + Mg) = 0.65—0.84$ ) и пониженное содержание высокозарядных элементов. Таким образом, палеопротерозойские гранитоиды Шарыжалгайского выступа представлены тремя геохимическими типами, среди которых преобладают высокожелезистые *A*-граниты. К тем же трем геохимическим типам принадлежат палеопротерозойские гранитоиды Бирюсинского блока, сформированные в близком возрастном диапазоне (1.87—1.86 млрд лет) [Донская и др., 2014]. Такое разнообразие гранитоидов, образованных в узком временном интервале, по-видимому, является характерной чертой палеопротерозойского коллизийного орогена на юго-западе Сибирского кратона.

**Генезис палеопротерозойских гранитоидов, источники расплавов.** Предполагается, что образование *A*-гранитов связано с контрастными коровыми и мантийными источниками, включающими мантийно-связанные базиты, которые могут генерировать *A*-граниты путем частичного плавления или интенсивных процессов фракционной кристаллизации [Turner et al., 1992; Vander Auwera et al., 2003; Shellnutt, Zhou, 2007; Li et al., 2007], и метаматматические породы тоналитового до гранодиоритового состава [Patiño Douce, 1997; Frost, Frost, 2011], или обусловлено смешением коровых и мантийных расплавов [Yang et al., 2006].

Гранитоиды *A*-типа разнообразны по составу и варьируют от мета- до слабопералюминиевых с изменением соотношения щелочей и  $CaO$  в диапазоне от щелочно-известковистых до известково-щелочных и щелочных. Анализ состава этих железистых гранитоидов в совокупности с экспериментальными данными позволил предложить две основные модели генезиса: дифференциацию мафических магм в сочетании с коровой контаминацией с образованием известково-щелочных и щелочных разновидностей *A*-гранитоидов и плавление коровых кварц-полевошпатовых субстратов, приводящее к генерации щелочно-известковистых лейкократовых *A*-гранитов [Frost, Frost, 2011]. Опираясь на эту информацию, рассмотрим вероятные источники палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа.



**Рис. 8.** Диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ — $3\text{CaO}$ — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  для палеопротерозойских гранитоидов.

- ▲ 1
- ▲ 2
- ▲ 3
- 4
- 5
- 6

1–3 — Тойсукский массив: 1 — монцодиориты, 2 — гранодиориты-граносениты, 3 — жильные граниты; 4, 5 — Нижнеки-тоиский массив: 4 — гранодиориты-граниты, 5 — жильные граниты; 6 — Малобельский массив. Поля источников, по [Laurent et al., 2014]: I — тоналитовых, II — низко- и III — высококальциевых мафических, IV — метаосадочных.

**Малобельский массив.** Высокая кремнекислотность и низкое содержание фемических компонентов в гранитах Малобельского массива свидетельствуют о том, что их формирование происходило из расплава, испытавшего интенсивную фракционную кристаллизацию. Исходя из глубоких минимумов на мультиэлементных спектрах по Sr, P, Ti, низких концентраций Fe, Mg, Ca, основными фракционирующими фазами были амфибол, плагио-

клаз, Fe-Ti оксиды и апатит. Принадлежность к щелочно-известковистому типу определяет две возможные модели образования: плавление корового кварц-полевошпатового материала или крайняя степень дифференциации толеит-базальтового расплава. В пользу последнего варианта свидетельствует экстремально высокая железистость лейкогранитов ( $0.91$ — $0.95$ ), подобная гранофирам Скарьергардского массива ( $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) > 0.9$ ) [Wager, Brown, 1967]. Вместе с тем Малобельский массив не содержит пород низкой кремнекислотности и не обнаруживает ассоциации с породами основного состава, что противоречит этому варианту модели. Согласно [Frost, Frost, 2011], большинство щелочно-известковистых мета- и слабопералюминиевых гранитов с высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  ( $>70$  мас. %) образуются при плавлении кварц-полевошпатового корового материала (рис. 8), что подтверждается экспериментальными данными [Patiño Douce, 1997; Bogaerts et al., 2006]. Лейкограниты Малобельского массива по индикаторным петрохимическим характеристикам обнаруживают наибольшее сходство с расплавами, полученными при низкой степени плавления гранодиоритов при  $P = 4$  кбар [Bogaerts et al., 2006] (рис. 9). Судя по изотопным характеристикам циркона ( $\epsilon_{\text{Hf}}$  от  $+5.9$  до  $+2.4$ ) и пород ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  от  $+0.7$  до  $-1.9$ ), источником лейкогранитов Малобельского массива служили не архейские породы Онотского блока, а палеопротерозойская ювенильная кора (см. рис. 7, Б).

