

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ БИРЮСИНСКОГО БЛОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, М.Т.Д. Вингейт*

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Geological Survey of Western Australia, East Perth, WA 6004, Australia*

Детальные геохимические и геохронологические исследования были проведены для двуслюдяных гранитов Бирюсинского блока фундамента Сибирского кратона. Датирование U-Pb методом по циркону этих гранитов показало, что они имеют возраст 1874 ± 14 млн лет. Породы Бирюсинского массива по своему химическому составу соответствуют нормально- и умеренно щелочным высокоглиноземистым лейкогранитам. Особенности минерального состава и петрогеохимии двуслюдяных гранитов позволяют рассматривать их как граниты S-типа. Низкие значения отношения $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (< 0.3), содержания K_2O около 5 мас. %, $\text{CaO} < 1$ мас. %, высокие значения отношений Rb/Ba (0.7—1.9) и Rb/Sr (3.9—6.8) указывают на формирование двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива за счет плавления метапелитового источника, при этом плавление происходило в отсутствие дополнительной флюидной фазы. В качестве возможного источника для двуслюдяных гранитов массива могли выступать архейские метасадочные породы Бирюсинского блока, близкие гранитам по величине $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$. Формирование гранитов происходило при температурах 740—800 °C (температура насыщения расплава цирконом).

Возраст двуслюдяных гранитов S-типа хорошо соотносится с оценками возраста гранитоидов I- и A-типов, также распространенных в пределах Бирюсинского блока. Все эти гранитоиды образуют единый магматический пояс, протягивающийся вдоль зоны сочленения Бирюсинского блока с палеопротерозойским Урикско-Ийским террейном и Тунгусским супертеррейном. Гранитоиды являются высокотемпературными образованиями, что свидетельствует об их формировании в пределах высокотемпературного коллизионного сооружения. Допускается, что внедрение гранитоидов происходило в раннем протерозое на стадии постколлизиионного растяжения в пределах утолщенной коры в коллизионной геодинамической обстановке, возникшей при объединении в единую структуру Сибирского кратона неархейского Бирюсинского континентального блока, палеопротерозойского Урикско-Ийского террейна и архейского Тунгусского супертеррейна.

Граниты, U-Pb возраст по циркону, геохимия, ранний протерозой, Сибирский кратон.

EARLY PROTEROZOIC POSTCOLLISIONAL GRANITOIDS OF THE BIRYUSA BLOCK OF THE SIBERIAN CRATON

T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov, and M.T.D. Wingate

Comprehensive geochemical and geochronological studies were carried out for two-mica granites of the Biryusa block of the Siberian craton basement. U-Pb zircon dating of the granites yielded an age of 1874 ± 14 Ma. The rocks of the Biryusa massif correspond in chemical composition to normally alkaline and moderately alkaline high-alumina leucogranites. By mineral and petrogeochemical compositions, they are assigned to S-granites. The low $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios (< 0.3), $\text{K}_2\text{O} \approx 5$ wt.%, $\text{CaO} < 1$ wt.%, and high Rb/Ba (0.7–1.9) and Rb/Sr (3.9–6.8) ratios indicate that the two-mica granites resulted from the melting of a metapelite source (possibly, the Archean metasedimentary rocks of the Biryusa block, similar to the granites in $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ value) in the absence of an additional fluid phase. The granite formation proceeded at 740–800°C (zircon saturation temperature).

The age of the S-type two-mica granites agrees with the estimated ages of I- and A-type granitoids present in the Biryusa block. Altogether, these granitoids form a magmatic belt stretching along the zone of junction of the Biryusa block with the Paleoproterozoic Urik–Iya terrane and Tunguska superterrane. The granitoids are high-temperature rocks, which evidences that they formed within a high-temperature collision structure. It is admitted that the intrusion of granitoids took place within the thickened crust in collision setting at the stage of postcollisional extension in the Early Proterozoic. This geodynamic setting was the result of the unification of the Neoproterozoic Biryusa continental block, Paleoproterozoic Urik–Iya terrane, and Archean Tunguska superterrane into the Siberian craton.

Granites, U-Pb zircon age, geochemistry, Paleoproterozoic, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

В пределах южных краевых выступов фундамента Сибирского кратона широким распространением пользуются многочисленные гранитоиды с возрастом 1.84—1.88 млрд лет, которые были внедрены на завершающих стадиях становления структуры кратона (рис. 1). А.М. Лариным с соавторами [2003] эти гранитоиды и образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса были объединены в Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс. Наибольшим распространением среди постколлизийных гранитоидов пользуются биотит-амфиболовые граниты, имеющие геохимические характеристики гранитов *A*-типа [Ларин и др., 2000, 2009; Донская и др., 2002, 2003, 2005; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003; Туркина и др., 2003; Савельева, Базарова, 2012]. Граниты этого типа присутствуют практически во всех краевых выступах южной части Сибирского кратона. Примечательно, что кроме биотит-амфиболовых гранитов *A*-типа в пределах данной территории в течение того же самого временного интервала были сформированы гранитоиды других геохимических типов [Туркина, 2005; Ларин и др., 2006; Туркина и др., 2006]. В частности, А.М. Ларин и др. [2006] выделили в Тонодском выступе фундамента Сибирского кратона двуслюдяные граниты *S*-типа с возрастом 1846 ± 8 млн лет. Наибольшее разнообразие раннепротерозойских постколлизийных гранитов было отмечено в пределах Бирюсинского блока фундамента Сибирского кратона. О.М. Туркиной с соавторами [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006] здесь были детально изучены тоналиты, диориты *I*-типа и биотит-амфиболовые граниты с геохимическими характеристиками гранитов *A*-типа. Последние также были охарактеризованы в работе В.И. Левицкого с соавторами [2002]. Кроме того, В.И. Левицкий с соавторами отмечали в Бирюсинском блоке присутствие двуслюдяных гранитов, которые они относили к тому же комплексу,

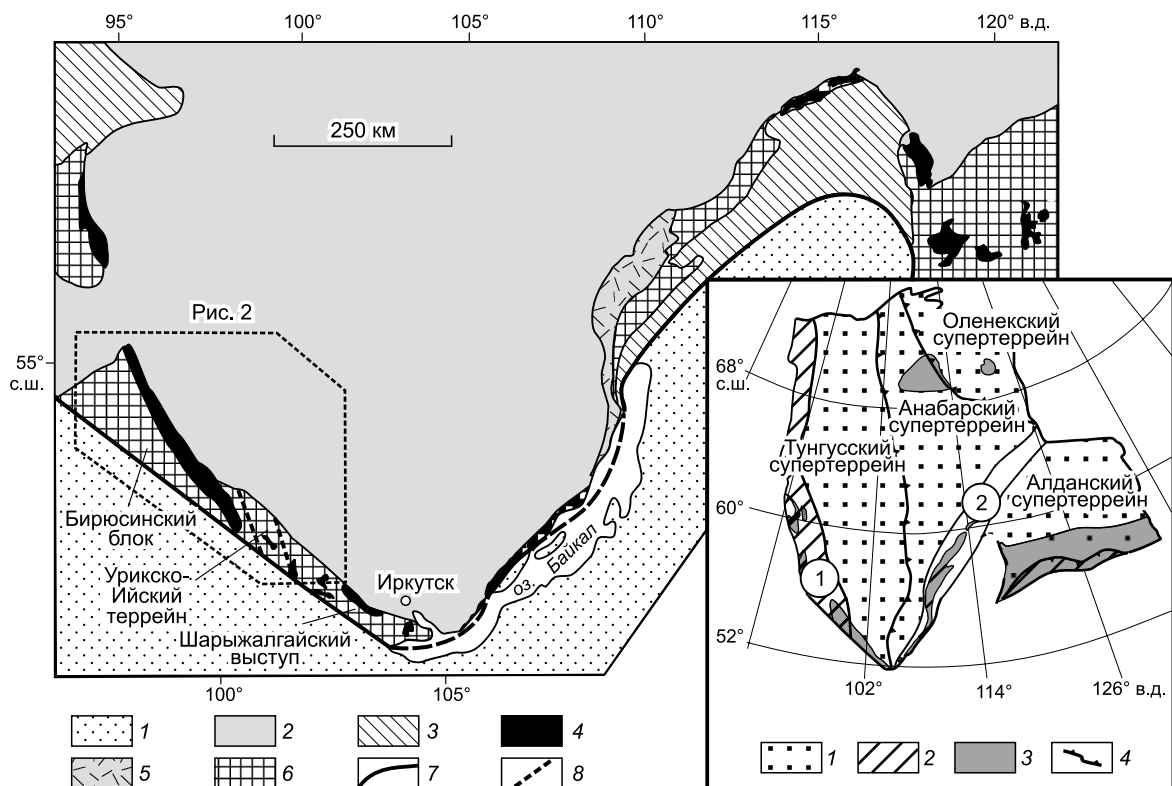


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Сибирского кратона (модифицирована после [Диденко и др., 2003]).

