

**НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОЛЛИЗИОННЫЕ S-ГРАНИТОИДЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА:
ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, U-Pb, Ar-Ar и Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ**

А.Д. Ножкин¹, Н.В. Попов², Н.В. Дмитриева^{1,4}, А.А. Стороженко³, Н.Ф. Васильев³

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

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ ФГУПП Красноярскгеолъёмка, Красноярск, 660022, ул. Березина, 3а, Россия

⁴ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Обосновывается проявление коллизионного гранитоидного магматизма, связанного с раннеопротерозойским орогеническим событием на западе Сибирского кратона. Приведены новые данные по петрогеохимическому составу, U-Pb (SHRIMP-II), Ar-Ar возрасту и Sm-Nd изотопии Среднетырадинского гранитоидного массива, расположенного в северо-западной части Енисейского кряжа. Плагииграниты, гранодиориты и кварцевые диориты массива по петрохимическому составу соответствуют известковому и известково-щелочному типам. Повышенная глинозёмистость в сочетании с аксессуарным гранатом определяют их принадлежность к S-типу. Мультиэлементные спектры характеризуются обогащением Rb, Ba, Th и минимумами по Nb, P и Ti при отсутствии обеднения Sr. Образование гранитоидов происходило за счет плавления обогащенного плагноклазом грауваккового источника, который, судя по изотопному составу гранитоидов ($T_{Nd}(DM-2st) = 2200$ млн лет и $\epsilon_{Nd}(T) = -6.0$) и наличию древних ядер циркона (1.80—1.85 млрд лет), был представлен палеопротерозойскими метатерригенными породами гаревской толщи и тейской серии с $T_{Nd}(DM)$ метапелитов 2.0—2.5 млрд лет. Формирование гранитоидов в конце раннего неопротерозоя (U-Pb возраст циркона 857.0 ± 9.5 млн лет) было связано с завершающей эпохой гренвилльских коллизионных событий. В позднем неопротерозое гранитоиды претерпели тектонотермальную переработку, обусловленную вендскими аккреционно-коллизионными процессами на юго-западной окраине Сибирского кратона, вызвавшими омоложение K-Ar возраста биотита до 615.5 ± 6.3 млн лет.

Ранний неопротерозой, коллизионные гранитоиды, петрогеохимия, геохронология, Sm-Nd изотопия, Енисейский кряж.

**NEOPROTEROZOIC COLLISIONAL S-TYPE GRANITOIDS OF THE YENISEI RIDGE:
PETROGEOCHEMICAL COMPOSITION AND U-Pb, Ar-Ar, AND Sm-Nd ISOTOPE DATA**

A.D. Nozhkin, N.V. Popov, N.V. Dmitrieva, A.A. Storozhenko, and N.F. Vasil'ev

Collisional granitoid magmatism caused by the Early Neoproterozoic orogeny in the west of the Siberian craton is considered. New data on the petrogeochemical composition, U-Pb (SHRIMP II), Ar-Ar, and Sm-Nd isotopic ages of the Middle Tyrada granitoid massif in the northwestern Yenisei Ridge are presented. Plagiogranites, granodiorites, and quartz diorites of the massif are of calcareous and calc-alkalic composition. The elevated alumina contents and presence of accessory garnet permit them to be assigned to S-type granitoids. Their spidergrams show Rb, Ba, and Th enrichment, minimum Nb, P, and Ti contents, and no Sr depletion. The granitoids formed through the melting of plagioclase-enriched graywacke source, obviously Paleoproterozoic metaterrigenous rocks of the Garevka Formation and Teya Group ($T_{Nd}(DM) = 2.0-2.5$ Ga), judging from the isotope composition of the granitoids ($T_{Nd}(DM-2st) = 2200$ Ma and $\epsilon_{Nd}(T) = -6.0$) and the presence of ancient zircon cores (1.80–1.85 Ga). Formation of granitoids took place in the final epoch of the Grenville collision events in the late Early Neoproterozoic (U-Pb zircon age is 857.0 ± 9.5 Ma). In the Late Neoproterozoic, the granitoids underwent tectonothermal reworking caused by Vendian accretion and collision events on the southwestern margin of the Siberian craton, which explain the younger K-Ar biotite age, 615.5 ± 6.3 Ma.

Early Neoproterozoic, collisional granitoids, petrogeochemistry, geochronology, Sm-Nd isotopy, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

Енисейский кряж представляет собой докембрийскую складчатую область в пределах юго-западной окраины Сибирского кратона. Кристаллическое основание представлено раннедокембрийскими гранулитогнейсовыми и сланцево-гнейсовыми комплексами [Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин, 1999; Попов, 2001], инъецированными коллизионными и внутриплитными гранитоидами с возрастом 1.84 и 1.75 млрд лет [Ножкин и др., 2009]. В Заангарье эти комплексы перекрыты раннепротерозойскими субплатформенными метаосадочными толщами тейской серии, сформированными в предрифейскую эпоху после перерыва и образования кор выветривания.