**Тойсукский массив.** Монцодиориты и породы главной фазы характеризуются более низкой кремнекислотностью и высоким содержанием фемических компонентов ( $\text{FeO}^* + \text{MgO} = 7.2$ — $11.6$  %) в сравнении с расплавами из кварц-полевошпатовых источников (тоналитов, гранодиоритов) ( $\text{SiO}_2 = 64$ — $80$  мас. % и  $\text{FeO}^* + \text{MgO} < 5$  мас. %) [Singh, Johannes, 1996; Skjerlie, Johnston, 1996; Bogaerts et al., 2006] (см. рис. 9). Такие мафические расплавы могут быть получены из базитовых субстратов при  $P = 3$ — $8$  кбар и  $T > 900$  °C [Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995; Sisson et al., 2005]. На диаграмме, суммирующей экспериментальные данные по плавлению различных источников [Laurent et al., 2014], породы Тойсукского массива (за исключением жильных гранитов) отвечают полю расплавов из мафических субстратов, располагаясь вдоль границы низко- и высококальциевых базитов (см. рис. 8). Прямым свидетельством участия мантийно-связанных расплавов в образовании Тойсукского массива служат монцодиориты ( $\text{SiO}_2 = 55$ — $57$  мас. %), характеризующиеся обогащением  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , что позволяет отнести их к продуктам кристаллизации остаточных расплавов, образованных при фракционной кристаллизации субщелочной мафической магмы. Вероятно, крайним результатом такого фракционирования являются меланократовые включения с содержанием  $\text{SiO}_2 = 58$  мас. % и максимальным накоплением  $\text{TiO}_2$  (2 мас. %) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.86 мас. %).

Высокие концентрации некогерентных редких элементов в монцодиоритах и гранитоидах главной фазы свидетельствуют в пользу образования материнских мафических магм/субстратов из обогащенного мантийного источника, что согласуется с изотопным составом монцодиоритов ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  от  $-10.2$  до  $-7.2$ ) и цирконов из этих пород ( $\epsilon_{\text{Hf}}$  от  $-6.0$  до  $-10.7$ ). Высокие содержания в этих породах Ba ( $>1000$  г/т) и Sr накладывают дополнительные ограничения на состав источников и условия плавления. Для расчетного моделирования использованы экспериментальные данные по плавлению обогащенных калием базитов [Sisson et al., 2005]. При  $P = 7$  кбар и  $T = 975$ — $875$  °C и степени плавления ( $F$ ) 15—30 % расплавы с  $\text{SiO}_2 = 57$ — $66$  мас. % равновесны с ортопироксен-амфибол-плагиоклазовым реститом (Орх:Нб:Пл = (0-5):(45-46):(50-54)). Наиболее меланократовые ( $\text{SiO}_2 = 68$  мас. %) расплавы из кварц-

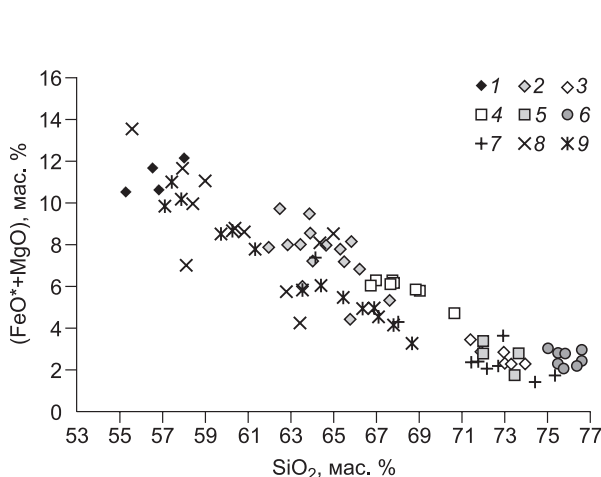


Рис. 9. Диаграмма  $\text{SiO}_2$ — $(\text{FeO}^* + \text{MgO})$  для палеопротерозойских гранитоидов.

1—3 — Тойсукский массив: 1 — монцодиориты, 2 — гранодиориты-граносиениты, 3 — жильные граниты; 4, 5 — Нижнекитойский массив: 4 — гранодиориты-граниты, 5 — жильные граниты; 6 — Малобельский массив; расплавы из различных субстратов: 7 — кварц-полевошпатовых (гранодиоритов) [Bogaerts et al., 2006]; 8, 9 — мафических: 8 — низко- [Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995] и 9 — высококальциевых [Sisson et al., 2005].

