

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ И РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ АНОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ПЕРВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Н.Ю. Матушкин, И.В. Романова,
Н.Г. Бережная*, А.Н. Ларионов*, А.В. Травин**

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

**Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

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

Представлены комплексные геологические, петрографические, геохимические и геохронологические результаты исследования интрузивных и вулканогенных пород среднего и кислого составов Порожинского массива Южно-Енисейского кряжа. Впервые полученные для Енисейского кряжа девонские и триасовые U-Pb оценки возраста (SHRIMP-метод) для лейкогранитов (387 ± 5 млн лет) и щелочных трахитов (240 ± 3 млн лет) позволили отнести их к двум разным комплексам, несмотря на то, что эти породы формировались в пределах одной и той же Севернинской рифтогенной структуры. Приводятся Ar-Ar геохронологические данные (392—387 млн лет) для слюд из парагнейсов и лейкогранитных даек Приенисейской сутурной зоны, на продолжении которой располагается Севернинская рифтогенная структура. Данные по девонским тектономагматическим событиям Южно-Енисейского кряжа хорошо согласуются с одновозрастными событиями континентального рифтогенеза — образованием интрузивных и вулканогенных пород Агульского грабена и Минусинской впадины в пределах Присяянья и Алтае-Саянской складчатой области. Формирование щелочных трахитов и щелочных сиенитов Севернинской рифтогенной структуры (240 ± 3 млн лет) связывается с проявлением траппового магматизма Сибирской платформы.

Щелочные трахиты и щелочные сиениты, лейкограниты А-типа, U-Pb и Ar-Ar геохронология, континентальный рифтогенез, Южно-Енисейский кряж, Приенисейская сутурная зона.

MIDDLE PALEOZOIC AND EARLY MESOZOIC ANOROGENIC MAGMATISM OF THE SOUTH YENISEI RIDGE: FIRST GEOCHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL DATA

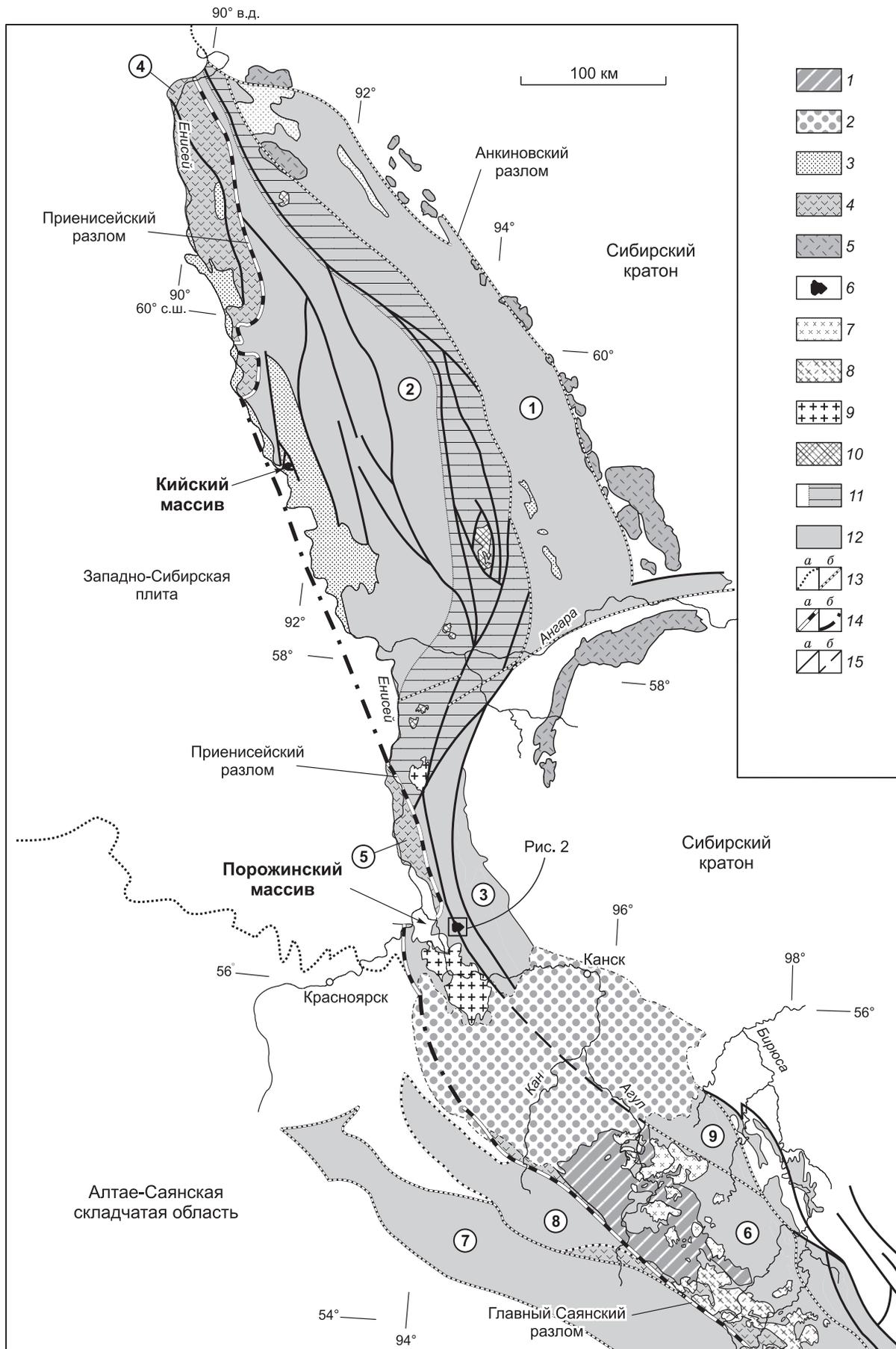
A.E. Vernikovskaya, V.A. Vernikovskiy, N.Yu. Matushkin, I.V. Romanova,
N.G. Berejnaya, A.N. Larionov, and A.V. Travin

In this paper we present complex geological, petrographic, and geochronological data of the study of intermediate-composition and acid intrusive and volcanogenic rocks from the Porozhnaya massif of the South Yenisei Ridge. For the first time in the Yenisei Ridge, Devonian and Triassic U-Pb age values (SHRIMP method) have been obtained for leucogranites — 387 ± 5 Ma and alkaline trachytes — 240 ± 3 Ma, which allows us to attribute them to two different complexes, despite the fact that these rocks were formed within the same Severnaya riftogenic structure. Geochronological Ar-Ar data (392–387 Ma) for micas from paragneisses and leucogranitic dikes of the Yenisei suture zone, on whose extension the Severnaya riftogenic structure is located, are also given in this study. These data on Devonian tectonic-magmatic events in the South Yenisei Ridge agree well with coeval events of continental rifting — the formation of intrusive and volcanogenic rocks of the Agul graben in the Prisayan region and the Minusa basin in the Altai–Sayan folded area. The formation of alkali trachytes and alkali syenites of the Severnaya riftogenic structure, for which an age of 240 ± 3 Ma has been established, is related to the trap magmatism of the Siberian Platform.