В раннем рифее (мезопротерозое) на западе кратона произошло заложение Предъенисейского перикратонного прогиба и последующее формирование осадочных толщ общей мощностью от 10 до 13 км. На Енисейском кряже в раннемезопротерозойское время масштабная деструкция шельфовых зон кратона, сопряженная с растяжением коры, обусловила развитие рифтогенных базитовых комплексов, а также пикробазальт-базальтовой ассоциации Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса и накопление мощных толщ тонкозернистых осадков сухопитской серии [Ножкин и др., 2011]. Одновременно с процессами вулканизма происходило становление гранитоидных интрузивов [Попов и др., 2010].

В начале неопротерозоя (позднего рифея) терригенные толщи сухопитской и тейской серий в связи с гренвильской орогенцией (1.0—0.95 млрд лет) были подвержены деформации, метаморфизму и гранитизации. В эту эпоху произошло образование синколлизионных гранитогнейсовых куполов тейского типа и сопряженных ареалов регионально-метаморфизованных пород низких давлений от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [Ножкин и др., 1999; Лиханов и др., 2011]. Связь этих процессов с гренвильской орогенцией подтверждена новыми Ar-Ar и U-Pb изотопными данными [Ножкин и др., 2011; Лиханов и др., 2012]. Гранитогнейсовые купола данной эпохи представлены серыми порфиробластическими гнейсами и гранитогнейсами и подчиненными гнейсогранитами. Закартировано два пояса развития гранитогнейсовых куполов, приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской зон разломов. В позднеколлизионный этап формируются плутоны каламинского типа [Обновленные схемы..., 2007], сложенные низкощелочными гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, относящимися к известково-щелочной и известковой магматическим сериям. К ним принадлежат Каламинский и Ерудинский массивы с U-Pb возрастом циркона 875 и 878 млн лет [Верниковская и др., 2002; Vernikovsky et al., 2007]. В эту же эпоху происходит реоморфизм и дальнейший рост гранитогнейсовых куполов, представленных ассоциацией розово-красных порфиробластических микроклиновых гнейсов и гнейсогранитов. U-Pb возраст циркона гранитоидных плутонов каламинского типа и гранитогнейсовых куполов этой эпохи один и тот же — 870—880 млн лет [Ножкин и др., 1999; Vernikovsky et al., 2007]. Если гранитоидные плутоны имеют явно магматическое происхождение, то при формировании гранитогнейсовых куполов обеих эпох ведущим процессом является палингенно-метасоматическая гранитизация [Ножкин и др., 1999], свидетельствующая об унаследованном их развитии и генетическом единстве гренвильского орогенического события.

По ряду признаков к каламинскому типу гранитов принадлежит и Среднетырадинский массив, расположенный в 80—100 км к северо-западу от Каламинского массива. Однако отсутствие сведений по петрогеохимическому составу, изотопным данным и возрасту пород этого массива затрудняет корректно выполнять региональные корреляции и осуществлять геодинамические реконструкции. Ниже приводятся новые данные по петрогеохимическому составу, U-Pb, Ar-Ag возрасту и Sm-Nd изотопии Среднетырадинского гранитоидного массива, формирование которого отвечает завершающей стадии гренвильской орогенции, проявленной на западе Сибирского кратона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Среднетырадинский массив расположен в среднем течении р. Тырада (левый приток р. Чапа) и представлен вытянутым в северо—северо-западном направлении на 14 км интрузивным телом, согласным с общим простираем метаморфических толщ, общей площадью около 60 км² (рис. 1). Вмещающими для него являются раннедокембрийские метаморфические породы гаревской толщи и тейской серии, представленные метапелитами и высокоглиноземистыми их разностями, метаалевропелитами, кварцитами, мраморизованными известняками и амфиболитами (метабазитами), метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Массив сложен среднезернистыми биотитовыми плагиогранитами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Они имеют массивную или гнейсовидную текстуру и порфировидную структуру с гипидиоморфно-зернистой основной тканью. Строение и состав массива неоднородные. В северо-западной части массива преобладают плагиограниты, в центральной и южной — гранодиориты и кварцевые диориты. Плагиограниты состоят (%) из кварца (25—30), плагиоклаза (45—55), микроклина (до 10), биотита (8—10) и акцессорных минералов — апатита, циркона,