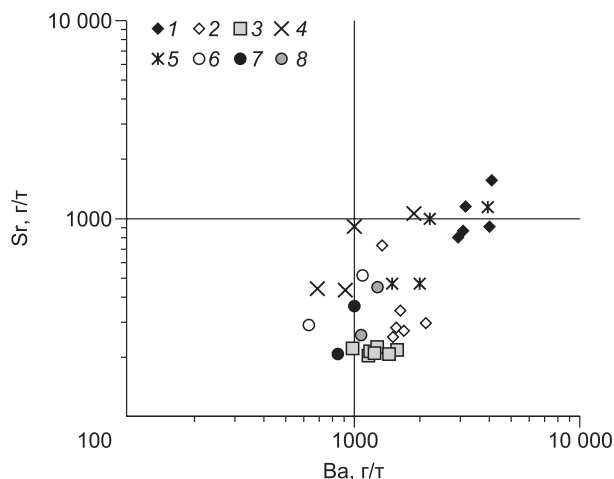


Рис. 10. Диаграмма  $\text{Ba}$ — $\text{Sr}$  для палеопротерозойских гранитоидов.

1, 2 — Тойсукский массив: 1 — монцодиориты, 2 — гранодиориты-граносиениты; 3 — Нижнекитойский массив; расчетные концентрации в расплавах из 4, 5 — мафических источников: 4 — OIB [Sun, McDonough, 1989], 5 — базальтов Кару [Jourdan et al., 2007]; 6—8 — кварц-полевошпатовых: 6 — архейских ТТГ [Martin, 1994], 7 — верхней коры [Rudnick, Gao, 2003], 8 — архейских гранитоидов Иркутского блока. Пояснения см. в тексте.

полевошпатового источника могут быть получены при  $T = 950$  °C и высокой степени плавления ( $F = 60$  %) в равновесии с ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовым респитом ( $\text{Orx}:\text{Срх}:\text{Pl} = 10:23:45$ ) [Bogaerts et al., 2006]. Результаты расчетного моделирования показывают\*, что плавление сиалических источников (архейских ТТГ, верхней коры, архейских гнейсогранитов Иркутского блока) с концентрациями Ba (630—800 г/т) и Sr (320—450 г/т) позволяет получить расплавы с содержанием Ba (850—1100 г/т) и Sr (200—510 г/т), которые значительно ниже, чем в большинстве пород Тойсукского массива (рис. 10). Максимальные концентрации Ba (3900—1500 г/т) и Sr (460—1140 г/т), сопоставимые с содержанием в этих породах, могут быть получены из мафического субстрата, сходного с континентальными внутриплитными базальтами (Ba = 750 г/т и Sr = 800 г/т), например, высоко-Ti базальтами провинции Кару [Jourdan et al., 2007]. Близкие концентрации Sr (900—990 г/т) имеют дайковые габбро-долериты Китайского блока [Гладкочуб и др., 2013].

В отличие от монцодиоритов, жильные граниты отчетливо пералюминиевые, содержат унаследованные архейские ядра циркона, что позволяет интерпретировать отрицательные величины  $\epsilon_{\text{Nd}}$  пород и  $\epsilon_{\text{Hf}}$  цирконов как результат образования гранитов из древнего корового источника. По петрогенным элементам граниты (см. рис. 8, 9) сопоставимы с расплавами из кварц-полевошпатового (тоналитового, гранодиоритового) субстрата. В сравнении с архейскими гранулитами среднекислого состава Иркутского блока ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  от  $-7.6$  до  $-15.2$  на 1.85 млрд лет) граниты имеют более высокое  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ( $-5.5$ ) (см. рис. 6), что может указывать на вклад ювенильного материала.

Как отмечалось выше, по редкоземельному и Nd изотопному составу среди пород главной фазы выделяются две группы. Гранодиориты первой группы резко обогащены легкими РЗЭ, Ba, имеют пониженное  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ( $-8.2$ ) и по этим параметрам сопоставимы с монцодиоритами. Это позволяет предполагать их образование в результате дифференциации или частичного плавления мафических пород, близких по составу к монцодиоритам, и производных обогащенного мантийного источника. Вторая группа, к которой принадлежат большинство гранодиоритов-граносиенитов и один образец монцодиоритов, напротив, обеднена легкими РЗЭ, Ba, а по величине  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ( $-5.3$  и  $-4.6$ ) сопоставима с гранитами ( $\epsilon_{\text{Nd}} = -5.5$ ). Резкое отличие по уровню содержания некогерентных редких элементов и изотопному Nd составу свидетельствует в пользу формирования этих пород из самостоятельной порции магмы, образованной из менее обогащенного мафического источника. Концентрации Ba и Sr в гранитоидах этой группы близки

\* При расчетах использованы минимальные и максимальные величины коэффициентов распределения минерал/расплав из работы [Laurent et al., 2013].