South Yenisei Ridge, Yenisei suture zone, alkali syenites and trachytes, A-type leucogranites, U-Pb and Ar-Ar geochronology, continental rifting

ВВЕДЕНИЕ

Главные аккреционно-коллизийные события и, соответственно, основные проявления магматизма на Енисейском кряже произошли в неопротерозое, большей частью в позднем [Vernikovskiy et al., 2003a; Верниковский, Верниковская, 2006; и др.]. Вместе с тем работы последних лет, включающие изотопно-геохимические исследования цирконов, показали, что ряд гранитоидных массивов региона был образован позднее — в раннем палеозое. Так, гранитоиды Южно-Енисейского кряжа Посольненского и Нижнеканского массивов были сформированы в позднем кембрии и позднем ордовике — 511 и 455 млн л. н. [Верниковская и др., 2004]. Их образование является отражением раннекаледонских аккреционно-кол-



лизионных событий, широко проявленных в Центрально-Азиатском складчатом поясе [Гордиенко, 1987; 2006; Зоненшайн и др., 1990; Şengör et al., 1993; Берзин и др., 1994; Беличенко и др., 1994; Ярмолюк и др., 2003; 2006], в том числе в пределах Алтае-Саянской складчатой области. U-Pb геохронологические данные по цирконам для подобных проявлений сиенитов и гранитов Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна и Тувино-Монгольского супертеррейна обобщены в работе [Руднев и др., 2004].

Более поздние проявления магматизма на Енисейском кряже связаны с Сибирскими траппами, основная масса которых была сформирована на границе перми и триаса (рис. 1). Они приурочены к зонам крупных разломов и установлены преимущественно на восточной границе кряжа, проводимой по Анкиновскому разлому [Кренделев, Клечковский, 1962; Кренделев, 1971]. Небольшие их выходы известны также в Вороговском грабене, расположенном в северной части Татарско-Ишимбинской сутурной зоны [Верниковский и др., 2008]. К этому же событию, вероятно, можно отнести образование нефелиновых и щелочных сиенитов, уртитов, якупирангитов и ийолитов Кийского массива в средней части Приенисейской сутурной зоны с Rb-Sr изохронным возрастом 251 ± 12 млн лет [Плюснин и др., 1989]. Здесь небольшие массивы вышеперечисленных пород и ассоциирующие с ними карбонатиты прорывают слабодеформированные отложения Чернореченского грабена. Последний был сформирован в зонах пересечения разломов северо-западного и субмеридионального простирания и выполнен терригенно-карбонатными красноцветными отложениями и конгломератами нижнего палеозоя.

Вопрос же о присутствии на Енисейском кряже магматических образований среднепалеозойского возраста остается дискуссионным до настоящего времени. Одними из спорных объектов являются интрузивные и вулканические породы Северинской вулканотектонической депрессии в Ангаро-Канском террейне Южно-Енисейского кряжа. Среди этих пород устанавливаются щелочные сиениты и щелочные трахиты, граниты и риолиты, относимые к Порожинскому массиву (рис. 1, 2). Впервые они были обнаружены в береговых каменных развалах верхнего течения р. Северная Ю.А. Кузнецовым [1941, 1988]. Далее в 60-е годы прошлого столетия они картировались Ю.И. Парфеновым, Ю.И. Гончаровым, В.П. Богадицей, затем в 90-е В.В. Семеняко, А.А. Середневым и другие. Их петрографические, геохимические и геологические характеристики исследовались В.М. Даценко [1974, 1984]. При картировании Ю.И. Парфенов и Ю.И. Гончаров отмечали сходство щелочных сиенитов Порожинского массива как с щелочными образованиями Восточного Саяна, так и с подобными породами Кийского массива в Заангарье.

В настоящей статье представлены комплексные геологические материалы, включающие первые геохимические и геохронологические (U-Pb) данные для гранитов, щелочных сиенитов и щелочных трахитов, слагающих Северинскую депрессию Южно-Енисейского кряжа, и описывается их геодинамическая природа. Исследуемые магматические события рассматриваются в связи с эволюцией формирования краевой Приенисейской сутурной зоны. Полученные выводы основываются на Ag-Ag геохронологических данных для слюд из парагнейсов енисейской серии палеопротерозойского Ангаро-Канского террейна и лейкогранитных даек, секущих образования неопротерозойского палеоостроводужного комплекса северо-западной части Предивинского террейна.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОЖИНСКОГО МАССИВА

В пределах Енисейского кряжа выделяются гранитометаморфические, островодужные, офиолитовые и другие террейны, которые аккретировали к западной окраине Сибирского кратона в течение неопротерозоя [Vernikovskiy et al., 2003a] (см. рис. 1). Тектоническими границами для террейнов являются

Рис. 1. Геолого-структурная схема доюрских комплексов юго-западного обрамления Сибирского кратона.

1 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы Агульского грабена (D); 2 — терригенные комплексы Рыбинской впадины (D); 3 — карбонатно-терригенные комплексы чехла (C); 4 — островодужные и офиолитовые комплексы Приенисейского пояса и Восточного Саяна (NP₂₋₃); 5 — трапповый комплекс (T₁); 6 — щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные трахиты, уртиты, якупирангиты, ийолиты и карбонатиты (T₁); 7, 8 — сиениты и гранитоиды Агульского грабена: 7 — нерасчлененные щелочные и субщелочные сиениты и граниты (D), 8 — граниты, субщелочные лейкограниты (O); 9 — сиениты и граниты Посольненского массива (511 млн лет) и диориты, гранодиориты, граниты, лейкограниты Нижнеканского массива (455 млн лет); 10 — граниты, лейкограниты, щелочные и нефелиновые сиениты, ультрамафиты, ийолиты, уртиты, трахиты, трахидолериты и карбонатиты татарского комплекса (711—630 млн лет); 11 — Татарско-Ишимбинская сутурная зона; 12 — террейны; 13 — границы региональных геоструктур (a), террейнов (b); 14 — краевой шов Сибирского кратона (на время NP₃): достоверный (a), предполагаемый (b); 15 — разломы достоверные (a), предполагаемые (b).