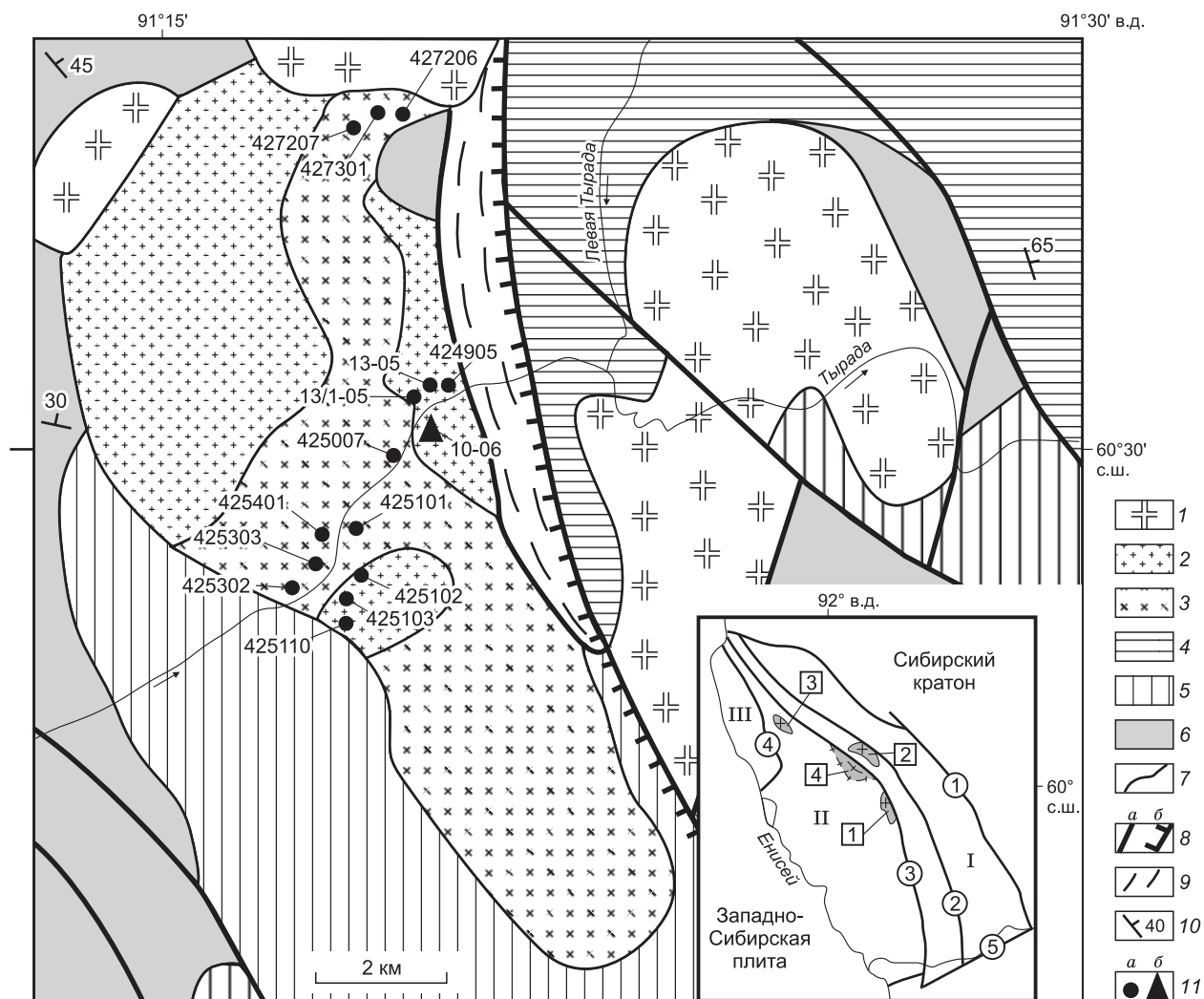


Рис. 1. Схематическая геологическая карта среднего течения р. Тырада, по данным А.А. Стороженко и Н.Ф. Васильева, с изменениями.

1 — лейкограниты, граносиениты, монцитоны, сиениты (NP_2); 2, 3 — гранитоиды Среднетырадинского массива (NP_1): 2 — плагиограниты, гранодиориты; 3 — гранодиориты, кварцевые диориты; 4, 5 — метаморфические породы тейской серии (PP_4): 4 — рязановская свита, биотитовые кристаллические сланцы ± гранат ± амфибол, мраморы, кальцифиры, прослои кварцитов, горизонты ортоамфиболитов; 5 — свита хр. Карпинского, биотитовые кристаллические сланцы ± гранат ± ставролит ± силлиманит, кварциты, отдельные горизонты мраморов, ортоамфиболитов; 6 — малогаревская толща ($PP_3?$), плагиогнейсы, биотит-гранатовые кристаллические сланцы, ортоамфиболиты, мраморы, кальцифиры, кварциты; 7 — геологические границы; 8 — разломы (а), надвиги (б); 9 — зона милонитов, катаклазитов, диафторитов; 10 — элементы залегания полосчатости (град.); 11 — точки наблюдения и места отбора проб на геохимические (а) и изотопно-геохронологические (б) исследования. На врезке — кратонные блоки Заангарья Енисейского кряжа: I — Восточный (приплатформенный), II — Центральный; III — Исаковский островодужный террейн; цифры в кружках — разломы: 1 — Анкиновский (Ангаро-Бахтинский), 2 — Ишимбинский, 3 — Татарский, 4 — Приенисейский, 5 — Нижнеангарский; цифры в квадратах: 1—3 — интрузивные массивы: 1 — Ерудинский, 2 — Каламинский, 3 — Среднетырадинский, 4 — Тейский гранитогнейсовый купол.