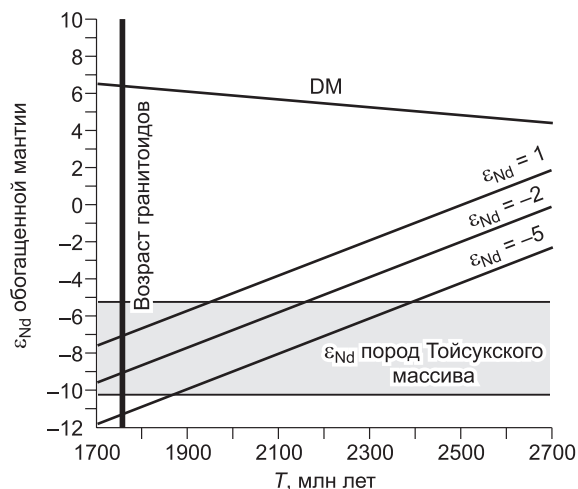
к расчетному содержанию в расплавах из менее обогащенного мафического источника ( $Ba = 350$  г/т и  $Sr = 660$  г/т) (см. рис. 10). Таким источником могли служить нижнекоровые базиты/ферродiorиты. Таким образом, формирование пород Тойсукского массива, вероятно, связано с дифференциацией субщелочной мафической магмы, образованной из обогащенной мантии, частичным плавлением/дифференциацией менее обогащенного мафического источника и плавлением корового кварц-полевошпатового материала.

Гранодиориты и граниты **Нижнекитойского массива** отличается более узкий диапазон  $SiO_2$  (67—71 мас. %), отчетливо метаалюминиевый характер за исключением жильных гранитов и принадлежность к известково-щелочному типу. Согласно [Frost, Frost, 2011], *A*-граниты с такими характеристиками являются продуктами дифференциации толеит-базальтовых магм/плавления базитового источника в сочетании с ассимиляцией корового материала или смешением с расплавами из корового субстрата. По соотношению петрогенных компонентов (см. рис. 8, 9) гранодиориты и граниты отвечают продуктам частичного плавления мафических источников. Согласно результатам расчетного моделирования, гранодиориты и граниты Нижнекитойского массива ( $Ba = 1500$ —990 г/т) могут быть получены как из мафических субстратов, являющихся производными умеренно обогащенной мантии, так и из кварц-полевошпатового источника, соответствующего по составу архейским гнейсогранитам (см. рис. 10). Цирконы из гранодиорита Нижнекитойского массива по величине  $\epsilon_{Hf}$  (от  $-5.0$  до  $-8.1$ ) сопоставимы с цирконом из монцодиорита Тойсукского массива, но имеют более радиогенный изотопный состав Hf в сравнении с породами архейской коры Иркутского блока (см. рис. 7, *A*). Таким образом, совокупность геохимических и изотопных данных позволяет предполагать, что образование гранитоидов Нижнекитойского массива было связано с плавлением обогащенного мафического источника, например, габброидов/ферродiorитов нижней коры, при участии расплава из корового кварц-полевошпатового субстрата, роль которого, вероятно, увеличивается для жильных гранитов, имеющих пералюминиевые характеристики.

**Происхождение обогащенных мантийных источников.** Результаты анализа состава и изотопных характеристик палеопротерозойских гранитоидов свидетельствуют о генерации исходных магм на различных уровнях литосферы юго-запада Сибирского кратона, формирование которой предшествовало гранитоидному магматизму.