1 — Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 — чехол Сибирской платформы; 3 — рифейские образования опущенных участков кратона; 4—6 — образования краевых выступов фундамента Сибирского кратона: 4 — раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды, 5 — раннепротерозойский Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, 6 — архей-раннепротерозойские метаморфические и магматические комплексы, объединенные; 7 — главные разломы; 8 — границы блоков в пределах Присяянского краевого выступа фундамента.

На врезке — схема основных тектонических элементов Сибирского кратона (модифицированная после [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006]). 1 — супертеррейны; 2 — палеопротерозойские складчатые пояса; 3 — выступы фундамента; 4 — шовные зоны. Цифры на рисунке в кружках: 1 — Ангарский складчатый пояс; 2 — Аkitканский складчатый пояс.

что и граниты А-типа. Однако двуслюдяные граниты, в отличие от биотит-амфиболовых гранитов, тоналитов и диоритов Бирусинского блока, являлись до настоящего времени наиболее слабоизученными.

В данной работе мы приводим результаты геохронологических и геохимических исследований двуслюдяных гранитов Бирусинского блока Сибирского кратона. Также мы обобщаем оригинальные и опубликованные данные по раннепротерозойским постколлизийным гранитоидам Бирусинского блока и анализируем возможные причины практически одновременного формирования гранитов широкого спектра составов в пределах достаточно локального участка фундамента Сибирского кратона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ БИРУСИНСКОГО БЛОКА

Раннепротерозойские неметаморфизованные гранитоиды широко распространены в пределах Присаянского краевого выступа фундамента Сибирского кратона, в том числе в Бирусинском блоке и в зоне его сочленения с Урикско-Ийским террейном (рис. 2).

В строении Бирусинского блока выделяются архейские образования хайламинской и монкресской серий, которые несогласно перекрыты раннепротерозойскими породами неройской и sublукской серий [Эволюция..., 1988; Туркина и др., 2006; Дмитриева, Ножкин, 2012]. Хайламинская серия представлена разнообразными гнейсами (биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-кордиеритовыми, био-

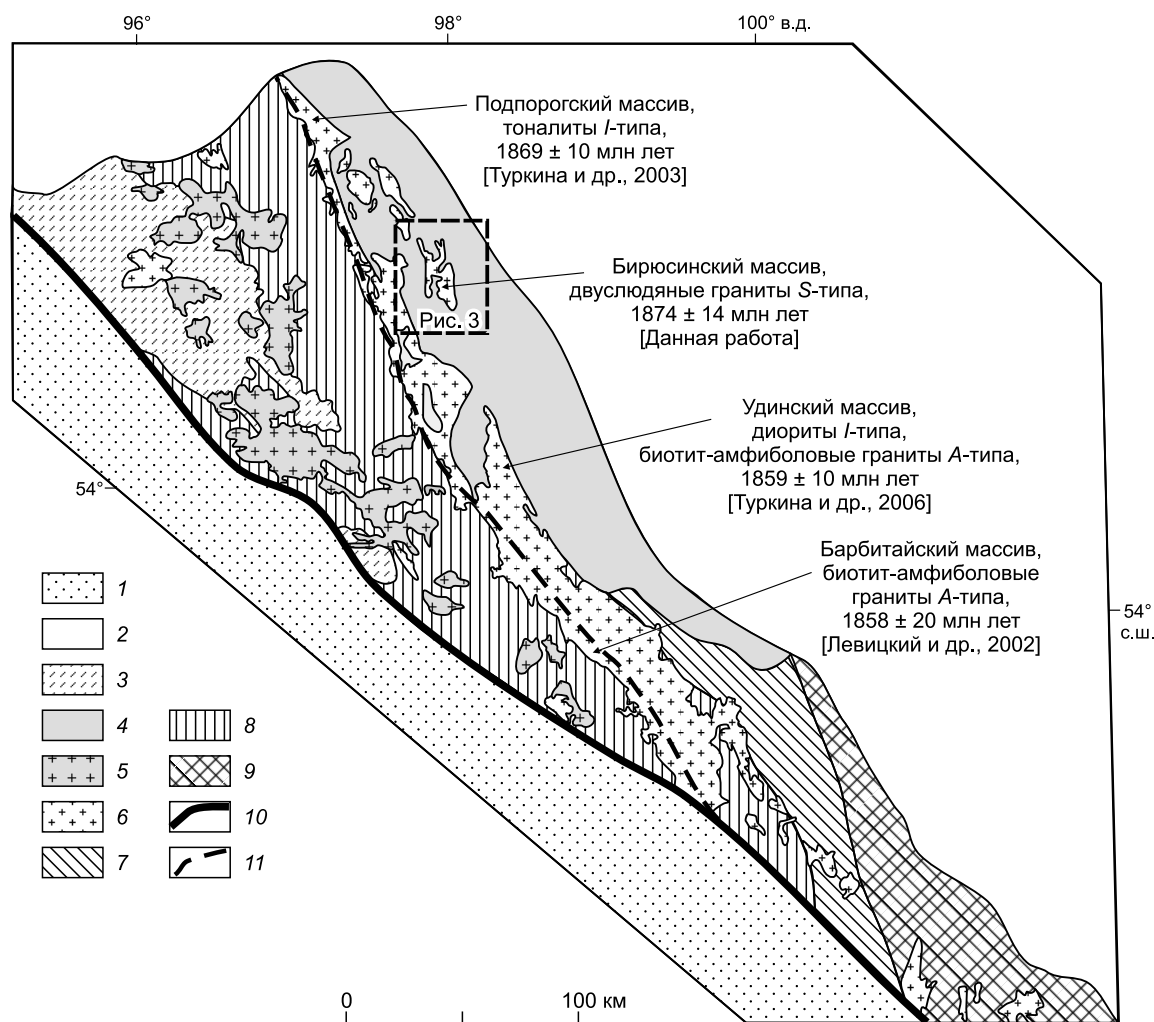


Рис. 2. Схема геологического строения Присаянского краевого поднятия Сибирского кратона (модифицирована после [Геологическая..., 1983]).

1 — Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 — фанерозойские образования чехла Сибирской платформы; 3 — девонские вулканогенно-осадочные породы наложенных впадин; 4 — неопротерозойские осадочные породы Присаянского прогиба; 5 — палеозойские гранитоиды; 6 — раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды; 7 — раннепротерозойские образования Урикско-Ийского террейна; 8 — раннепротерозойские — архейские образования Бирусинского блока; 9 — архейские образования Шарьжалгайского выступа фундамента Тунгусского супертеррейна; 10 — Главный Саянский разлом; 11 — Бирусинский разлом (генерализованная линия).

тит-роговообманковыми), амфиболитами, двупироксеновыми кристаллосланцами, гранулитами, мигматитами. Возраст метаморфизма пород серий оценивается как 1.9 млрд лет (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношению в цирконах из биотитовых гнейсов) [Туркина и др., 2006]. Nd модельный возраст пород хайламинской серии составляет 2.6—2.8 млрд лет [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006]. Монкресская серия сложена метавулканитами основного состава, амфиболитами, габброидами с прослоями кислых вулканитов и кварцитов [Эволюция..., 1988]. Раннепротерозойская неройская серия представлена главным образом метакarbonатно-терригенными отложениями, а сублукская серия — метаосадочно-вулканогенными образованиями [Эволюция..., 1988; Туркина и др., 2006]. Породы неройской серии характеризуются Nd модельным возрастом 1.9—2.7 млрд лет [Дмитриева, Ножкин, 2012].

В настоящее время установлено, что неметаморфизованные раннепротерозойские гранитоиды прорывают охарактеризованные выше архейские образования и раннепротерозойские породы сублукской серии и совместно с ними перекрываются неопротерозойскими осадочными породами (см. рис. 2). Взаимоотношения гранитоидов и раннепротерозойских пород неройской серии до сих пор остаются предметом дискуссий. Все раннепротерозойские гранитоиды занимают одинаковое структурное положение: являются посттектоническими, постскладчатыми образованиями. Рассматриваемые гранитоиды принадлежат саянскому комплексу, который подразделяется на две фазы. В отдельных случаях в его составе выделяют третью фазу, представленную жильными образованиями [Левицкий и др., 2002]. В.И. Левицкий с соавторами [2002] к первой фазе саянского комплекса отнесли гранодиориты, сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, кварцевые диориты, а также в подчиненном количестве пироксеновые диориты и тоналиты. Во вторую фазу саянского комплекса эти авторы объединяли биотитовые, амфибол-биотитовые и двуслюдяные граниты. На геологической карте масштаба 1:1 500 000 [Геологическая..., 1983] к первой фазе саянского комплекса отнесены граниты, гранодиориты, граносиениты, гранитогнейсы, ко второй фазе — граниты, граносиениты, сиениты, аплиты, пегматиты. В легендах геологических карт [Рик и др., 1959] иногда выделяют саянский и бирюсинский комплексы, причем бирюсинский рассматривают как возможную отдельную фазу саянского комплекса.