граната, турмалина, ортита. Гранодиориты обычно порфировидные, с таблицами крупного (3—4 мм) плагиоклаза, чешуями оранжево-коричневого биотита. Тот и другой идиоморфны по отношению к зернам кварца и микроклина. На контактах плагиоклаза с микроклином встречаются мирмециты. В амфиболовых гранодиоритах присутствует бурая роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом и цирконом. Наблюдаются постепенные переходы от гранодиоритов, с одной стороны, к плагиогранитам, а с другой, — к кварцевым диоритам. Последние сложены в основном идиоморфными таблитчатыми зернами сосюритизированного плагиоклаза, биотитом и бурой роговой обманкой. В их интерстициях находится кварц-слюдистый агрегат, иногда с решетчатым микро-

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах Среднетырадинского гранитоидного массива

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 425303 | 10-06 | 427301 | 427206 | 424905 |
| SiO ₂ | 66.60 | 65.45 | 65.26 | 68.80 | 60.9 |
| TiO ₂ | 0.59 | 0.73 | 0.63 | 0.52 | 0.92 |
| Al ₂ O ₃ | 16.33 | 15.99 | 16.05 | 15.38 | 17.21 |
| Fe ₂ O ₃ * | 5.43 | 6.13 | 5.65 | 5.11 | 7.69 |
| MnO | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 |
| MgO | 1.36 | 2.08 | 1.70 | 1.33 | 2.66 |
| CaO | 3.02 | 3.02 | 2.47 | 1.87 | 4.43 |
| Na ₂ O | 3.13 | 1.90 | 2.35 | 2.56 | 2.16 |
| K ₂ O | 2.34 | 2.98 | 4.50 | 3.12 | 2.74 |
| P ₂ O ₅ | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.16 | 0.22 |
| П.п.п. | 0.89 | 1.41 | 1.06 | 1.00 | 0.92 |
| Сумма | 100.01 | 100.02 | 99.99 | 100.00 | 100.00 |
| Th | 8.1 | 23 | 16 | 14 | 12 |
| U | 2.1 | 2.1 | 3.2 | 3.1 | 2.2 |
| Rb | 94 | 153 | 188 | 154 | 89 |
| Cs | 4.3 | 8 | 8.5 | 5.5 | 2 |
| Sr | 390 | 373 | 381 | 215 | 441 |
| Ba | 799 | 938 | 1166 | 669 | 1105 |
| Y | 14 | 33 | 28 | 24 | 16 |
| Zr | 245 | 237 | 251 | 197 | 266 |
| Hf | 5.4 | 7.5 | 6.1 | 5.1 | 5.6 |
| Nb | 12 | 14 | 16 | 13 | 15 |
| Ta | 0.76 | 1.18 | 1.2 | 1.1 | 0.78 |
| La | 35 | 83 | 40 | 31 | 19 |
| Ce | 69 | 115 | 80 | 76 | 45 |
| Pr | 7.1 | 16.9 | 6.2 | 6.6 | 4 |
| Nd | 24 | 62 | 23 | 23 | 14 |
| Sm | 3.8 | 10 | 4.6 | 4.1 | 2.7 |
| Eu | 0.84 | 2 | 0.9 | 0.64 | 0.5 |
| Gd | 3.6 | 8.3 | 3.9 | 3.4 | 2.5 |
| Tb | 0.38 | 1.17 | 0.55 | 0.6 | 0.4 |
| Dy | 1.8 | 5.8 | 2.57 | 3.6 | 2.4 |
| Ho | 0.38 | 1.1 | 0.5 | 0.71 | 0.46 |
| Er | 1.2 | 3 | 1.26 | 2.1 | 1.2 |
| Tm | 0.19 | 0.46 | 0.2 | 0.33 | 0.19 |
| Yb | 1.4 | 2.8 | 1.45 | 2.2 | 1.2 |
| Lu | 0.23 | 0.41 | 0.3 | 0.33 | 0.21 |
| (La/Yb) _n | 16.9 | 20.0 | 18.6 | 9.5 | 10.7 |
| (La/Sm) _n | 5.8 | 5.2 | 5.5 | 4.8 | 4.4 |
| (Gd/Lu) _n | 1.9 | 2.5 | 1.6 | 1.3 | 1.5 |
| Eu/Eu* | 0.69 | 0.67 | 0.65 | 0.52 | 0.59 |

Примечание. 1—4 — гранодиориты, 5 — кварцевый диорит. Fe₂O₃* — железо общее. Пороодообразующие оксиды определены рентгенофлуоресцентным методом, а редкие и редкоземельные элементы — методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT.

клином. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, ильменит, магнетит. В качестве вторичных минералов в гранитоидах присутствуют мусковит, эпидот, хлорит, карбонат, кварц.

Петрохимический состав гранитоидов соответствует выделенным петрографическим типам пород — плагиогранитам, гранодиоритам и кварцевым диоритам. В выборке, состоящей из 16 проанализированных проб, 6 из них отвечают плагиограниту, 1 — низкощелочному граниту, 6 — гранодиориту, 3 — кварцевому диориту. Содержания SiO₂ варьируют от 61 до 72 мас. %, K₂O от 1.8 до 4.5 мас. %, отношение K₂O/Na₂O изменяется в пределах 0.7—1.9, однако в большинстве проб оно больше единицы. Согласно классификации [Frost et al., 2001], состав гранитоидов отвечает магнезиальному (FeO*/(FeO* + MgO) = 0.72—0.80), а по соотношению SiO₂ и (Na₂O + K₂O—CaO) — известковому и известково-щелочному типам. Породам свойственны высокие содержания Al₂O₃ (A/CNK, мол. % > 1). Содержание нормативного корунда находится в пределах 2.7—5.3 %. Повышенная глиноземистость в сочетании с наличием акцессорного граната определяют принадлежность гранитоидов к S-типу, образование которых связано с плавлением метаосадочных источников. Пониженное содержание SiO₂ и высокое FeO, CaO, TiO₂ обусловлены высокой степенью плавления метаосадочного субстрата или неполным разделением расплава и реститовых фаз. О присутствии реститовых фаз свидетельствует наличие в гранитоидах граната и циркона, как показано ниже, палеопротерозойского возраста, очевидно, унаследованного от источника.