Образование пород ряда монцодиориты—гранодиориты с высокими концентрациями некогерентных редких элементов и отрицательными величинами  $\epsilon_{Hf}$  и  $\epsilon_{Nd}$ , доминирующих в Тойсукском и Нижнекитойском массивах, предполагает участие источников, производных обогащенной мантии. Метасоматоз и формирование обогащенной субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) могли быть связаны с неоархейским этапом. Этому этапу в Иркутском блоке отвечает образование протолитов мафических и среднекислых гранулитов (2.70—2.66 млрд лет), имеющих типичные для субдукционных вулканитов повышенные концентрации LILE и деплетирование Nb [Turkina et al., 2012]. Вовлечение такой литосферы в процессы палеопротерозойского магматизма фиксируется по составу габбро-долеритов дайковых тел [Гладкочуб и др., 2013] и габброноритов Малозадойского массива [Мехоношин и др., 2016], в различной степени обогащенных  $K_2O$ , легкими РЗЭ, Rb, Ba, Sr, Th. Об изотопном составе палеопротерозойской SCLM Сибирского кратона в первом приближении позволяют судить габброиды Чинейского массива (~1.86 млрд лет) на западе Алданского щита, имеющие  $\epsilon_{Nd}$  от  $-5.0$  до  $-4.4$  [Гонгальский и др., 2008]. Используя изотопные данные, можно оценить параметры субконтинентальной литосферной мантии, испытавшей обогащение в связи с субдукционными процессами в неоархее. Обогащенный мантийный источник смоделирован путем смешения 95 % деплетированной мантии ( $\epsilon_{Nd} = 4.2$  и  $Nd = 0.58$  г/т) и 5 % корового материала ( $Nd = 27$  г/т и  $\epsilon_{Nd}$  от  $-5$  до  $+1$ ). В качестве параметров коры принята средняя концентрация Nd в верхней коре [Rudnick, Gao, 2003] и диапазон  $\epsilon_{Nd}$  для архейских среднекислых гранулитов и парагнейсов Иркутского блока [Turkina et al., 2012; Туркина, Сухоруков, 2015].

Изменение изотопного состава смеси от 2.70 до 1.84 млрд лет рассчитано, принимая  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.125$ , и представлено на рис. 11. Значения  $\epsilon_{Nd}$  для модельного мантийного источника составляют от  $-6.3$  до  $-10.5$ , что в целом близко диапазону для пород Тойсукского и



**Рис. 11. Диаграмма  $T-\epsilon_{Nd}$ , демонстрирующая изменение состава обогащенной мантии на основании расчетных данных.**

Пояснения см. в тексте.

Нижнекитойского массивов ( $-10.2$  до  $-4.0$ ). Более высокие значения  $\epsilon_{Nd}$  ( $-5.5$  до  $-4.0$ ) для ряда образцов гранитоидов близки к габброидам Чинейского массива и могли быть связаны с мантийным источником, содержащим меньшую долю корового компонента.

**Палеопротерозойские гранитоиды и этапы формирования раннедокембрийской коры юго-запада Сибирского кратона.** Формирование континентальной коры юго-запада Сибирского кратона происходило в диапазоне от палео- до неогархея ( $3.40$ — $2.55$  млрд лет). Породы архейской коры служили источниками ксеногенных ядер циркона ( $2.40$ — $2.55$  и  $2.80$ — $2.86$  млрд лет,  $T_{Hf}^c(DM) = 3.2$ — $3.4$  млрд лет) в жильных гранитах Тойсукского массива (см. рис. 7, А). В сравнении с архейской корой, которая на палеопротерозойское ( $1.84$  млрд лет) время характеризуется  $\epsilon_{Hf}$  от  $-8.5$  до  $-15.7$  и  $\epsilon_{Nd}$  от  $-7.6$  до  $-15.2$ , магматические цирконы ( $\epsilon_{Hf}$   $-6.7$  до  $-10.1$ ) и граниты ( $\epsilon_{Nd}$   $-4.6$  и  $-5.5$ ) Тойсукского массива имеют немного более радиогенный изотопный состав, что допускает участие ювенильного материала в генерации гранитного расплава (см. рис. 6, А; 7, А). Доминирующий вклад архейской коры предполагается для палеопротерозойских гранитоидов из гранит-зеленокаменных блоков на северо-западе Шарыжалгайского выступа (Аларский и Шумихинский массивы) [Туркина, Капитонов, 2017]. В отличие от этих гранитоидов изотопный состав лейкогранитов Малобельского массива свидетельствует в пользу ювенильного палеопротерозойского корового источника. По содержанию петрогенных и редких элементов и изотопному Hf составу породы Малобельского массива близки к высокожелезистым лейкогранитам Топорокского массива ( $1.88$  млрд лет) в Бирюсинском блоке юго-запада Сибирского кратона [Туркина, Прияткина, 2017]. Цирконы из этих гранитов характеризуются  $\epsilon_{Hf}$  ( $+3.0$  до  $+0.8$ ) и  $T_{Hf}^c(DM) = 2.3$ — $2.5$  млрд лет (см. рис. 7, Б). Ювенильная палеопротерозойская кора не установлена в пределах ЮЗ Сибирского кратона. Потенциальным источником расплава для лейкогранитов Малобельского и Топорокского массивов могла служить кора, которая поставляла детритовые цирконы для палеопротерозойских парагнейсов Иркутного блока. Детритовые цирконы из парагнейсов с возрастом  $2.00$ — $1.95$  млрд лет характеризуются преимущественно положительными  $\epsilon_{Hf}$  ( $+10$  до  $-3$ ) и перекрываются по этому параметру с цирконами из лейкогранитов (см. рис. 7, Б) [Туркина и др., 2016]. Таким образом, изотопный состав гранитоидов Шарыжалгайского выступа свидетельствует о проявлении как архейского, так и палеопротерозойского этапов формирования коры, предшествующих гранитообразованию. Дальнейший рост и ювенилизация континентальной коры отвечают времени позднепалеопротерозойского коллизионного магматизма. С этим этапом связано внедрение как мафических даек и интрузий, так и массивов монцодиоритов-гранодиоритов, образованных за счет дифференциации/плавления мафических источников, производных обогащенной литосферной мантии.