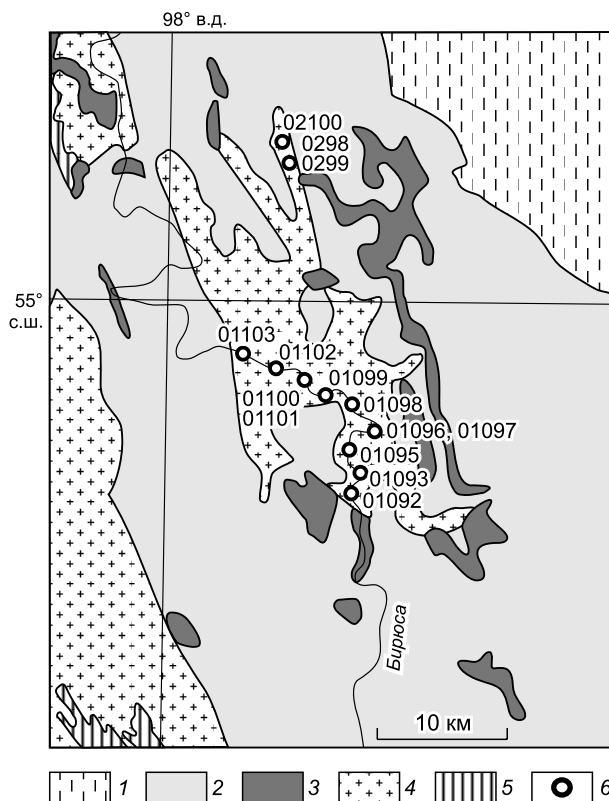
Обратим внимание также на тот факт, что на геологической схеме расположения гранитоидов саянского комплекса, предложенной в статье В.И. Левицкого и др. [2002], авторы выделили среди гранитоидов саянского комплекса группу гиперстен-биотитовых с гранатом гранитоидов, слагающих массивы, которые располагаются вдоль Главного Саянского разлома. Однако на других геологических схемах [Геологическая..., 1983] гранитоиды в пределах этих массивов рассматриваются как палеозойские образования (см. рис. 2).

В настоящее время имеется несколько U-Pb определений возраста по цирконам для гранитоидов саянского комплекса Бирюсинского блока (см. рис. 2). Возраст биотит-амфиболовых гранитов Барбитайского массива был определен как 1858 ± 20 млн лет [Левицкий и др., 2002], тоналитов Подпорогского массива — 1869 ± 10 млн лет [Туркина и др., 2003], кварцевых диоритов Удинского массива — 1859 ± 10 млн лет [Туркина и др., 2006]. Возраст двуслюдяных гранитов саянского комплекса до настоящего времени не был известен.

В качестве основного объекта исследования в Бирюсинском блоке были выбраны двуслюдяные граниты массива, условно названного Бирюсинским. Рассматриваемый массив протягивается вдоль р. Бирюса в ее среднем течении (рис. 3). Контакты гранитов массива с вмещающими метаморфическими образованиями перекрыты неопротерозойскими

Рис. 3. Схема геологического строения района среднего течения р. Бирюса (модифицирована после [Государственная..., 2011]).

1 — фанерозойские образования чехла Сибирской платформы; 2 — неопротерозойские осадочные породы Присаянского прогиба; 3 — неопротерозойские дайки долеритов; 4 — раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды; 5 — раннедокембрийские образования Бирюсинского блока; 6 — точки отбора проб.



кими осадочными отложениями. Исследованные граниты Бирюсинского массива представляют собой светло-серые среднекрупнозернистые породы, породообразующими минералами которых являются плагиоклаз (35—38 %), кварц (30—35 %), калиевый полевой шпат (25—30 %), биотит (3—4 %), мусковит (1—2 %). Мусковит главным образом встречается как первичный в виде пластинок и чешуек. В отдельных разностях отмечается развитие псевдоморфоз серицита по плагиоклазу, хлорита по биотиту. Акцессорные минералы в гранитах представлены цирконом, апатитом, рутилом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительные образцы двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива были проанализированы на содержания петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов. Для одного образца было выполнено определение изотопного состава Nd и дана оценка возраста на основании U-Pb метода датирования по циркону. Точки отбора проб на петрогеохимические и геохронологические исследования показаны на рис. 3.

Определение содержаний петрогенных оксидов выполнено методом силикатного анализа в ИЗК СО РАН (аналитики Н.Н. Ухова, Н.Ю. Царева). Содержания Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba определялись рентгенофлуоресцентным анализом в Геологическом институте СО РАН (аналитик Б.Ж. Жалсараев). Определение содержаний редкоземельных элементов, Th и U было выполнено методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН на VG Plasmaquad PQ-2 (VG Elemental, England) (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова) в соответствии с методикой [Garbe-Schonberg, 1993]. Калибровку прибора осуществляли по международным стандартам G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проводили методом сплавления с метаборатом лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволило достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляет не более 5 %.

Определение содержаний Sm и Nd и изотопного состава Nd для пробы 02100 было выполнено в Геологическом институте КИЦ РАН (г. Апатиты). Подготовку проб для изотопного анализа проводили по методике, опубликованной в [Баянова, 2004]. Изотопный состав Nd и концентрации Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Холостое внутрилабораторное загрязнение за время исследований составляло 0.06 нг для Sm, 0.3 нг для Nd. Ошибки воспроизводимости определений изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0.2\%$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0.003\%$ (2σ). Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.2\%$ (2σ). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$, что соответствует отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd-стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511833 ± 14 ($n = 11$).

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из пробы двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива (обр. 02100) было проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Технологическом университете Куртин (г. Перт, Австралия). Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконового стандарта TEMORA, после этого препарат был отполирован и проведено напыление золотом. Диаметр пятна (кратера) составлял 30 мкм. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black, Kamo, 2003]. Измеренные отношения были скорректированы на обычный свинец, используя ^{204}Pb , а также в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. При расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jäger, 1977]. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2001] и ISOPLOT [Ludwig, 2003]. Диаграмма с конкордией была построена в координатах Ф. Тера и Дж. Вассербурга [Tera, Wasserburg, 1972].

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОВ

Двуслюдяные граниты Бирюсинского массива характеризуются содержанием SiO_2 71.9—74.5 мас. % и суммой щелочей от 7.3 до 8.5 мас. % при превышении содержаний K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \geq 1.4$) (табл. 1). По составу граниты Бирюсинского массива можно рассматривать как нормально-умеренно щелочные лейкограниты. Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001], исследованные граниты относятся как к магнезиальным, так и железистым ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.73—0.86$), главным образом известково-щелочным образованиям ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} = 7.1—8.3$). Граниты представляют собой высокоглиноземистые образования, индекс ASI варьирует в них от 1.17 до 1.49 (см. табл. 1). По перечисленным выше петрогеохимическим характеристикам граниты Бирюсинского массива обнаруживают сходство с высокоглиноземистыми лейкогранитами различных регионов мира [Frost et al., 2001].