Спектры РЗЭ для гранитоидов умеренно фракционированные ((La/Yb)_n = 9.5—20) с отчетливым Eu минимумом (Eu/Eu* = 0.5—0.7) (табл. 1, рис. 2, а). Мультиэлементные спектры характеризуются обогащением Rb, Ba, Th, La, Ce, Hf, Zr и минимумами по Nb, Ta, P и Ti при отсутствии обеднения Sr (см. рис. 2, б). Высокое CaO/Na₂O (0.7—2.1), повышенное содержание Sr в сочетании с низкими Rb/Sr (0.2—0.7) и Rb/Ba (0.1—0.2) свидетельствуют о том, что образование расплава было связано с плавлением не пелитового, а грауваккового источника и контролировалось содержанием плагиоклаза.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изотопно-геохронологических исследований отобрана пр. 10-06 биотитового гранодиорита в правом борту долины р. Тырада, в 3 км выше устья р. Левая Тырада с координатами 60°30' с.ш., 91°19' в.д. (см. рис. 1). U-Pb датирование выделенных цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, аналитик Н.В. Родионов). Ar-Ar изотопные исследования биотита проведены методом ступенчатого прогрева. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 (Аналитический центр ИГМ СО РАН, аналитик

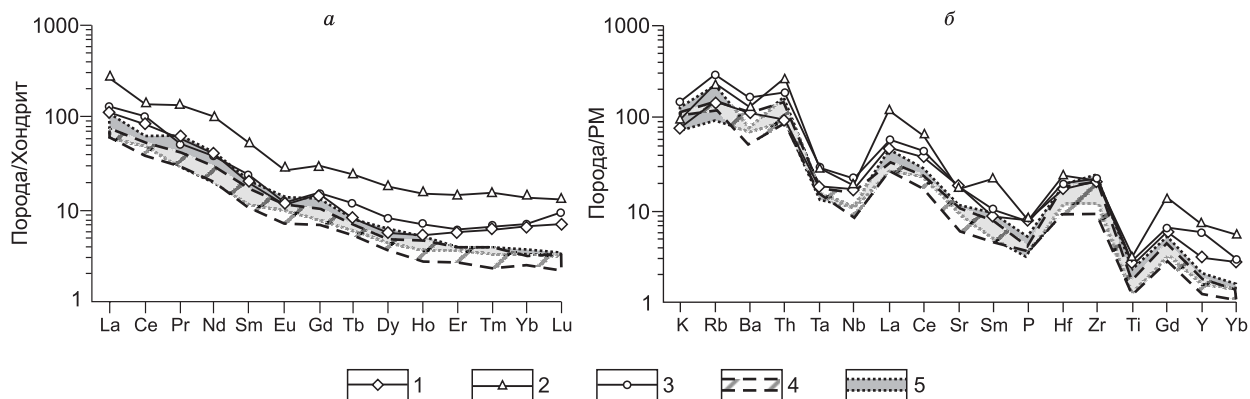


Рис. 2. Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры гранодиоритов Среднетырадинского плутона (1—3) и в сравнительном плане гранитоидов Каламинского (4) и Ерудинского (5) массивов.

Нормировано к хондриту [Boynnton, 1984] и примитивной мантии (PM) [Sun, Donough, 1989]. Номера проб (1—3) соответствуют приведенным в табл. 1, 4—5 — по [Верниковская и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2007].

Д. С. Юдин). Определение концентраций Nd и Sm и изотопного состава Nd выполнено в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (PRQ) в статистическом режиме, по методике, описанной в работе [Баянова, 2004].

Цирконы представлены светло-розовыми прозрачными субидiomорфными призматическими кристаллами размером от 100 до 300 мкм с простыми формами по (100) и (110) и $K_{удл} = 1—2$, реже до 3.5. В катодоллюминесценции цирконы неоднородные, состоят из ядер и оболочек. Оболочки в большинстве кристаллов характеризуются тонкой ростовой осцилляторной зональностью. В центральных частях кристаллов наблюдаются ядра со следами зональности или без нее (рис. 3). Содержание урана в центральных частях кристаллов (ядра) 176—293 г/т, тория 74—134 г/т, Th/U = 0.41—0.51, в краевых частях (оболочки) — урана 718—2056 г/т, тория 94—262 г/т, Th/U = 0.05—0.37 (см. табл. 2). По оболочкам и ядрам, за исключением двух ядер, получено одинаковое (в пределах ошибки анализа) значение возраста. Следовательно, зональные кристаллы циркона сформированы в магматическом процессе и отражают ранне- и позднемагматическую стадии кристаллизации. Исключая два зерна циркона с пониженным содержанием U и Th и повышенным обыкновенного Pb, конкордантный возраст цирконов, рассчитанный по шести точкам, составляет 857.0 ± 9.5 млн лет (рис. 4). Учитывая наличие тонкой магматической зональности в кристаллах циркона, значение возраста 857.0 ± 9.5 млн лет можно интерпретировать как возраст образования гранитоидов Среднетырадинского массива. Ядра двух кристаллов,