## ВЫВОДЫ

Формирование гранитоидов Тойсукского ( $1838 \pm 6$  и  $1827 \pm 9$  млн лет), Нижнекитойского ( $1846 \pm 7$  млн лет) и Малобельского ( $1863 \pm 16$  млн лет) массивов в Шарыжалгайском выступе (юго-запад Сибирского кратона) отвечает позднепалеопротерозойскому коллизионному этапу и коррелирует по времени с проявлениями базитового магматизма.

Изученные породы имеют широкий диапазон кремнекислотности. Тойсукский массив сложен рядом от монцодиоритов до гранодиоритов (граносиенитов) и гранитов, Нижнекитойский — гранодиоритами и гранитами, а Малобельский — лейкогранитами. Породы всех массивов характеризуются высокой железистостью, обогащением легкими РЗЭ и высокозарядными элементами и по составу отвечают гранитоидам А-типа. Типичная черта меланократовых гранитоидов Тойсукского и Нижнекитойского массивов — это аномально высокие концентрации Ва:  $4080$ — $1500$  и  $1560$ — $990$  г/т соответственно. На основании анализа экспериментальных данных по плавлению различных субстратов и расчетного моделирования предполагается, что монцодиориты-гранодиориты Тойсукского и гранодиориты Нижнекитойского массивов образовались путем дифференциации/плавления мафического источника, по содержанию Ва и Sr сходного с внутриплитными континентальными базальтами. Изотопный состав циркона и меланократовых гранитоидов Тойсукского ( $\epsilon_{Hf}$  от  $-6.0$  до  $-10.7$  и  $\epsilon_{Nd}$  от  $-5.3$  до  $-10.2$ ) и Нижнекитойского ( $\epsilon_{Hf}$  от  $-5.0$  до  $-8.1$  и  $\epsilon_{Nd}$   $-4.0$  и  $-5.1$ ) массивов свидетельствуют в пользу генерации их мафических источников из обогащенной литосферной мантии, образованной в результате неогархейских субдукционных процессов. Формирование жильных гранитов Тойсукского и лейкогранитов Малобельского массивов было связано с плавлением кварц-полевошпатового (гранодиоритового) субстрата. Контрастные изотопные характеристики жильных гранитов ( $\epsilon_{Hf}$  от  $-6.7$  до  $-10.1$  и  $\epsilon_{Nd}$   $-5.5$ ) и лейкогранитов ( $\epsilon_{Hf}$  от  $+2.9$  до  $+5.9$  и  $\epsilon_{Nd}$  от  $+0.7$  до  $-1.9$ ) указывают на плавление архейской и палеопротерозойской коры соответственно. Более радиогенный изотопный состав Hf цирконов из гранитов в сравнении с породами архейской коры Иркутного блока служит свидетельством вклада ювенильного материала в образование гранитов.

Авторы благодарят Е.Н. Лепехину (ЦИИ ВСЕГЕИ), выполнившую U-Pb датирование циркона, Н.С. Прияткину, выполнившую определение Lu-Hf изотопного состава циркона из гранита Малобель-

ского массива, и к.г.-м.н. В.П. Сухорукова (ИГМ СО РАН) за совместные экспедиционные исследования и помощь в подготовке иллюстраций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 15-05-02964), систематизация данных по палеопротерозойскому магматизму выполнена в рамках базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (№ 0330-2016-0003) и при поддержке проекта №14.Y26.31.0018 Министерства образования и науки РФ.