Химический состав двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива

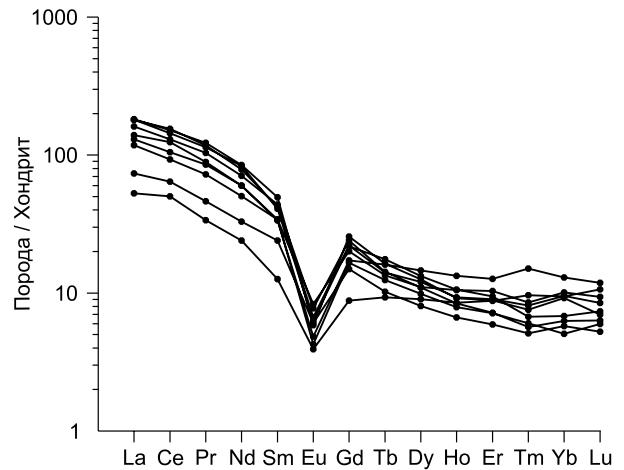
Компонент	01092	01093	01095	01096	01097	01098	01099	01100	01101	01102	01103	0298	0299	02100
SiO ₂ , мас. %	74.53	71.86	72.84	73.22	71.97	73.59	73.60	74.38	73.72	73.56	74.24	73.84	73.47	72.92
TiO ₂	0.12	0.21	0.17	0.22	0.24	0.25	0.19	0.15	0.19	0.13	0.13	0.22	0.21	0.24
Al ₂ O ₃	14.45	14.25	14.40	14.20	14.15	14.43	14.20	13.65	14.25	13.72	13.75	13.70	13.90	14.00
Fe ₂ O ₃	0.31	0.21	0.38	He обн.	0.03	0.01	0.01	He обн.	0.06	0.06	0.00	0.28	0.42	0.36
FeO	1.11	2.20	1.28	2.46	2.78	2.33	2.56	1.80	1.77	2.53	1.95	1.64	1.65	1.77
MnO	0.03	0.05	0.05	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
MgO	0.51	0.45	0.51	0.63	0.69	0.53	0.42	0.40	0.63	0.67	0.45	0.45	0.66	0.53
CaO	0.19	0.81	0.43	0.29	0.26	0.24	0.22	0.07	0.07	0.10	0.16	0.62	0.42	0.47
Na ₂ O	2.63	3.32	2.85	3.01	3.22	2.77	3.11	2.80	2.85	2.76	3.14	3.36	3.19	3.24
K ₂ O	4.65	4.70	5.43	5.04	4.83	4.74	4.77	5.47	5.17	5.28	5.28	4.64	5.00	5.23
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.09	0.09	0.08	0.25	0.09	0.06	0.09	0.05	0.08	0.06	0.07	0.07
H ₂ O-	0.07	0.07	<0.01	0.15	0.25	0.05	0.23	0.22	0.18	0.03	0.13	<0.01	<0.01	0.20
П.л.п.	1.22	1.24	1.22	1.18	1.41	1.26	1.09	1.00	1.05	1.43	0.87	0.77	1.33	1.27
CO ₂	0.06	0.11	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	0.11	<0.06	<0.06
F	0.16	0.16	0.16	0.04	0.06	0.06	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.10	0.11	0.08
-O(F)	0.07	0.07	0.07	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.05	0.03
Сумма	100.04	99.67	99.74	100.52	99.96	100.49	100.51	100.02	100.06	100.34	100.20	99.75	100.38	100.35
Rb, г/г	260	350	380	310	290	320	310	270	270	230	230	280	280	280
Sr	54	62	57	58	60	54	64	70	67	58	57	59	41	41
Y	16	18	16	15	17	17	15	20	9	23	8	11	23	27
Zr	60	150	95	140	150	130	130	110	100	110	91	140	130	130
Nb	11	24	22	18	24	20	23	10	15	20	20	18	20	19
Ba	160	180	200	260	300	300	260	380	370	250	170	380	390	290
La	17.38	59.80	42.78	—	59.15	59.29	52.93	38.86	—	—	24.17	—	—	45.88
Ce	43.43	130.80	90.61	—	134.28	124.36	112.32	80.41	—	—	55.57	—	—	107.32
Pr	4.39	15.92	11.10	—	15.26	14.79	13.46	9.43	—	—	6.01	—	—	11.60
Nd	15.14	53.27	37.87	—	49.48	52.49	44.64	31.70	—	—	20.77	—	—	37.77
Sm	2.57	10.03	6.94	—	8.60	8.28	8.88	6.93	—	—	4.88	—	—	6.83
Eu	0.30	0.45	0.33	—	0.51	0.48	0.60	0.64	—	—	0.47	—	—	0.37
Gd	2.43	7.08	4.58	—	6.10	6.01	6.63	5.55	—	—	4.11	—	—	4.75
Tb	0.46	0.81	0.62	—	0.70	0.88	0.71	0.67	—	—	0.51	—	—	0.80

Окончание табл. 1

Компонент	01092	01093	01095	01096	01097	01098	01099	01100	01101	01102	01103	0298	0299	02100
Dy	3.09	4.31	3.38	—	4.12	4.55	3.75	3.79	—	—	2.76	—	—	5.00
Ho	0.65	0.70	0.61	—	0.72	0.82	0.65	0.81	—	—	0.51	—	—	1.03
Er	1.98	1.99	1.61	—	2.03	2.13	1.62	2.32	—	—	1.33	—	—	2.85
Tm	0.34	0.27	0.21	—	0.29	0.24	0.20	0.30	—	—	0.18	—	—	0.53
Yb	2.08	2.02	1.12	—	2.09	1.50	1.38	2.23	—	—	1.27	—	—	2.86
Lu	0.36	0.24	0.20	—	0.29	0.25	0.21	0.32	—	—	0.18	—	—	0.40
Th	13.58	51.29	24.03	—	41.41	31.43	45.65	31.61	—	—	35.51	—	—	38.63
U	2.67	7.94	4.16	—	5.15	3.95	8.33	6.22	—	—	8.71	—	—	3.55
C, norm.	4.88	2.43	3.22	3.44	3.30	4.86	3.69	3.09	4.00	3.36	2.74	2.12	2.59	2.28
ASI	1.50	1.20	1.28	1.31	1.30	1.47	1.34	1.29	1.38	1.32	1.24	1.18	1.23	1.19
FeO*/(FeO*+MgO)	0.73	0.84	0.76	0.80	0.80	0.82	0.86	0.82	0.74	0.79	0.81	0.81	0.75	0.80
CaO/Na ₂ O	0.07	0.24	0.15	0.10	0.08	0.09	0.07	0.03	0.02	0.04	0.05	0.18	0.13	0.15
Rb/Sr	4.8	5.6	6.7	5.3	4.8	5.9	4.8	3.9	4.0	4.0	4.0	4.7	6.8	6.8
Rb/Ba	1.6	1.9	1.9	1.2	1.0	1.1	1.2	0.7	0.7	0.9	1.4	0.7	0.7	1.0
Sr/Ba	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1
(La/Yb) _n	5.6	19.8	25.6	—	18.9	26.5	25.7	11.7	—	—	12.7	—	—	10.7
Eu/Eu*	0.37	0.16	0.18	—	0.22	0.21	0.24	0.32	—	—	0.32	—	—	0.20
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	120	68	85	65	59	58	75	91	75	106	106	62	66	58
T, °C	737	793	761	796	800	797	792	775	772	776	756	788	784	781

Примечание. C, norm. — содержание нормативного корунда; ASI(мол) = $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$; FeO* = FeO + 0.8998 x Fe₂O₃; Eu/Eu* = $Eu / \sqrt{(Sm_n \times Gd_n)}$; и — значения нормализованы по составу хондрита [Sun, McDonough, 1989]; T, °C — температуры начальных стадий кристаллизации расплава (температуры насыщения расплава цирконом) [Watson, Harrison, 1983]. Не обн. — оксид не обнаружен. Прочерк — не анализировался.

Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Sun, McDonough, 1989], для двуслюдяных гранитов Бирусинского массива.



Исследованные граниты характеризуются высокими содержаниями Rb (230—380 г/т) и Th (14—41 г/т), низкими концентрациями Sr (41—70 г/т), умеренными Ba (160—390 г/т), Zr (60—150 г/т), Nb (10—24 г/т), Y (8—27 г/т) (см. табл. 1).

Сумма редкоземельных элементов в гранитах Бирусинского массива составляет 95—288 г/т. Граниты характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ((La/Yb)_n = 5.6—26.5) и хорошо выраженной отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu* = 0.16—0.37) на спектрах распределения РЗЭ (рис. 4).

Особенности минерального состава и петрогеохимии гранитов Бирусинского массива позволяют рассматривать их как граниты S-типа в соответствии с классификацией Б. Чаппела и А. Уайта [Chappell, White, 1974, 1992].

Sm-Nd изотопные исследования были выполнены для двуслюдяного гранита Бирусинского массива (обр. 02100). Исследованный образец характеризуется отрицательной величиной $\epsilon_{Nd}(1874 \text{ млн лет}) = -6.4$ и неорайским модельным возрастом — $t_{Nd}(DM) = 2.74$ млрд лет (табл. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Для датирования гранита Бирусинского массива была отобрана проба 02100. Место отбора пробы показано на рис. 3. Из пробы был выделен аксессуарный циркон, представленный мелкими идиоморфными и субидиоморфными кристаллами. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 130 мкм, удлинение кристаллов — 1:2, 1:3.5. На катодоллюминесцентных изображениях зерен циркона наблюдается хорошо выраженная магматическая зональность (рис. 5). Результаты анализа восьми зерен циркона на ионном микроанализаторе SHRIMP-II представлены в табл. 3 и на рис. 6. В измеренных зернах концентрации урана и тория составляют 118—491 и 52—225 г/т соответственно. Отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ варьируются в

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для гранитов Бирусинского массива

Номер образца	Возраст, млн лет	Содержание, г/т		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(t)$	$t_{Nd}(DM)$, млн лет	$t_{Nd}(DM-2st)$, млн лет
		Sm	Nd					
02100	1874	5.60	32.42	0.1045	0.511175 ± 14	-6.4	2745	2888

Таблица 3. Результаты U-Pb анализа цирконов из двуслюдяного гранита Бирусинского массива (пр. 02100)

Кристалл, кратер	^{238}U	^{232}Th	Th/U	f_{204} , %	Изотопные отношения				Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)		D, %
	г/т				$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	
					(1)		(1)		(1)	(1)	
1.1	206	130	0.66	0.070	2.976	0.034	0.11485	0.00055	1868 ± 19	1877 ± 9	0.5
2.1	195	91	0.48	0.190	2.986	0.035	0.11296	0.00064	1862 ± 19	1848 ± 10	-0.8
3.1	491	232	0.49	0.046	3.226	0.035	0.11324	0.00046	1741 ± 17	1852 ± 7	6.0
4.1	133	68	0.53	-0.016	2.988	0.036	0.11562	0.00063	1861 ± 19	1890 ± 10	1.5
5.1	161	77	0.50	-0.084	3.017	0.036	0.11494	0.00070	1845 ± 19	1879 ± 11	1.8
6.1	281	225	0.83	0.054	2.966	0.034	0.11484	0.00053	1873 ± 18	1877 ± 8	0.2
7.1	161	80	0.52	0.045	2.967	0.035	0.11450	0.00059	1872 ± 19	1872 ± 9	0.0
8.1	118	52	0.46	0.141	3.183	0.039	0.11285	0.00087	1761 ± 19	1846 ± 14	4.6

Примечание. f_{204} — пропорции обыкновенного ^{206}Pb в сумме измеренного ^{206}Pb . (1) — отношения откорректированы на обыкновенный Pb с использованием измеренного ^{204}Pb . Pb* — радиогенный Pb. D — степень дискордантности.