Таблица 2. Изотопный SHRIMP-II возраст цирконов из гранодиорита Среднетырадинского массива (пр. 10-06)

| Номер точки | $^{206}\text{Pb}_c$, % | U | Th | $^{206}\text{Pb}^*$ | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | Возраст, млн лет | | D, % | $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ | ±% | $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ | ±% | $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ | ±% | $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | ±% | Rho |
|-------------|-------------------------|------|-----|---------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|------|---------------------------------------|-----|------------------------------------|-----|------------------------------------|-----|------------------------------------|-----|-------|
| | | | | | | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | | | | | | | | | | |
| 1.1-я | 0.13 | 176 | 91 | 21.9 | 0.53 | 871 ± 13 | 873 ± 54 | 0 | 0.0682 | 2.6 | 6.91 | 1.7 | 1.359 | 3.1 | 0.1446 | 1.7 | 0.533 |
| 1.2-о | 0.19 | 718 | 213 | 88.5 | 0.31 | 863 ± 12 | 832 ± 40 | -4 | 0.0668 | 1.9 | 6.98 | 1.5 | 1.32 | 2.4 | 0.1432 | 1.5 | 0.608 |
| 2.1-я | 0.87 | 73 | 91 | 20.1 | 1.29 | 1778 ± 30 | 1785 ± 100 | 0 | 0.1091 | 5.6 | 3.145 | 1.9 | 4.78 | 5.9 | 0.3175 | 1.9 | 0.329 |
| 2.2-о | 0.09 | 739 | 262 | 89.9 | 0.37 | 853 ± 12 | 871 ± 31 | 2 | 0.0681 | 1.5 | 7.07 | 1.5 | 1.328 | 2.1 | 0.1414 | 1.5 | 0.702 |
| 3.1-я | 0.16 | 182 | 74 | 22.9 | 0.42 | 879 ± 13 | 924 ± 53 | 5 | 0.0698 | 2.6 | 6.84 | 1.6 | 1.407 | 3 | 0.1461 | 1.6 | 0.527 |
| 4.1-я | 0.59 | 273 | 117 | 75.5 | 0.44 | 1790 ± 24 | 1849 ± 35 | 3 | 0.113 | 1.9 | 3.121 | 1.5 | 4.99 | 2.5 | 0.3201 | 1.5 | 0.624 |
| 4.2-о | 0.09 | 724 | 209 | 87.4 | 0.30 | 846 ± 12 | 819 ± 28 | -3 | 0.0664 | 1.3 | 7.13 | 1.5 | 1.285 | 2 | 0.1403 | 1.5 | 0.737 |
| 4.3-о | 0.65 | 2056 | 94 | 248 | 0.05 | 840 ± 12 | 890 ± 33 | 6 | 0.0687 | 1.6 | 7.18 | 1.5 | 1.318 | 2.2 | 0.1392 | 1.5 | 0.677 |
| 5.1-я | 3.69 | 293 | 134 | 33.9 | 0.47 | 786 ± 13 | 605 ± 210 | -23 | 0.0601 | 9.8 | 7.7 | 1.7 | 1.07 | 9.9 | 0.1297 | 1.7 | 0.172 |
| 6.1-я | 0.78 | 122 | 90 | 16.1 | 0.76 | 912 ± 16 | 778 ± 220 | -15 | 0.0651 | 10 | 6.58 | 1.9 | 1.36 | 10 | 0.1519 | 1.9 | 0.185 |

Примечание. Погрешности приведены на уровне 1σ; Pb_c и Pb^* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb ; D — дискордантность; Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. 1.1-я — точка, замеренная в ядре, 1.2-о — точка, замеренная в оболочке.