## ЛИТЕРАТУРА

**Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

**Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М.** Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия, 2006, № 3, с. 347—352.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Яковлева С.З.** Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1139—1150.

**Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М., Седерлунд У., Скляров Е.В., Донская Т.В., Эрнст Р.Э., Станевич А.М.** Первые свидетельства палеопротерозойского позднеколлизийного базитового магматизма в Присяянском выступе фундамента Сибирского кратона // ДАН, 2013, т. 450, № 4, с. 440—444.

**Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В.** Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М., ИГЕМ РАН, 2008, с. 57—60.

**Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г.** Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН, 2002, т. 382, № 5, с. 663—667.

**Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.** Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 253—279.

**Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д.** Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (7), с. 1028—1043.

**Мехоношин А.С., Эрнст Р.Э., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д.** Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 1043—1057.

**Ножкин А.Д., Туркина О.М.** Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск, ОИГМ СО РАН, 1993, 223 с.

**Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б.** Раннепротерозойские коллизийные и внутримитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // ДАН, 2009, т. 428, с. 386—391.

**Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников А.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З.** Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 3—19.

**Туркина О.М.** Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // Петрология, 2010, т. 18, № 2, с. 168—187.

**Туркина О.М., Ножкин А.Д.** Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленосланцевых поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.

**Туркина О.М., Сухоруков В.П.** Раннедокембрийские высокометаморфизованные терригенные породы гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1116—1130.

**Туркина О.М., Сухоруков В.П.** Состав и происхождение граната в породах палеопротерозойского мигматит-гнейсового комплекса (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2017а, т. 58 (6), с. 834—855.

**Туркина О.М., Сухоруков В.П.** Происхождение палеопротерозойских чарнокитов Шарыжалгайского выступа: метасоматическое или магматическое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы конференции. Иркутск, 2017, с. 274—275.

**Туркина О.М., Капитонов И.Н.** Изотопный Lu-Hf состав циркона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизионных гранитов (Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (2), с. 181—199.

**Туркина О.М., Прияткина Н.С.** Изотопный Lu-Hf состав циркона и геохимия палеопротерозойских гранитоидов Бирюсинского блока (юго-запад Сибирского кратона) // Геосферные исследования, 2017, №1, с. 60—72.

**Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б.** Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006, т. 14, № 3, с. 284—306.

**Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е.** Палеоархейский тоналит-грондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 21—37.

**Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л.** Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 1, с. 18—33.

**Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Г.** Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 122—137.

**Туркина О.М., Капитонов И.Н., Сергеев С.А.** Изотопный состав Hf в цирконе из палеоархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Шарыжалгайского выступа (юг Сибирского кратона) и его значение для оценки роста континентальной коры // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 357—370.

**Туркина О.М., Лепехина Е.Н., Бережная Н.Г., Капитонов И.Н.** U-Pb возраст и изотопная Lu-Hf систематика детритовых цирконов из парагнейсов Булунского блока (Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы) // ДАН, 2014а, т. 458, № 5, с. 582—589.

**Туркина О.М., Сергеев С.А., Капитонов И.Н.** U-Pb возраст и Lu-Hf изотопные характеристики детритовых цирконов из метаосадков Онотского зеленокаменного пояса (Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2014б, т. 55 (11), с. 1581—1597.

**Туркина О.М., Бережная Н.Г., Сухоруков В.П.** Изотопный Lu-Hf состав детритового циркона из парагнейсов Шарыжалгайского выступа: свидетельства роста коры в палеопротерозое // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (7), с. 1292—1306.

**Туркина О.М., Сергеев С.А., Сухоруков В.П., Родионов Н.В.** U-Pb возраст циркона из парагнейсов в гранулитовом блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): свидетельства архейского осадконакопления и формирования континентальной коры от эо- до мезоархея // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (9), с. 1281—1297.

**Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgod A.M., Perchuk L.L.** Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // J. Geol., 1991, v. 99, p. 851—861.

**Beard J.S., Lofgren G.E.** Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar // J. Petrol., 1991, v. 32, p. 65—401.

**Bogaerts M., Scaillet B., Vander Auwera J.** Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for origin of metaluminous ferroan granotoids // J. Petrol., 2006, v. 47, p. 2405—2431.

**Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.** 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., 2008, v. 273, p. 48—57.

**Ferry J.M., Watson E.B.** New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contr. Miner. Petrol., 2007, v. 154, p. 429—437.