Цифры в кружках — террейны: 1 — Восточно-Ангарский: терригенно-карбонатные отложения пассивной континентальной окраины (NP); 2 — Центрально-Ангарский: метаморфизованные флишоидные и карбонатные отложения (MP?—NP), Рыбинско-Панимбинский офиолитовый пояс (MP), коллизионные гранитоиды тейского (880—865 млн лет), аяхтинского и глушихинского (760—720 млн лет) комплексов; 3 — Ангаро-Канский: гранулит-амфиболитовые комплексы и гранитоиды таракского комплекса (PP); 4, 5 — соответственно Исаковский и Предивинский: островодужные и офиолитовые комплексы (700—630 млн лет); 6 — Бирусинский: гранулит-амфиболитовые комплексы (AR?—PP); 7 — Дербинский: метатерригенно-карбонатные комплексы (MP—NP); 8 — Канский: метаосадочные и метавулканогенные комплексы (PP—NP); 9 — Туманшетский: метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы (PP).

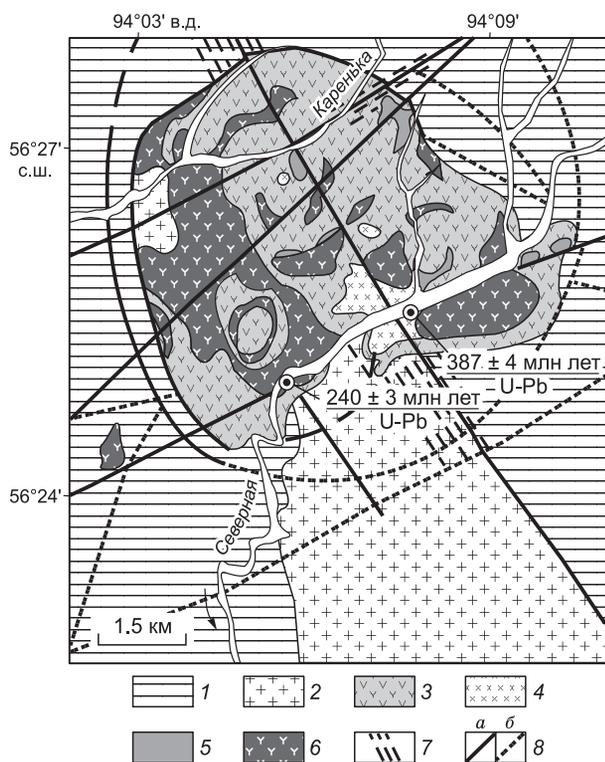


Рис. 2. Геологическая схема Севернинской вулканотектонической депрессии, по данным крупномасштабного картирования В.В. Семеняко и А.А. Середнева с изменением.

1 — гнейсы, кристаллические сланцы (PP); 2 — гранитоиды таракского комплекса (PP₃?); Порожинский массив: 3 — риолиты, эруптивные брекчи, туфобрекчи, игнимбриты (D), 4 — лейкограниты (D₂), 5 — щелочные граниты (T?), 6 — щелочные сиениты, щелочные трахиты (T₁₋₂); 7 — зоны милонитизации; 8 — разломы достоверные (a), предполагаемые (б).

субпараллельные крупнейшие сутурные зоны северо-западного простирания — Приенисейская и Татарско-Ишимбинская, сложенные системами разломов преимущественно взбросо-надвиговой кинематики. Приенисейская сутура составляет наиболее протяженную тектоническую зону Енисейского кряжа, являясь восточной границей зоны сочленения Западно-Сибирской плиты с Сибирским кратоном. Особенности ее геологического строения рассматривались авторами в связи с решением вопроса о положении западной границы Сибирского кратона [Верниковский и др., 2009]. На Енисейском кряже она выражена в виде Приенисейской зоны разломов, представленной сложнопостроенной системой ди-

зъюнктивов надвиговой и взбросовой кинематики, по которой неопротерозойские Исаковский и Предивинский островодужные террейны обдуцированы на окраину кратона. Эти процессы в Заангарье, согласно Rb-Sr, K-Ar и Ar-Ar геохронологическим данным, происходили 630—600 млн л.н. и позднее в пределах Южно-Енисейского кряжа — 600—564 млн л.н. [Верниковский и др., 1994, 2001a; Черных, 2000; Vernikovskiy et al., 2003a; Верниковская и др., 2007; 2009]. Проведенное структурное исследование в пределах северо-западной части Предивинского террейна показывает усиление степени деформированности пород островодужного и офиолитового комплексов при приближении к Приенисейской зоне разломов [Верниковский и др., 2009]. Согласно этим же исследованиям, в зоне разломов происходили также более поздние процессы, фиксируемые во внедрении в деформированные породы островодужного комплекса даек двуслюдяных лейкогранитов. Это массивные породы, имеющие мелкозернистую структуру, в которых преобладают калиевый полевой шпат и кварц, а плагиоклаз присутствует в подчиненных количествах (не более 10 об. %). Восточная часть зоны разлома на границе с северо-западной частью Предивинского террейна сложена кварц-плагиоклаз-биотит-силлиманит-альмандиновыми парагнейсами енисейской серии палеопротерозойского Ангаро-Канского террейна. Взаимоотношения последних с другими высокометаморфизованными породами этого террейна даны в [Докембрийские..., 1986].

Приенисейская зона разломов продолжается на юго-восток в зону Главного Саянского разлома. В палеозое вдоль этой сутуры происходило формирование Агульского грабена [Зоненшайн, 1956; Гордиенко, 1969; Даценко, 1970].

Рассматриваемый Порожинский массив Южно-Енисейского кряжа находится в междуречье Каренька—Северная (правые притоки р. Немкина) (см. рис. 2), в пределах Севернинской вулканотектонической депрессии (площадь около 36 км²), наложенной на северный оперяющий дизъюнктив Главного Саянского разлома. Отложения, выполняющие депрессию, залегают на фундаменте, сложенном мигматизированными гнейсами, кристаллическими сланцами, плагиогнейсами, а также, вероятно, гранитоидами палеопротерозойского таракского магматического комплекса [Качевский и др., 1998]. При крупномасштабном картировании В.В. Семеняко и А.А. Середневым Порожинский массив рассматривался как единая вулканическая постройка. Кальдеру выполняют эффузивы (щелочные трахиты, риолиты), эруптивные брекчи, туфобрекчи и игнимбриты, в полях которых распространены небольшие тела кислых и средних интрузивных пород, включая щелочные разности. Магматические породы на поверхности имеют выходы овальной формы, приуроченные к зоне разлома. Среди них установлен шток щелочных пород. Доминирующими породами массива являются щелочные трахиты, занимающие около половины площади кальдеры, перекрывая гранитоиды. Щелочные трахиты ассоциируют с щелочными сиенитами, последние, в свою очередь, на контакте с гранитоидами образуют небольшие зоны ороговикования [Кренделев, 1971]. Кроме того, щелочные сиениты имеют тектонические контакты по кольцевым разло-

мам, обрамляющим кальдеру, и образуют самостоятельные тела во вмещающих эту структуру породах. Эти геологические данные указывают на внедрение щелочных сиенитов после обрушения кальдеры.