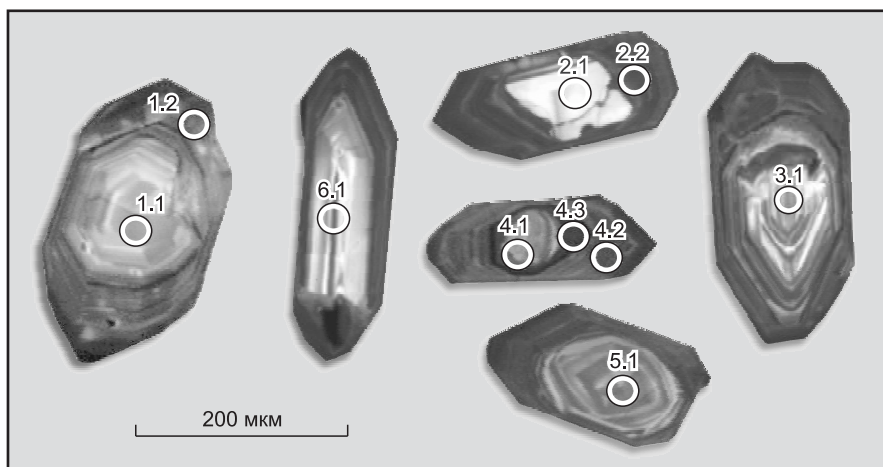


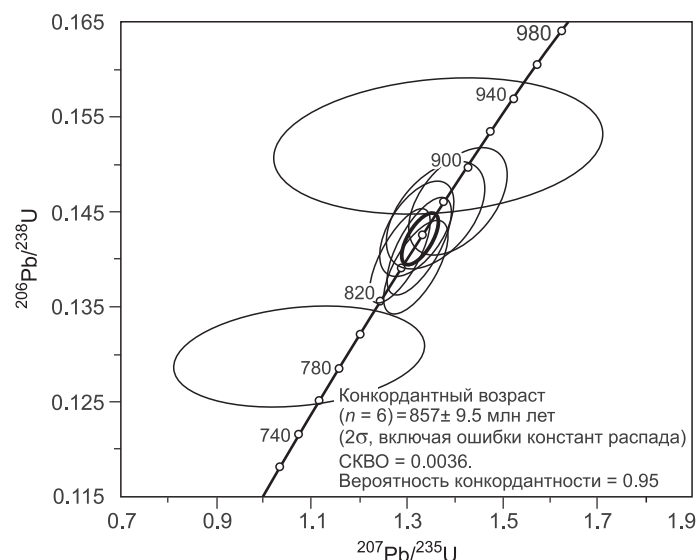
Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения проанализированных кристаллов циркона (пр. 10-06).

Кружками обозначены точки анализа.

характеризующиеся повышенным Th/U отношением (до 1.25), имеют более древний (раннепротерозойский) возраст 1.8—1.85 млрд лет, тогда как их оболочки — позднерифейский (около 857 млн лет), что свидетельствует об унаследовании древних ядер от источника.

Ar-Ar исследование биотита показало значение возраста 615.5 ± 6.3 млн лет (рис. 5), что на 240 млн лет моложе, чем соответствующая U-Pb датировка. Этот факт не может быть объяснен более низкой температурой закрытия K-Ar изотопной системы при остывании и подъеме этого плутона к поверхности. Омоложение возраста биотита, по нашему мнению, отражает время более позднего наложенного тектонотермального процесса. И этот импульс преобразования по времени совпадает с вендским аккреционно-коллизийным событием, выразившимся в причленении неопротерозойских островных дуг и офиолитов к окраине Сибирского кратона, а также к переработке и рециклированию коры при образовании форландового бассейна [Ножкин и др., 2007; Лиханов и др., 2013].

По результатам Sm-Nd исследования гранодиориты ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.099109$ и $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.511782$) характеризуются $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -6.0$ по двухстадийной модели с возрастом $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2220$ млн лет. Модельный возраст гранодиоритов соответствует диапазону $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ для раннепротерозойских метапелитов тейской серии и гаревской толщи (2.0—2.5 млрд лет) [Ножкин и др., 2008], что позволяет рассматривать эти породы в качестве наиболее вероятного источника гранитоидов Среднетырадинского массива. Этот вывод подтверждается наличием в гранодиоритах древних ядер циркона с возрастом 1.80—1.85 млрд лет.

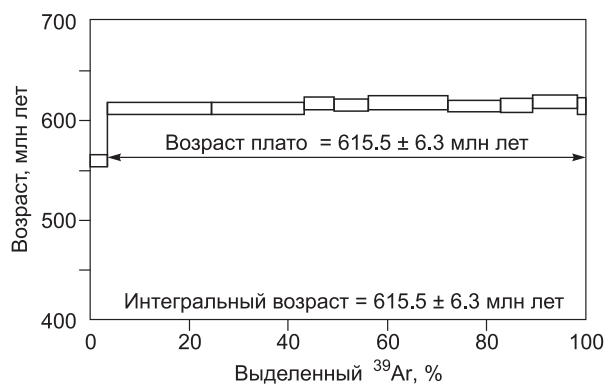


ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Результаты исследований показывают, что гранитоиды Среднетырадинского массива по петрогеохимическим и изотопно-геохронологическим данным близки таковым Каламинского и Ерудинского массивов [Верниковский, Верниковская, 2006; Vernikovskiy et al., 2007]. Однако среднетырадинские граниты на 15—20 млн лет моложе и по составу соответствуют S-типу, их образование связано с плавлением метаосадочного (граувакко-

Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранодиорита Среднетырадинского массива (пр. 10-06).

Рис. 5. Ar-Ar возрастной спектр для биотита из пр. 10-06 Среднетырадинского массива.