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

**Frost C.D., Frost B.R.** On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrol., 2011, v. 52, p. 39—53.

**Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R.** The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochem. Cosmochem. Acta, 2000, v. 64, p. 133—147.

- Harrison T.M., Watson E.B.** The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, p. 1467—1477.
- Jourdan F., Bertrand H., Schärer U., Blichert-Toft J., Féraud G., Kampunzu A.B.** Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana–Zimbabwe: lithosphere vs mantle plume contribution // *J. Petrol.*, 2007, v. 48, p. 1043—1077.
- Kemp A.I.S., Foster G.L., Scherstén A., Whitehouse M.J., Darling J., Storey C.** Concurrent Pb–Hf isotope analysis of zircon by laser ablation multi-collector ICP-MS with implications for the crustal evolution of Greenland and the Himalayas // *Chem. Geol.*, 2009, v. 261, p. 244—260.
- Laurent O., Doucelance R., Martin H., Moyen J.F.** Differentiation of the late-Archaean sanukitoid series and some implications for crustal growth: insights from geochemical modelling on the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa // *Precambrian Res.*, 2013, v. 227, p. 186—203.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R.** The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of «modern-style» plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // *Lithos*, 2014, v. 205, p. 208—235.
- Li X.H., Li Z.X., Li W.X., Liu Y., Yuan C., Wei G.J., Qi C.S.** U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic *I*- and *A*-type granites from Central Guangdong, SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? // *Lithos*, 2007, v. 96, p. 186—204.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, № 1, 46 p.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, № 2, 19 p.
- Martin H.** Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 205—259.
- Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W.** Hot or cold granite? Implications of zircon saturation temperature and preservation of inheritance // *Geology*, 2003, v. 31, p. 529—532.
- Patiño Douce A.E.** Generation of metaluminous *A*-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids // *Geology*, 1997, v. 25, p. 743—746.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.** Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.
- Rapp R.P., Watson E.B.** Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891—931.
- Rudnick R.L., Gao S.** Composition of the continental crust // *Treasure of geochemistry*. v. 3. The crust / Eds. K.K. Turekian, H.D. Holland. Oxford, Elsevier Ltd., 2003, p. 1—64.
- Shellnutt J.G., Zhou M.F.** Permian peralkaline, peraluminous and metaluminous *A*-type granites in the Panxi district, SW China: their relationship to the Emeishan mantle plume // *Chem. Geol.*, 2007, v. 243, p. 286—316.
- Singh J., Johannes W.** Dehydration melting of tonalites. 2. Compositions of melts and solids // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 125, p. 26—44.
- Sisson T., Ratajeski K., Hankins W., Glazner A.** Voluminous granitic magmas from common basaltic sources // *Contr. Miner. Petrol.*, 2005, v. 148, p. 635—661.
- Skjerlie K.P., Johnston A.D.** Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 661—691.
- Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E.** The  $^{176}\text{Lu}$  decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // *Earth Planet Sci. Lett.*, 2004, v. 219, p. 311—324.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magma-tism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N.** U–Pb (SHRIMP II), Lu–Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: implications for the Neoarchean evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 801—817.
- Turner S.P., Foden J.D., Morrison R.S.** Derivation of some *A*-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia // *Lithos*, 1992, v. 28, p. 151—179.
- Vander Auwera J., Bogaerts M., Liégeois J.P., Demaiffe D., Wilmart E., Bolle O., Duchesne J.C.** Derivation of the 1.0—0.9 Ga ferro-potassic *A*-type granitoids of southern Norway by extreme differentiation from basic magmas // *Precambrian Res.*, 2003, v. 124, p. 107—148.

**Vielzeuf D., Holloway J.R.** Experimental determination of fluid absent melting relations in the pelitic system // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 98, p. 257—276.

**Wager L.R., Brown G.M.** Layered igneous rocks. San Francisco, CA, W.H. Freeman. 1967, 588 p.

**Watson E.B., Harrison T.M.** Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 6, p. 295—304.

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

**Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // *Rev. Econ. Geol.* / Eds. M.A. McKibben, III, W.C. Shanks, W.I. Ridley. 1998, v. 7, p. 1—35.

**Yang J.H., Wu F.Y., Chung S.L., Wilde S.A., Chu M.F.** A hybrid origin of the Qianshan *A*-type granite, northeast China: geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence // *Lithos*, 2006, v. 89, p. 89—106.

*Рекомендована к печати 25 апреля 2018 г.  
Е.В. Складовым*

*Поступила в редакцию 22 ноября 2017 г.,  
после доработки — 22 марта 2018 г.*