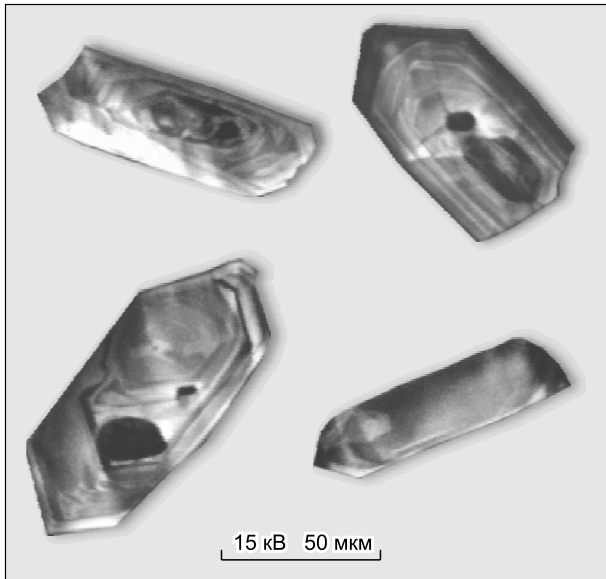


Рис. 5. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из двуслюдяного гранита Бирюсинского массива.

диапазоне от 0.46 до 0.83. На U-Pb диаграмме с конкордией (см. рис. 6) пять точек изотопного состава изученного циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 1879 ± 8 млн лет (СКВО = 0.45). Средняя величина возраста, рассчитанного по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, для шести точек изотопного состава циркона составила 1874 ± 14 млн лет (СКВО = 2.0). При расчете конкордантного возраста не учитывались точки изотопного состава № 2.1, 3.1, 8.1, а при расчете средневзвешенного возраста точки № 3.1 и 8.1 (см. табл. 3, рис. 6). Исключение точек изотопного состава № 3.1 и 8.1 из всех расчетов связано с сильной дискордантностью полученных значений. Согласно с морфологическими особенностями

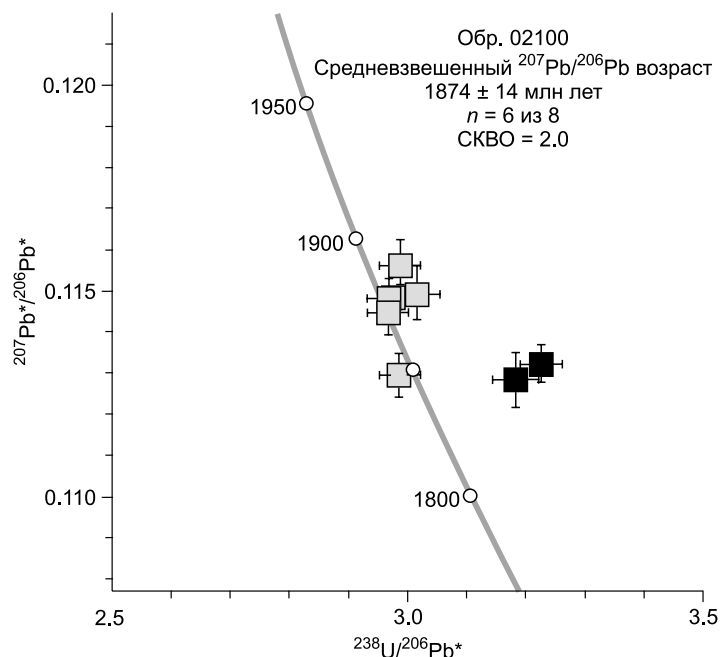
циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, значение средневзвешенного возраста 1874 ± 14 млн лет может быть проинтерпретировано как оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст гранитов Бирюсинского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрогенезис и условия формирования двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива. Минеральный состав двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива, их геохимические характеристики, сопоставимые с гранитами S-типа, свидетельствуют о метаосадочной природе источника гранитов. Согласно экспериментальным данным, такие граниты могут формироваться за счет плавления источников пелитового или псаммитового составов [Miller, 1985; Patiño Douce, Johnston, 1991; Harris, Inger, 1992; Skjerlie, Johnston, 1996]. Одним из критериев разделения гранитов, образовавшихся за счет плавления разных по составу источников, является отношение $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, отражающее различное содержание плагиоклаза и глинистых минералов в пелитах и псаммитах [Sylvester et al., 1998]. Исследованные граниты Бирюсинского массива характеризуются низкими значениями отношения $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (< 0.3), что указывает на источник пелитового состава (см. табл. 1, рис. 7, а) [Sylvester et al., 1998]. В пользу первичного метапелитового состава источника свидетельствуют также сильно высокоглиноземистый состав гранитов (содержание нормативного корунда — 2.12—4.88), содержания K_2O около 5 мас. %, $\text{CaO} < 1$ мас. %, высокие значения отношений Rb/Ba (0.7—1.9) и Rb/Sr (3.9—6.8) (см. табл. 1, рис. 7, б) [Miller, 1985; Sylvester, 1998]. Этот вывод подтверждается положением фигуративных точек проанализированных гранитов на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}^*) - \text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ [Altherr et al., 2000] (см. рис. 7, в).

Рис. 6. Диаграмма $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* - ^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ [Tera, Wasserburg, 1972] для цирконов из двуслюдяного гранита Бирюсинского массива.

Серые квадраты — точки изотопного состава циркона, использованные при расчете средневзвешенного возраста, черные квадраты — точки изотопного состава, исключенные из расчета.