вого) источника. В то время как химические данные пород Каламинского и Ерудинского массивов показывают, что они соответствуют промежуточным характеристикам *S*- и *I*-типов гранитов, для которых предполагается смешение расплавов из метамагматических и метаосадочных субстратов [Vernikovskiy et al., 2007]. Гранитоиды этих массивов в сравнении со Среднетырадинским характеризуются пониженными содержаниями Rb, Cs, Ba, Ta, Nb, Zr, Hf, Y, тяжелых РЗЭ (см. рис. 2), что согласуется с их принадлежностью к гранитам *S-I*-типа. Образование гранитов всех трех массивов происходило, по мнению авторов, в пределах единого позднеколлизийного события в сравнительно узком интервале времени от 880 до 860 млн л.н. Все интрузивные массивы, а также гранитоидные купола тейского типа с изотопным (U-Pb, Ar-Ar) возрастом от 1000 до 860 млн лет и ареалами метаморфических пород андалузит-силлиманитовой фациальной серии [Ножкин и др., 1999; Лиханов и др., 2011, 2012] располагаются в Татарско-Ишимбинской зоне разломов Центрального блока вдоль границы с Восточным (приплатформенным) кратонным блоком (см. рис. 1, врезка). Формирование данных гранитоидов могло произойти при коллизии этих блоков континентальной коры в процессе гренвильского орогенического события. Подтверждением этому служит Ar-Ar возраст (1050—900 млн лет) метаморфизованных вулканитов Рыбинско-Панибинского пояса [Черных, 2000; Ножкин и др., 2011], пластины и чешуи которого представлены между Татарским и Ишимбинским разломами, а также время (~ 850 млн лет) образования надвигов и ассоциирующих метаморфических пород дистен-силлиманитового типа [Лиханов и др., 2011, 2012]. Близкие значения возраста протолитов установлены для гранитоидов гаревского комплекса, расположенного в пределах Приенисейской сдвиговой зоны [Лиханов, Ревердатто, 2014].

Геологические и палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что на рубеже мезопротерозоя Сибирский кратон являлся частью Родинии [Li et al., 2008; Богданова и др., 2009; Метелкин и др., 2012]. Коллизийные и другие процессы различных геодинамических обстановок являлись следствием тектонической эволюции литосферных блоков этого суперконтинента. По времени и стилю раннепротерозойские эндогенные события (интенсивная складчатость, метаморфизм и гранитообразование) на Енисейском крае соответствуют эпохе позднегренвильской складчатости с пиками орогенеза 970—950 и 900—850 млн лет [Лиханов и др., 2014], имевшей место примерно в это время и в других частях азиатского континента [Ernst et al., 2008].

Таким образом, породы Среднетырадинского массива по петрогеохимическим характеристикам соответствуют гранитам *S*-типа. Их образование происходило за счет плавления обогащенного плагиоклазом грауваккового источника, который, судя по Nd изотопному составу гранитоидов и наличию древних ядер циркона, был представлен палеопротерозойскими метатерригенными породами гаревской толщи и тейской серии. Формирование гранитоидов в конце раннего неопротерозоя (857 ± 9.5 млн лет) было связано с завершающей эпохой гренвильских коллизийных событий. В позднем неопротерозое гранитоиды претерпели тектонотермальную переработку, обусловленную вендскими аккреционно-коллизийными процессами на юго-западной окраине Сибирского кратона, вызвавшими омоложение K-Ar возраста биотита до 615.5 ± 6.3 млн лет.

Авторы благодарят Т.Б. Баянову, Н.Г. Бережную, И.В. Николаеву, С.В. Палесского, Н.В. Родионова, Д.С. Юдина за выполнение аналитических работ, И.И. Лиханова и О.М. Туркину за критические замечания к статье.

Исследования осуществлялись по базовому проекту НИР ИГМ СО РАН «Геодинамика и взаимосвязи магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов в Центрально-Азиатском складчатом поясе и на Сибирской платформе» при поддержке РФФИ (грант 12-05-00591) и Президиума СО РАН (ИП № 12-П).

ЛИТЕРАТУРА

- Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х.** Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 3, с. 29—45.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 259—272.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия, 2014, т. 52, № 1, с. 3—25.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа — пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // ДАН, 2011, т. 436, № 4, с. 509—514.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar свидетельства гренвильских событий на Енисейском кряже при формировании тейского полиметаморфического комплекса // Геохимия, 2012, № 6, с. 607—614.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. Возраст бластомилонитов Преденейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизионных событий на западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2013, т. 450, № 2, с. 199—203.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, № 5, с. 32—53.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1524—1544.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1993, 223 с. (Тр. ОИГТМ СО РАН, вып. 817).

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 1305—1313.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. Вендское аккреционно-коллизионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2007, т. 415, № 6, с. 782—787.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. Sm-Nd изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // ДАН, 2008, т. 423, № 6, с. 795—800.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // ДАН, 2009, т. 428, № 3, с. 386—391.

Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 158—181.

Обновленные схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск, СНИИГТМС, 2007, 280 с.

Попов Н.В. Тектоническая модель раннедокембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1028—1041.

Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // ДАН, 2010, т. 431, № 4, с. 509—515.

Черных А.И. Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 2000, 20 с.

Boynnton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X. Global record of 1600—700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // Precam. Res., 2008, v. 160, p. 159—178.

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.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precam. Res.*, 2008, v. 160, p. 179—210.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P. The 880—864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: Geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Precam. Res.*, 2007, v. 154, p. 175—191.

*Рекомендована к печати 24 января 2014 г.
В.В. Реввердатто*

*Поступила в редакцию
8 ноября 2013 г.*