Возраст магматических пород Порожинского массива геологами оценивался от неопротерозойского [Волобуев и др., 1964; Качевский и др., 1998; Региональные схемы..., 1999] до среднепалеозойского [Парфенов, 1964; Геологическая карта..., 1995]. В последнем случае они относились к девонской быскарской вулканогенной серии, выполняющей нижний структурный этаж крупных внутриконтинентальных впадин Алтае-Саянской складчатой области и Агульского грабена.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом с относительной погрешностью 1—5 %, а редкоземельных и других малых элементов — методом ICP-MS с относительной погрешностью 5—10 % в ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

U-Pb анализы проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004]. Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 [Wiedenbeck, 1995] и Temora [Black et al., 2003] в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~100 Å слоем 99.999%-го золота. Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической микроскопии и катодolumинесценции. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 [Ludwig, 2005a,б], используя константы распада, предложенные [Steiger, Jager, 1976]. Поправка на нерадиоогенный свинец, по модели [Stacey, Kramers, 1975], введена, используя измеренное $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 (г. Новосибирск). Минералы для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологических исследований выделялись с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации. Навески минеральных фракций совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС (Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья, г. Москва) в 1988 г. как стандартный K/Ar образец, был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311 ± 1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом институте. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti и ZrAl SAES геттеров. Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблицах и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОРОД ПОРОЖИНСКОГО МАССИВА

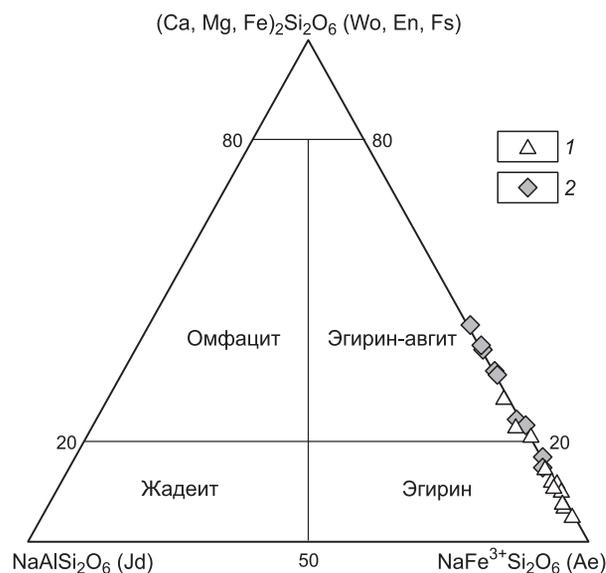
В Порожинском массиве нами были исследованы лейкограниты, щелочные сиениты и щелочные трахиты.

Лейкограниты — светло-серые среднезернистые породы, сложенные в значительной степени пелитизированным калиевым полевым шпатом (~60 об.%) и кварцем (30—40 об.%), менее плагиоклазом (до 10 об.%). В небольших количествах в них присутствуют рудный и акцессорные минералы (сфен, циркон). Калиевый полевой шпат и кварц часто образуют графические и мирмекитовые сростания.

Рис. 3. Состав щелочных пироксенов из щелочного сиенита (обр. П-07-10) и щелочного трахита (обр. П-07-12) Порожинского массива на диаграмме Ca—Mg—Fe- и Na-пироксенов, по классификации [Morimoto et al., 1988].

1 — щелочной сиенит, 2 — щелочной трахит.

Wo — волластонит, En — энстатит, Fs — ферросилит, Jd — жадеит, Ae — эгирин.