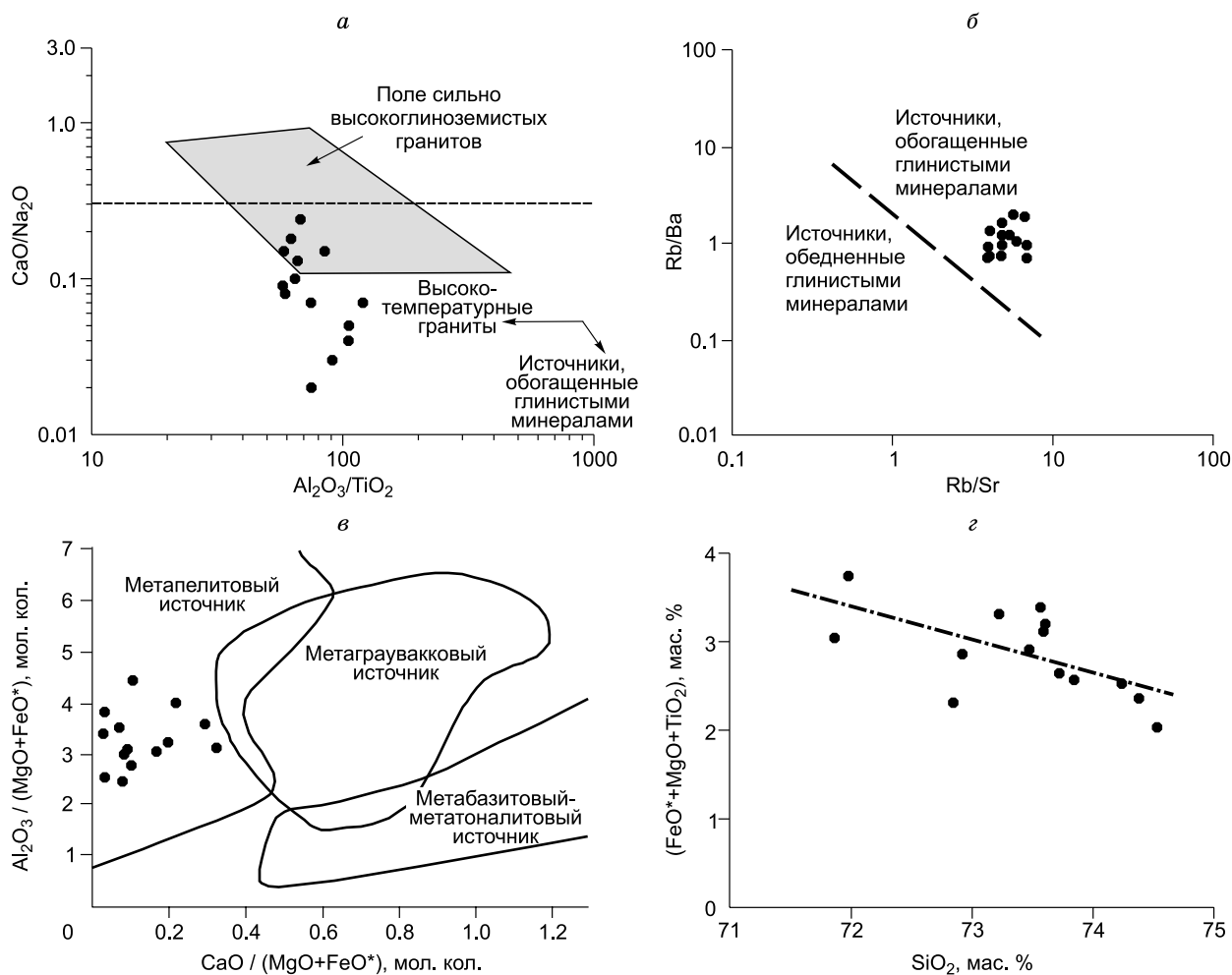


Рис. 7. Диаграммы $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ [Sylvester, 1998] (*а*), Rb/Ba — Rb/Sr [Sylvester, 1998] (*б*), $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ — $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ [Altherr et al., 2000] (*в*), $(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ — SiO_2 (*з*) для двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива.

Поведение таких элементов, как Rb, Ba и Sr в высокоглиноземистых гранитах, позволяет оценить не только состав источника (см. рис. 7, б), но и определить условия кристаллизации расплава и основные минеральные фазы, контролирующие формирование гранитных расплавов, так как эти элементы преобладают в главных минералах гранитов: плагиоклазе, калиевом полевом шпате и слюдах. Согласно модельным расчетам Н.Б.В. Харриса и С. Ингера [Harris, Inger, 1992], лейкогранитные расплавы, образующиеся в результате инконгруэнтного плавления мусковита (или мусковита и биотита) в метапелите в отсутствие флюидной фазы, могут содержать среди реститовых фаз калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, гранат, силлиманит. В случае плавления только мусковита в источнике, в рестите может присутствовать также биотит. Расплавы, возникающие при таком плавлении, характеризуются высокими значениями отношений Rb/Sr, низкими Sr/Ba и отрицательной Eu аномалией. Напротив, плавление в присутствии флюида обеспечивает в расплаве низкие значения отношений Rb/Sr и высокие Sr/Ba, что связано с отсутствием в рестите плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Таким образом, высокие значения Rb/Sr (3.8—6.8) (см. табл. 1, рис. 7, б), низкие значения Sr/Ba (0.1—0.3) (см. табл. 1), так же как и отрицательная Eu аномалия на спектрах распределения редкоземельных элементов (см. рис. 4) свидетельствуют о том, что плавление метапелитового источника происходило в отсутствие дополнительной флюидной фазы [Harris, Inger, 1992]. Кроме того, отмеченные выше значения отношений Rb/Sr и Sr/Ba показывают, что как плагиоклаз, так и калиевый полевой шпат могли присутствовать в рестите при выплавлении двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива [Harris, Inger, 1992]. Повышенные содержания Y и тяжелых редкоземельных элементов в гранитах (см. табл. 1, рис. 4) указывают на то, что гранат не мог являться основной реститовой фазой при их формировании. Отмечающаяся отрицательная корреляция между содержаниями SiO_2 и суммой $(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ (см. рис. 7, з) позволяет допускать при-

сутствие биотита в рестите и, соответственно, рассматривать плавление только мусковита в метапелитовом источнике. Обобщая вышеизложенное, можно сделать вывод о том, что двуслюдяные граниты Бирусинского массива были образованы в результате дегидратационного плавления мусковита в источнике пелитового состава в равновесии с реститом, содержащим плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, кварц, силлиманит.

Близость изотопных составов Nd в двуслюдяных гранитах Бирусинского массива ($\epsilon_{Nd}(1874 \text{ млн лет}) = -6.4$, $t_{Nd}(DM) = 2.74$ млрд лет) и в архейских гнейсах хайламинской серии Бирусинского блока ($\epsilon_{Nd}(1874 \text{ млн лет}) = -3.9 \dots -6.8$, $t_{Nd}(DM) = 2.57 \text{—} 2.81$ млрд лет [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006]) позволяет принимать архейские породы Бирусинского блока в качестве возможного источника для исследуемых гранитов.

Принятая ранее в некоторых работах [Левицкий и др., 2002] точка зрения о том, что двуслюдяные граниты принадлежат ко второй фазе единого саянского комплекса гранитоидов, распространенного в пределах Бирусинского блока, не подтверждается имеющимися изотопно-геохимическими данными. Амфиболовые и биотит-амфиболовые гранитоиды, относимые цитируемыми выше авторами к первой фазе комплекса, не могут быть даже потенциальными источниками для двуслюдяных гранитов, так как характеризуются $\epsilon_{Nd}(t) = -0.7 \dots -2.0$ [Кирнозова и др., 2003]. Кроме того, как мы уже отмечали, граниты Бирусинского массива образовались в результате плавления метапелитового источника, поэтому генетически не могут быть связаны с амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гранитами саянского комплекса.

Низкие значения индикаторного отношения Al_2O_3/TiO_2 (58—120, среднее 78) в двуслюдяных гранитах Бирусинского массива свидетельствуют об относительно высокой температуре гранитных расплавов (см. табл. 1, рис. 7, а) [Sylvester, 1998]. Данный вывод подтверждается расчетами, сделанными с использованием цирконового термометра Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [Watson, Harrison, 1983], фиксирующего степень насыщения расплава цирконом в зависимости от температуры и состава этого расплава и позволяющего дать приблизительную оценку температур начальных стадий кристаллизации гранитоидных расплавов. Проведенные расчеты показали, что для двуслюдяных гранитов Бирусинского массива фиксируются температуры 740—800 °С (средняя 780 °С), что приближает их даже к некоторым гранитам А-типа [Донская и др., 2005]. Высокие содержания Y и Yb в гранитах и, соответственно, отсутствие граната в качестве реститовой фазы указывают на то, что давления при формировании родоначальных расплавов должны быть ниже 7 кбар [Patiño Douce, Johnston, 1991].

Разнообразие раннепротерозойских гранитоидов в Бирусинском блоке Сибирского кратона и тектонические следствия. В пределах Бирусинского блока практически одновременно были внедрены гранитоиды различного состава (см. рис. 2): тоналиты и диориты I-типа [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006], двуслюдяные граниты S-типа [данная работа] и биотит-амфиболовые граниты А-типа [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006]. В региональном масштабе все эти граниты образуют единый маг-

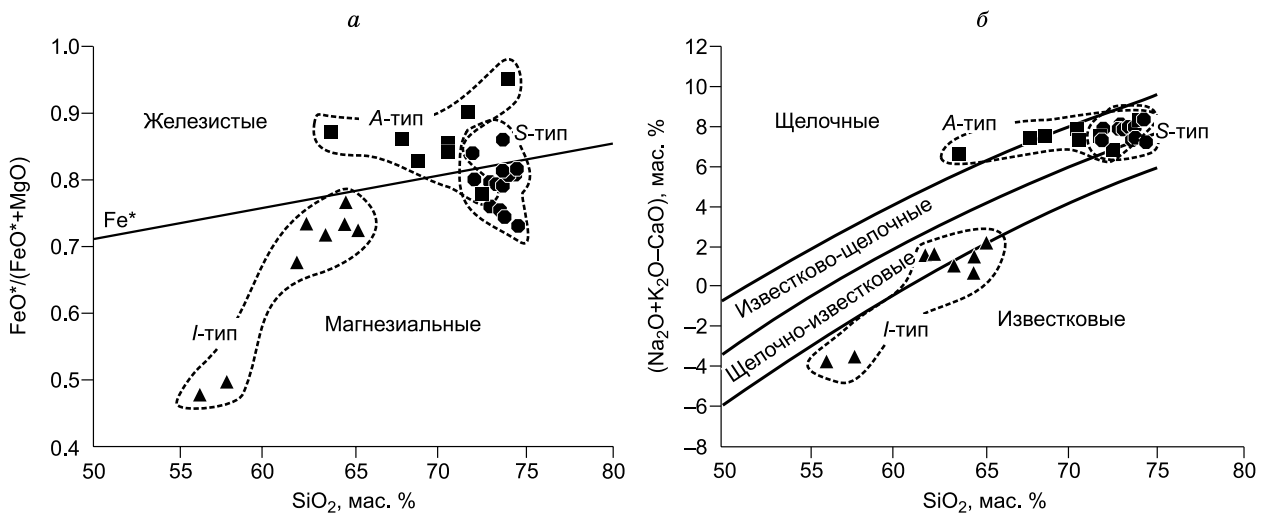


Рис. 8. Диаграммы $FeO^*/(FeO^* + MgO) - SiO_2$ (а), $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ (б) [Frost et al., 2001] для раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов Бирусинского блока.