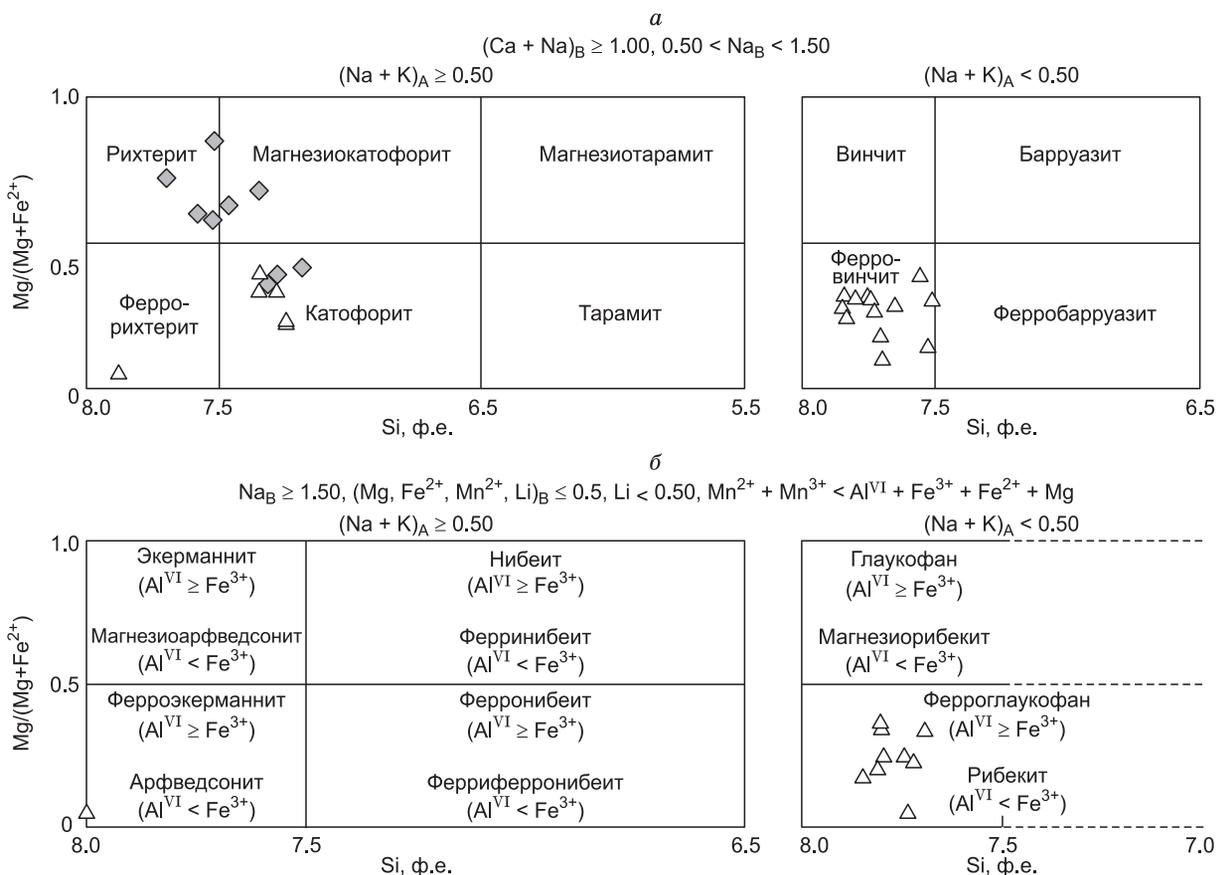


Рис. 4. Состав амфиболов из щелочного сиенита (обр. П-07-10) и щелочного трахита (обр. П-07-12) Порожинского массива на диаграммах классификации Na—Ca-амфиболов (а) и Na-амфиболов (б), по [Leake et al., 1997, 2004].

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Щелочные сиениты — лейкократовые среднезернистые, порфиroidные породы, состоящие из калиевого полевого шпата (> 60 об.%), альбита (до 20 об.%), Na-пироксена, Ca-Na- и Na-амфибола и лепидомелана (вместе до 15 об.%). Кроме того, в них присутствуют кварц (< 5 об.%), рудный минерал (ильменит, титаномагнетит), апатит и циркон. Ортоклаз-пертит и альбит образуют порфиroidные вкрапленники, достигающие в длину 6—8 мм. Калиевый полевой шпат, нередко альбитизированный, образует карлсбадские двойники. Пироксены и амфиболы отмечаются как в основной массе породы, так и в виде включений в полевых шпатах. Первые отвечают по составу эгирину, реже эгирин-авгиту (рис. 3). В их составе содержится ~75—95 % эгиринового, до 25 % геденбергитового и до 10 % диопсидового миналов, тогда как содержание жадеитового компонента близко к нулю. Амфиболы характеризуются низким содержанием Al ($Al^{VI} \ll Fe^{3+}$) и отвечают железистым разностям. Ca-Na-амфиболы представлены ферровинчицитом и амфиболами ряда катофорит—ферро-

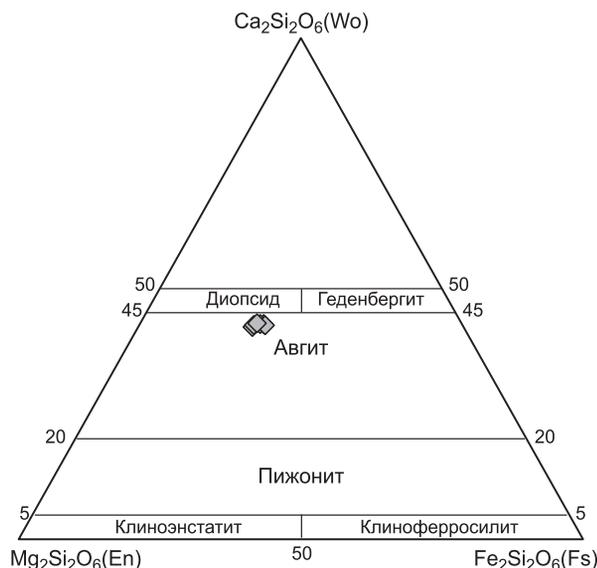


Рис. 5. Состав Ca-пироксенов из щелочного трахита (обр. П-07-12), Порожинского массива на диаграмме $Ca_2Si_2O_6$ — $Mg_2Si_2O_6$ — $Fe_2Si_2O_6$, по классификации [Morimoto et al., 1988].

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Таблица 1. Химический состав представительных проб пород Порожинского массива

Компонент	П-07-2	П-07-1	П-07-4	П-07-10	П-07-11	П-07-8	П-07-12
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ , мас. %	74.79	73.92	73.51	64.18	63.95	62.49	62.44
TiO ₂	0.27	0.27	0.29	0.53	0.57	0.81	0.79
Al ₂ O ₃	13.04	12.60	12.66	17.67	17.43	17.02	17.32
Fe ₂ O ₃ общ.	2.20	3.04	3.91	4.27	4.55	5.33	5.37
MnO	0.01	0.02	0.03	0.08	0.11	0.18	0.12
MgO	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.22	0.30
CaO	0.31	0.49	0.20	0.44	0.38	1.06	1.15
Na ₂ O	3.33	2.75	3.22	6.34	6.59	6.06	6.47
K ₂ O	4.82	5.06	4.71	5.73	5.82	5.72	5.24
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.08	0.08	0.18	0.17
П.п.п.	1.13	1.70	1.29	0.54	0.53	0.87	0.49
Сумма	99.91	99.87	99.83	99.86	100.01	99.94	99.85
Be, г/т	9.8	10.9	10.5	3.3	5.0	4.7	5.9
Co	3.4	1.6	9.5	2.2	3.6	4.7	3.1
Cu	11	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Zn	105	129	138	81	92	146	193
Ga	37.6	38.2	36.3	35.3	32.7	29.5	31.6
Ge	1.2	1.2	1.3	1.4	1.8	1.7	1.7
Rb	260	295	216	109	135	111	134
Sr	46	44	34	44	40	163	260
Y	92.0	115.9	97.4	31.4	31.1	35.5	40.7
Zr	1620	1740	1703	392	654	561	728
Nb	243	265	239	82	107	91	131
Sn	14	11	11	3	5	5	5
Ba	1377	1932	1204	82	116	925	807
La	200	296	210	72	84	74	89
Ce	427	561	471	141	161	183	186
Pr	42.27	60.98	44.99	15.95	17.47	15.93	18.36
Nd	142	199	151	55	57	53	63
Sm	25.73	35.13	27.21	9.71	9.49	9.61	10.90
Eu	0.88	1.10	0.99	0.90	0.88	2.20	2.17
Gd	22.64	30.76	25.13	8.63	7.97	8.15	10.20
Tb	3.55	4.39	3.83	1.20	1.24	1.29	1.55
Dy	21.43	24.89	21.09	6.49	6.20	7.42	7.76
Ho	4.37	5.04	4.47	1.38	1.43	1.57	1.82
Er	11.54	12.81	11.61	3.63	3.81	4.38	4.56
Tm	1.61	1.90	1.68	0.50	0.56	0.60	0.70
Yb	9.79	11.23	10.93	3.26	3.62	3.76	4.39
Lu	1.64	1.74	1.35	0.53	0.59	0.48	0.76
Hf	39.0	43.7	41.5	9.5	15.6	13.3	17.5
Ta	15.9	17.2	15.9	4.5	6.8	5.6	8.1
W	31	< 2	96	< 2	16	5	< 2
Pb	28	30	30	5	9	8	9
Th	39.9	49.2	43.1	10.8	16.1	15.3	15.8
U	7.6	7.3	8.5	2.3	2.6	2.5	3.5
(La/Yb) _N	13.9	17.9	13.1	15.0	15.7	13.4	13.8
Eu/Eu*	0.11	0.10	0.12	0.30	0.31	0.76	0.63