Круги — двуслюдяные граниты S-типа [данная работа]; треугольники — тоналиты и диориты I-типа, химические составы из работ [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006]; квадраты — биотит-амфиболовые граниты А-типа, химические составы из работ [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006].

Рис. 9. Диаграмма FeO^*/MgO — $(Zr + Nb + Y + Ce)$ [Whalen et al., 1987] для раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов Бирюсинского блока.

A-type — поле гранитов *A*-типа; FG — поле фракционированных гранитов; OGT — поле нефракционированных гранитов *S*- и *I*-типов.

матический пояс, протягивающийся вдоль зоны сочленения Бирюсинского блока с палеопротерозойским Урикско-Ийским террейном и Тунгусским супертеррейном Сибирского кратона (см. рис. 1, 2).

По петрогеохимическим характеристикам обнаруживаются определенные отличия между гранитами разных геохимических типов. Двуслюдяные граниты *S*-типа, как мы уже отмечали выше, представляют собой железистые и магнезиальные главным образом известково-щелочные породы; тоналиты и диориты *I*-типа [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006] относятся к магнезиальным и известковым — щелочно-известковым образованиям, а биотит-амфиболовые граниты *A*-типа [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006] — к железистым и известково-щелочным — щелочным разностям (рис. 8, *a, б*). В соответствии со своими геохимическими типами точки составов гранитов Бирюсинского блока располагаются и на диаграмме FeO^*/MgO — $(Zr + Nb + Y + Ce)$ [Whalen et al., 1987], образуя отдельные поля (рис. 9). Таким образом, геохимические характеристики позволяют обосновать выделение трех различных типов гранитоидов, участвующих в строении Бирюсинского блока. Возникает вопрос: как настолько разнообразные по составу граниты могли быть сформированы практически одновременно в пределах единой структуры и существуют ли какие-либо отличительные особенности в условиях их формирования? Обратим особое внимание на биотит-амфиболовые граниты, рассматриваемые как граниты *A*-типа, которые были охарактеризованы в работах В.И. Левицкого и др. [2002] и О.М. Туркиной и др. [2006]. Несмотря на высокую железистость и щелочность (см. рис. 8), а также расположение точек составов в поле гранитов *A*-типа (см. рис. 9), рассмотренные В.И. Левицким с соавторами [2002] и О.М. Туркиной и др. [2006] граниты обладают геохимическими характеристиками, отличающими их от классических гранитов *A*-типа [Whalen et al., 1987]. В частности, биотит-амфиболовые граниты *A*-типа Бирюсинского блока обнаруживают близкие гранитам *I*-типа высокие содержания Sr и пониженные Y и Nb [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006]. С гранитами *A*-типа их сближает более высокое, чем в гранитах *I*-типа, содержание Zr [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006]. Отметим, что исследованные О.М. Туркиной и др. [2006] в пределах Бирюсинского блока анорогенные граниты *A*-типа с возрастом 1747 млн лет обнаруживают составы уже более близкие классическим гранитам *A*-типа и характеризуются в среднем более высокими по сравнению с постколлизийными гранитами содержаниями Zr, Nb, Y и пониженными Sr. Другими словами, постколлизийные биотит-амфиболовые граниты Бирюсинского блока не следует рассматривать как классические граниты *A*-типа согласно классификаций [Whalen et al., 1987; Bonin, 2007].

Подчеркнем еще несколько фактов, которые нам представляются важными для воссоздания модели образования раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов Бирюсинского блока. О.М. Туркина [2005] отмечала, что тоналиты Подпорогского массива формировались в условиях высокого давления (> 10 кбар), т.е. в утолщенной континентальной коре. Кроме того, О.М. Туркина с соавторами [2006]

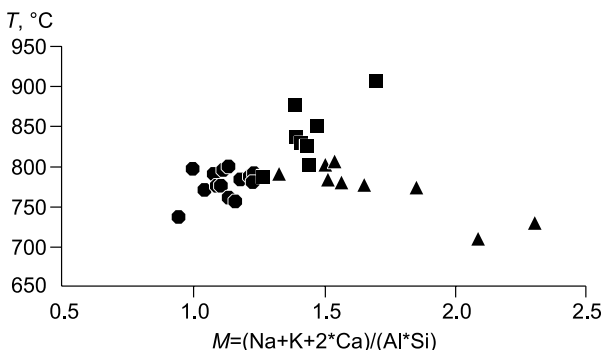
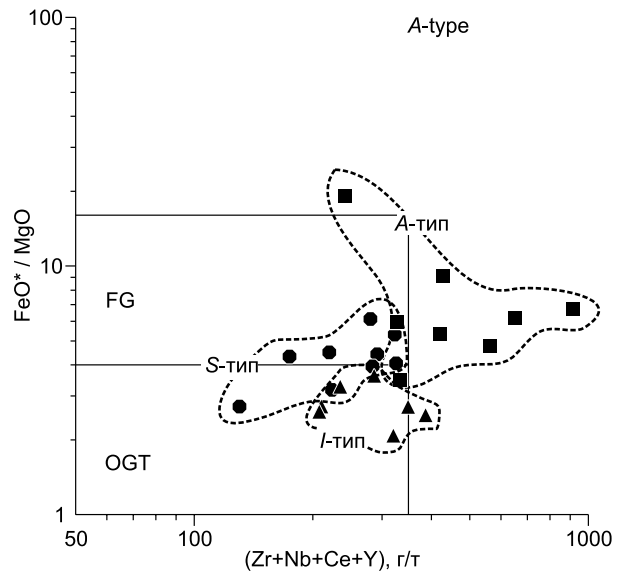


Рис. 10. Диаграмма T — $(Na + K + 2*Ca)/(Al*Si)$ для раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов Бирюсинского блока.

Значения T (температура) и коэффициент M $(Na + K + 2*Ca)/(Al*Si)$ рассчитаны в соответствии с работой Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [Watson, Harrison, 1983]. Усл. обозн. см. на рис. 8.

реконструировала для раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов *I*- и *A*-типов Бирюсинского блока смешанные мантийно-коровые источники. Как мы уже отмечали, для двуслюдяных гранитов Бирюсинского блока были рассчитаны достаточно высокие температуры начальных стадий кристаллизации (740—800 °С) (см. табл. 1, рис. 10). Также достаточно высокие температуры были получены для тоналитов и диоритов *I*-типа, изученных О.М. Туркиной и др. [2006] (см. рис. 10). Граниты *A*-типа по определению характеризуются высокими температурами плавления. Обратим внимание на тот факт, что имеется область перекрытия в диапазоне температур для гранитов трех выделенных групп Бирюсинского блока (см. рис. 10), т.е. все постколлизийные граниты данной структуры являются достаточно высокотемпературными образованиями. В совокупности, все это позволяет сделать вывод о формировании постколлизийных гранитоидов Бирюсинского блока в пределах высокотемпературного коллизийного сооружения [Sylvester, 1998].

Таким образом, можно констатировать, что в Бирюсинском блоке Сибирского кратона в раннем протерозое на стадии постколлизийного растяжения в пределах утолщенной коры были внедрены достаточно высокотемпературные гранитоиды разного состава. Геохимические особенности этих гранитоидов, позволяющие рассматривать их как граниты *I*-, *S*- и *A*-типов, указывают на то, что все они могли быть сформированы в коллизийной геодинамической обстановке, возникающей при объединении континентальных блоков и террейнов разной геодинамической природы в единую структуру. По-видимому, подобное разнообразие разновозрастных гранитоидов характерно для областей сочленения нескольких блоков (террейнов). Связано это с тем, что при таком объединении блоков в единую утолщенную структуру обеспечивается разнообразие субстратов, подвергающихся плавлению, что является одним из ключевых петрологических факторов, приводящих к формированию гранитов разного состава [Донская и др., 2005, 2013; Туркина и др., 2006]. Мы полагаем, что утолщение коры в данном регионе могло достигаться за счет объединения неархейского Бирюсинского континентального блока [Туркина и др., 2007], палеопротерозойского Урикско-Ийского террейна [Gladkochub et al., 2009] и архейского Тунгусского супертеррейна [Туркина и др., 2007, 2013; Gladkochub et al., 2009; Туркина, 2010; Урманцева и др., 2013] в единую структуру Сибирского кратона [Rosen et al., 1994; Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006]. Высокая температура, фиксируемая для всех гранитоидов, связана, по всей видимости, с поступлением мантийного материала к основанию коры (наличие гранитоидов со смешанными мантийно-коровыми характеристиками подтверждение этого факта). Формирование различных по химическому составу разновозрастных гранитоидов указывает на то, что базальтовые расплавы служили как источником тепла (например, для двуслюдяных гранитов *S*-типа Бирюсинского массива), так и взаимодействовали с коровым материалом при формировании гранитоидов *I*- и *A*-типов. Иными словами, еще одним из факторов, обеспечивших разнообразие составов гранитоидов в пределах Бирюсинского блока, явился вклад мантийного материала в гранитообразование. Кроме того, мы допускаем, что важным механизмом, способствующим формированию гранитов разного состава в пределах Бирюсинского блока, может быть влияние сдвиговой тектоники, которая является отражением косой коллизии континентальных блоков, ведь именно для сдвиговых систем характерно сочетание гранитоидов разного состава [Лучицкая, 2012]. Сдвиги в процессе сочленения блоков могли проникать на глубинные уровни коры, вызывая проникновение мантийных магм на более высокие уровни, способствуя началу плавления.