Примечание. 1—3 — лейкограниты; 4, 5 — щелочные сиениты; 6, 7 — щелочные трахиты. Содержания элементов нормированы, согласно [McDonough, Sun, 1995], $(La/Yb)_N$, $Eu/Eu^* = (Eu_N)/(Sm_N \times Gd_N)^{0.5}$.

рихтерит (рис. 4, а), а Na-амфиболы — рибекитом, реже арфведсонитом (см. рис. 4, б). Они нередко зональны — центральная часть представлена Ca-Na-амфиболом, а краевая — Na-амфиболом. Лепидомелан установлен преимущественно в комплексах с амфиболом и рудными минералами — ильменитом и титаномагнетитом.

Щелочные трахиты — порфировые породы, вкрапленники в которых представлены зернами ортоклаза с пертитовыми вросками олигоклаза и каемкой альбита, достигающие более 1 см в длину. В основной массе присутствуют гипидиоморфные зерна ортоклаз-пертита, альбита, Na- и Ca-Mg-Fe-пироксенов, Ca-Na-амфибола, лепидомелана, рудного минерала, циркона и апатита. Темноцветные минералы составляют ~15 об.%. По сравнению с пироксенами из щелочных сиенитов Na-пироксены из щелочных трахитов содержат меньше эгиринового (~60—85 %) и больше диопсидового миналов (до 25 %), что позволяет их относить преимущественно к эгирин-авгитам (см. рис. 3). Пироксен нередко образует сростки с биотитом и амфиболом и содержит включения ильменита и титаномагнетита. Ca-Mg-Fe-пироксен представлен неизменными зернами граничного состава между авгитом и диопсидом (рис. 5) и установлен в виде гипидиоморфных зерен внутри вкрапленников калиевого полевого шпата. Состав амфиболов отвечает ряду катофорит — рихтерит, (значения $Mg/(Mg + Fe^{3+})$) достигают 0.85 (см. рис. 4, а).

Химические составы исследуемых пород даны в табл. 1. Лейкограниты относятся к слабопералюминиевым породам (значения индекса $A/CNK \approx 1.2$), переходной от известково-щелочной к щелочно-известковой сериям (рис. 6, а). В этих породах $\Sigma(Na_2O + K_2O) = 7.81—8.15$ мас.%, K_2O преобладает над Na_2O ($Na_2O/K_2O = 0.54—0.69$). Они имеют повышенные значения отношений $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ (до 1), содержаний Zr, Nb, Ce и Y (сумма последних более 2300 г/т) и на диаграмме, по [Frost et al., 2001], находятся в поле гранитов А-типа (см. рис. 6, б). По содержанию Ta и Nb эти породы сопоставимы с гранитами рифта Осло [Pearce et al., 1984]. Кроме того, они имеют высокие содержания редкоземельных элементов ($\Sigma PЗЭ$ достигает 1250 г/т), умеренные величины отношений $(La/Yb)_N = 13.1—17.9$, отчетливые отрицательные аномалии Eu ($Eu/Eu^* = 0.10—0.12$), Sr, P, Ti (рис. 7, а, б). Последние показывают, вероятно, что при дифференциации лейкогранитных расплавов значительная роль отводилась фракционной кристаллизации плагиоклаза, апатита и сфена.

Щелочные сиениты и щелочные трахиты отличаются невысокими содержаниями MgO и CaO. В этих породах сумма щелочей варьирует от 11.71 до 12.41 мас.%, они обогащены Na_2O относительно K_2O ($Na_2O/K_2O = 1.06—1.23$), также

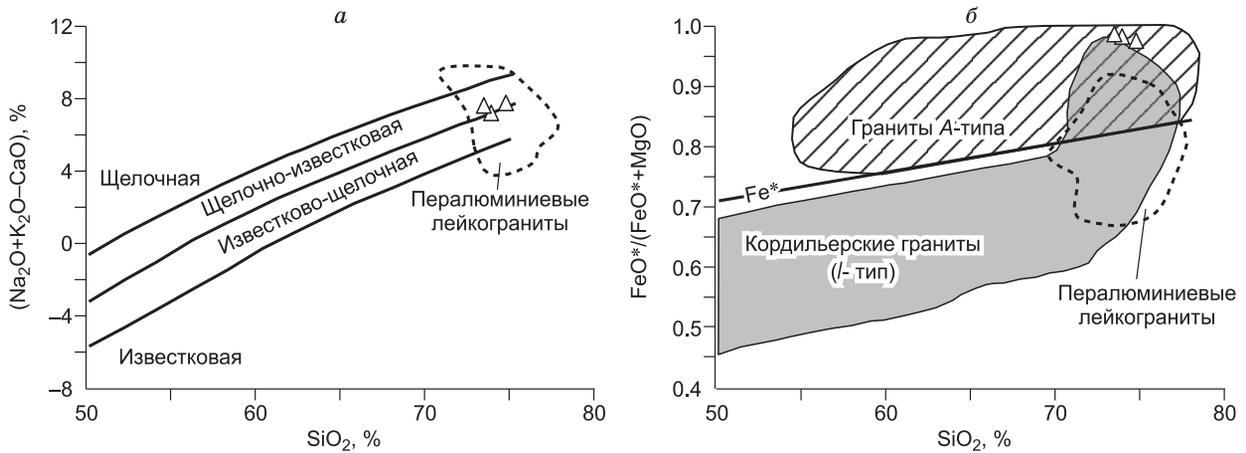


Рис. 6. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (а) и $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б), по [Frost et al., 2001], для лейкогранитов Порожинского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