Рассматриваемый пояс раннепротерозойских гранитоидов можно считать сшивающей структурой, фиксирующей коллизию нескольких блоков в единую структуру. Отражением же этого коллизийного события в пределах Шарыжалгайского выступа (южный выступ Тунгусского супертеррейна Сибирского кратона) являются крупные массивы посттектонических биотит-амфиболовых гранитов шумихинского и саянского комплексов, возраст которых совпадает с возрастом гранитов Бирюсинского блока [Донская и др., 2002; Левицкий и др., 2002; Диденко и др., 2003]. Особо подчеркнем, что по сравнению с Бирюсинским блоком в Шарыжалгайском выступе крупные массивы посттектонических гранитоидов представлены главным образом биотит-амфиболовыми гранитами с геохимическими характеристиками гранитов *A*-типа, причем содержания таких индикаторных элементов, как Zr, Nb, Y, в гранитах Шарыжалгайского выступа выше, чем в гранитоидах, относимых к такому же типу, в пределах Бирюсинского блока [Донская и др., 2002; Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006]. Объяснением этому может служить тот факт, что архейский Тунгусский супертеррейн и, соответственно, Шарыжалгайский выступ, в пределах которого отмечаются крупные фрагменты палеоархейской коры, выступал как древний континентальный блок относительно неархейского Бирюсинского блока и палеопротерозойского Урикско-Ийского террейна. При столкновении относительно «молодых» Бирюсинского блока и Урикско-Ийского террейна с крупным и, по-видимому, мощным Тунгусским супертеррейном в пределах последнего возникали условия для формирования «классических» высокотемпературных гранитов *A*-типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

Датирование U-Pb методом по циркону двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива показало, что они имеют возраст 1874 ± 14 млн лет. Данное значение возраста совпадает с оценками возраста, полученными для биотит-амфиболовых гранитов, тоналитов и кварцевых диоритов Бирюсинского блока Сибирского кратона [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2003, 2006].

Двуслюдяные граниты Бирюсинского массива по своему химическому составу соответствуют нормально- и умеренно щелочным высокоглиноземистым лейкогранитам. Особенности минерального состава и петрогеохимии гранитов Бирюсинского массива позволяют рассматривать их как граниты S-типа.

Геохимические характеристики двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива указывают на их формирование за счет плавления метапелитового источника, при этом плавление происходило в отсутствие дополнительной флюидной фазы. В качестве возможного источника для гранитов Бирюсинского массива принимаются архейские метаосадочные породы Бирюсинского блока, которые характеризуются близкими значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ с двуслюдяными гранитами. Формирование гранитов осуществлялось при температурах 740—800 °С (температура насыщения расплава цирконом).

Двуслюдяные граниты S-типа совместно с одновозрастными им тоналитами и диоритами I-типа [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006], а также биотит-амфиболовыми гранитами A-типа [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006] образуют единый магматический пояс, протягивающийся вдоль зоны сочленения Бирюсинского блока с Урикско-Ийским террейном и Тунгусским супертеррейном. Все гранитоиды являются высокотемпературными образованиями, что позволяет сделать вывод об их формировании в пределах высокотемпературного коллизионного сооружения [Sylvester, 1998]. Внедрение гранитоидов происходило в раннем протерозое на стадии постколлизионного растяжения в пределах утолщенной коры в коллизионной геодинамической обстановке, возникшей при объединении неоархейского Бирюсинского континентального блока, палеопротерозойского Урикско-Ийского террейна и архейского Тунгусского супертеррейна в единую структуру Сибирского кратона. Собственно присутствие близковозрастных гранитоидов разных геохимических типов в пределах относительно локального участка земной коры может рассматриваться в качестве отличительной особенности реализации процессов гранитообразования в утолщенной континентальной коре.

Авторы благодарят Т.Б. Баянову (Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты) за выполненное изотопное исследование Nd.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00749) и партнерского проекта фундаментальных исследований СО РАН № 79.

ЛИТЕРАТУРА

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

Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1 500 000 / Ред. А.Л. Яншин. М., Мингео СССР, 1983.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011.

Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибилова Е.В., Водовозов В.Ю., Хильтова В.Я., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Левицкий В.И., Травин А.В., Шевченко Д.О., Рассказов С.В. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // ДАН, 2003, т. 390, № 3, с. 368—373.

Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д. Геохимия палеопротерозойских метатерригенных пород Бирюсинского блока юго-западной части Сибирского кратона // Литология и полезные ископаемые, 2012, № 2, с. 156—179.

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

Донская Т.В., Бибилова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кириозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (10), с. 1006—1016.

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

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Пресняков С.Л., Баянова Т.Б. Палеопротерозойские гранитоиды чуйского и кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): возраст, петрогенезис и геодинамическая природа // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 371—389.

Кирнозова Т.И., Бибикова Е.В., Козаков И.К., Ковач В.П., Диденко А.Н., Резницкий Л.З. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы: U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 193—195.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология, 2000, т. 8, № 3, с. 267—279.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН, 2003, т. 392, № 4, с. 506—511.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизийные и постколлизийные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 5, с. 3—15.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Анисимова И.В., Толкачев М.Д. Возраст и тектоническое положение чарнокитов татарниковского комплекса (Северо-Западное Прибайкалье) // ДАН, 2009, т. 429, № 5, с. 640—644.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (8), с. 717—731.

Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое—кайнозое: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., ГИН РАН, 2012, 50 с.

Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (9), с. 879—889.

Рик Л.П., Дубин П.В., Рожковский В.И. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XV. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1959, 60 с.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.

Савельева В.Б., Базарова Е.П. Геохимические особенности, условия кристаллизации и потенциальная рудоносность раннепротерозойского приморского комплекса гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (2), с. 193—218.

Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизийных обстановках // Петрология, 2005, т. 13, № 1, с. 41—55.

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., Бибикова Е.В., Ножкин А.Д. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2003, т. 388, № 6, с. 779—783.

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. 282—303.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В. Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // ДАН, 2007, т. 413, № 6, с. 810—815.

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.

Урманцева Л.Н., Туркина О.М., Капитонов И.Н. Состав и происхождение протолитов палеопротерозойских кальцифиров Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1681—1697.

Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область) / В.Г. Беличенко, А.П. Шмотов, А.И. Сезько, А.С. Ескин, Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, Р.Г. Боос, О.Р. Матисон. Новосибирск, Наука, 1988, 61 с.

Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos, 2000, v. 50, p. 51—73.

- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.** TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200, p. 155—170.
- Bonin B.** A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // *Lithos*, 2007, v. 97, p. 1—29.
- Chappell B.W., White A.J.R.** Two contrasting granite type // *Pacific Geol.*, 1974, v. 8, p. 173—174.
- Chappell B.W., White A.J.R.** I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1992, v. 83, p. 1—26.
- 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.
- Garbe-Schonberg C.-D.** Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS // *Geostand. Newslett.*, 1993, v. 17, p. 81—97.
- Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T., Natapov L., Mazukabzov A., Stanevich A., Sklyarov E.** Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*, 2006, v. 29, p. 169—174.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A.** Palaeoproterozoic to Eoarchean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 2009, v. 323, p. 127—143.
- Harris N.B.W., Inger S.** Trace element modelling of pelite-derived granites // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 110, p. 46—56.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.02: A user's manual. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 2, 2001.
- Ludwig K.R.** Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 4, 2003.
- Miller C.F.** Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? // *J. Geol.*, 1985, v. 93, p. 673—689.
- Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P.** Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochim. Acta Part B: At. Spectrosc.*, 2003, v. 58, p. 341—350.
- Patiño Douce A.E., Johnston A.D.** Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 107, p. 202—218.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.** Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // *Archean crustal evolution* / Ed. K.C. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.
- 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.
- Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 207—221.
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362.
- Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc., London., Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313—345.
- Sylvester P.J.** Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*, 1998, v. 45, p. 29—44.
- Tera F., Wasserburg G.I.** U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 17, p. 36—51.
- 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. 64, p. 295—304.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.** A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.