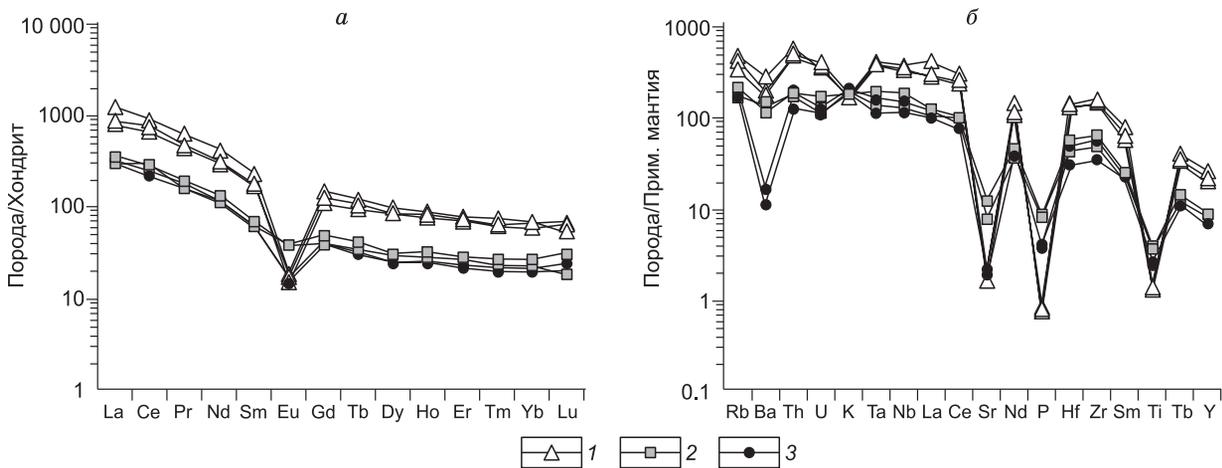


Рис. 7. Диаграмма распределений РЗЭ (а) и спайдер-диаграммы (б) для лейкогранитов, щелочных трахитов и щелочных сиенитов Порожинского массива.

Содержания элементов нормированы по хондриту и примитивной мантии, согласно [McDonough, Sun, 1995]. 1 — лейкограниты, 2 — щелочные трахиты, 3 — щелочные сиениты.

редкоземельными элементами (Σ РЗЭ достигает 400 г/т), значения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ в них близки с лейкогранитами, тогда как Eu/Eu^* повышается до 0.30—0.76. При этом интрузивные аналоги имеют более фракционированные спектры, в которых выявлены более резкие отрицательные аномалии Ba и Eu, а также P и Ti (см. рис. 7, а, б), показывая, что в этих породах значительную роль при фракционировании, помимо плагиоклаза, апатита и сфена, играл калиевый полевой шпат. Щелочные сиениты и щелочные трахиты, так же как и лейкограниты, обогащены Ta, Nb, Hf и Zr, что указывает на вероятное присутствие обогащенного мантийного материала в магматических источниках этих пород.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb И Ar-Ar ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В исследуемых пробах из лейкогранита П-07-1 и щелочного трахита П-07-12 Порожинского массива были проанализированы 11 и 12 зерен цирконов соответственно. Результаты анализа приведены в табл. 2. В обеих пробах преобладают идиоморфные слабоокрашенные прозрачные кристаллы цирконового габитуса с удлинением 1.5—4. Однако и в граните, и в щелочном трахите содержится незначительное количество округлых ксенокристов. Присутствие расплавных включений и отчетливо выраженная катодолюминесцентная зональность (не менее двух зон роста), наблюдавшиеся в цирконах доминантного типа, предполагают их магматический генезис. Округлые ксенокристы могли быть унаследованы как из корового источника данных магм, так и из вмещающих пород.

Таблица 2. Результаты U-Th-Pb исследований цирконов из пород Порожинского массива

Зерно, область	Содержание, г/г			Изотопные соотношения					Rho	Возраст, млн лет		D, %
	U	Th	²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (± %)	²⁰⁶ Pb _c , %	²³² Th/ ²³⁸ U	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (± %)	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (± %)		(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
Пр. П-07-1, лейкогранит												
3.1	526	74	26.6	0.0541 ± 5.3	0.62	0.15	0.437 ± 5.7	0.05861 ± 1.5	0.424	367.2 ± 5.3	375 ± 20	2
5.1	289	191	15	0.0564 ± 6.8	3.37	0.68	0.467 ± 7.9	0.0601 ± 1.7	0.684	376.5 ± 6.4	468 ± 32	24
8.1	363	89	19	0.052 ± 4.6	—	0.25	0.435 ± 5.3	0.06068 ± 1.6	0.567	379.8 ± 6	285 ± 13	-25
10.1	104	69	5.56	0.0563 ± 11	4.75	0.69	0.478 ± 13	0.0616 ± 2.2	0.649	385.1 ± 8.2	464 ± 51	21
9.1	349	142	18.5	0.0547 ± 5	—	0.42	0.466 ± 5.9	0.06179 ± 1.6	0.623	386.5 ± 6.1	400 ± 20	3
1.1	388	225	20.9	0.0543 ± 6.1	1.58	0.60	0.469 ± 7.2	0.0626 ± 1.7	0.681	391.6 ± 6.6	384 ± 23	-2
6.1	467	210	24.2	0.0581 ± 3.7	1.40	0.46	0.505 ± 4.6	0.063 ± 1.8	0.643	393.9 ± 6.9	534 ± 20	35
2.1	191	123	10.4	0.053 ± 8.6	1.27	0.67	0.463 ± 9.6	0.0633 ± 1.8	0.647	395.4 ± 7.1	329 ± 28	-17
11.1	388	174	22.9	0.0537 ± 5.1	0.92	0.46	0.507 ± 6.1	0.0684 ± 1.7	0.660	426.8 ± 6.9	358 ± 18	-16
7.1	308	135	18.2	0.0558 ± 5.1	—	0.45	0.532 ± 6	0.0691 ± 1.7	0.634	430.7 ± 7.1	444 ± 23	3
4.1	285	46	29	0.0637 ± 2.4	0.63	0.17	1.042 ± 3.1	0.1187 ± 1.5	0.646	723 ± 10	732 ± 18	1
Пр. П-07-12, щелочной трахит												
4.1	824	1252	26.5	0.0484 ± 15	—	1.57	0.247 ± 16	0.03699 ± 2.1	0.82	234.1 ± 4.7	119 ± 18	-49
10.1	925	1395	30	0.0562 ± 12	2.45	1.56	0.288 ± 13	0.03722 ± 2	0.85	235.6 ± 4.7	460 ± 55	95
3.1	845	1478	27.2	0.0554 ± 13	0.72	1.81	0.286 ± 15	0.03737 ± 2.1	0.87	236.5 ± 5	428 ± 56	81
9.1	1471	2786	48.2	0.0566 ± 14	1.84	1.96	0.295 ± 15	0.03781 ± 2.1	0.89	239.3 ± 5	476 ± 67	99
12.1	1342	2706	43.4	0.057 ± 15	0.57	2.08	0.298 ± 17	0.03794 ± 2.2	0.88	240 ± 5.3	492 ± 74	105
1.1	1191	2072	38.8	0.0573 ± 12	—	1.80	0.301 ± 14	0.03815 ± 2.1	0.86	241.3 ± 4.9	503 ± 60	108
8.1	923	1241	30.1	0.057 ± 9.4	—	1.39	0.3 ± 11	0.03816 ± 1.9	0.83	241.4 ± 4.5	492 ± 46	104
11.1	1064	1744	35.1	0.0555 ± 12	—	1.69	0.293 ± 13	0.03833 ± 2	0.86	242.5 ± 4.8	432 ± 52	78
2.1	1078	1936	35.7	0.0568 ± 13	0.30	1.86	0.303 ± 14	0.03864 ± 2.1	0.87	244.4 ± 5	484 ± 63	98
5.1	1489	3070	49.5	0.0617 ± 15	1.06	2.13	0.329 ± 16	0.03865 ± 2.2	0.87	244.5 ± 5.4	664 ± 100	171
6.1	718	90	37.5	0.057 ± 2.4	1.66	0.13	0.476 ± 3.1	0.06067 ± 1.4	0.63	379.7 ± 5.3	492 ± 12	29
7.1	823	437	45.2	0.0537 ± 5.9	1.63	0.55	0.473 ± 7.5	0.0639 ± 2.4	0.77	399.2 ± 9.2	358 ± 21	-10

Примечание. Погрешности приведены на уровне 1σ; ²⁰⁶Pb_c и ²⁰⁶Pb* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно; (1) — нерадиоогенный свинец скорректирован с предположением конкордантности возрастов ²⁰⁶Pb/²³⁸U—²⁰⁸Pb/²³²Th. D — дискордантность. Rho — коэффициент корреляции U-Pb отношений. Прочерк — нет данных.

Большая часть результатов для обеих проб образует хронологически-компактный кластер. Более древние (силурийский и неопротерозойский) возрасты двух цирконов в каждой пробе, с учетом морфологии этих зерен, предполагают их ксеногенную природу. Исключив из расчета результаты, полученные по ксенокристам, имеющие слишком большую величину дисперсии для вычисления возраста, а также несколько омоложенные из-за частичной потери свинца, возраст магматической кристаллизации лейкогранита (пр. П-07-1) составляет 387 ± 5 млн лет ($n = 7$, СКВО = 0.91) (рис. 8, а), тогда как возраст щелочного трахита (пр. П-07-12) соответствует 240 ± 3 млн лет ($n = 10$, СКВО = 0.60) (см. рис. 8, б).

Для биотитов (пробы ПР-07-26 и ПР-07-45) из кварц-плаггиоклаз-биотит-силлиманит-альмандиновых парагнейсов енисейской серии западной части Ангаро-Канского террейна и мусковита (пр. ПР-07-36) из лейкогранитной дайки, секущей образования неопротерозойского палеоостроводужного комплекса северо-западной части Предивинского террейна, находящихся в пределах Приенисейской сутурной зоны, были проведены Ar-Ag изотопные исследования методом ступенчатого прогрева. Для всех слюд, соответственно, получены спектры с четким возрастным плато и согласующимися в пределах ошибки значениями возраста — 386.6 ± 4.0, 392.7 ± 4.5 и 387.1 ± 6.6 млн лет (рис. 9, а–в, табл. 3).

На основании установленных девонских датировок, полученных для U-Pb (по циркону) и ⁴⁰Ar/³⁹Ar (по биотиту и мусковиту) изотопных систем, характеризующихся различной термической устойчивостью, можно сделать вывод. Формирование лейкогранитов Порожинского массива произошло 387 млн л. н., и в то же время имел место импульс интенсивного тектонотермального преобразования парагнейсов

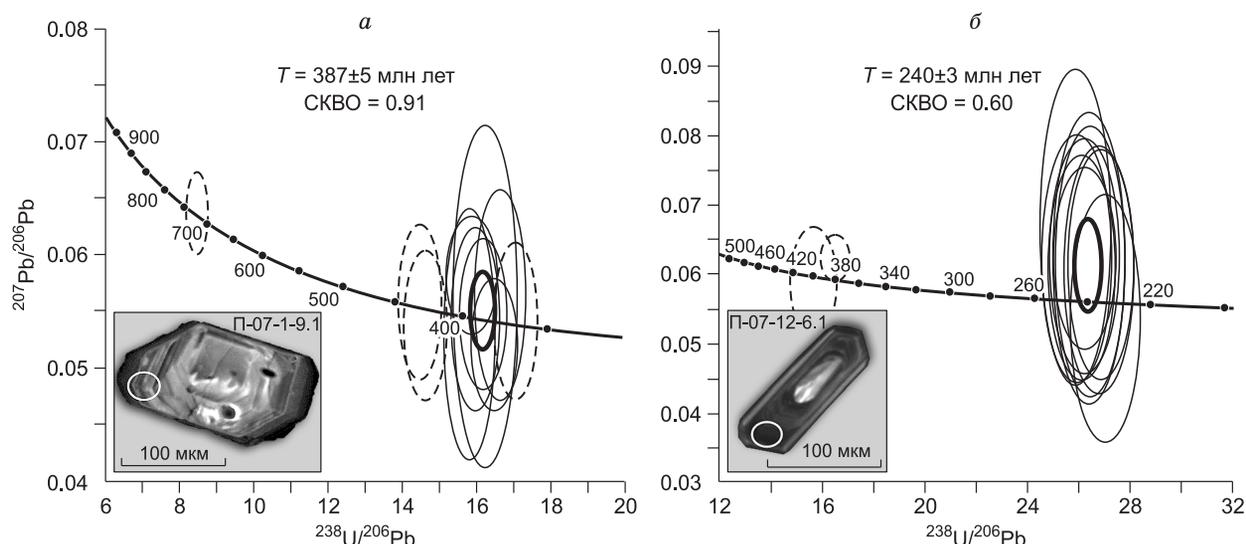


Рис. 8. Диаграммы с конкордией для цирконов из лейкогранита (пр. П-07-1) (а) и щелочного трахита (пр. П-07-12) (б) Порожинского массива с микрофотографиями типичных цирконов, выполненными с помощью катодоллюминесценции.

Эллипсы — аналитические точки (SHRIMP II) (см. табл. 2). Эллипсы ошибок аналитических точек соответствуют 2σ.

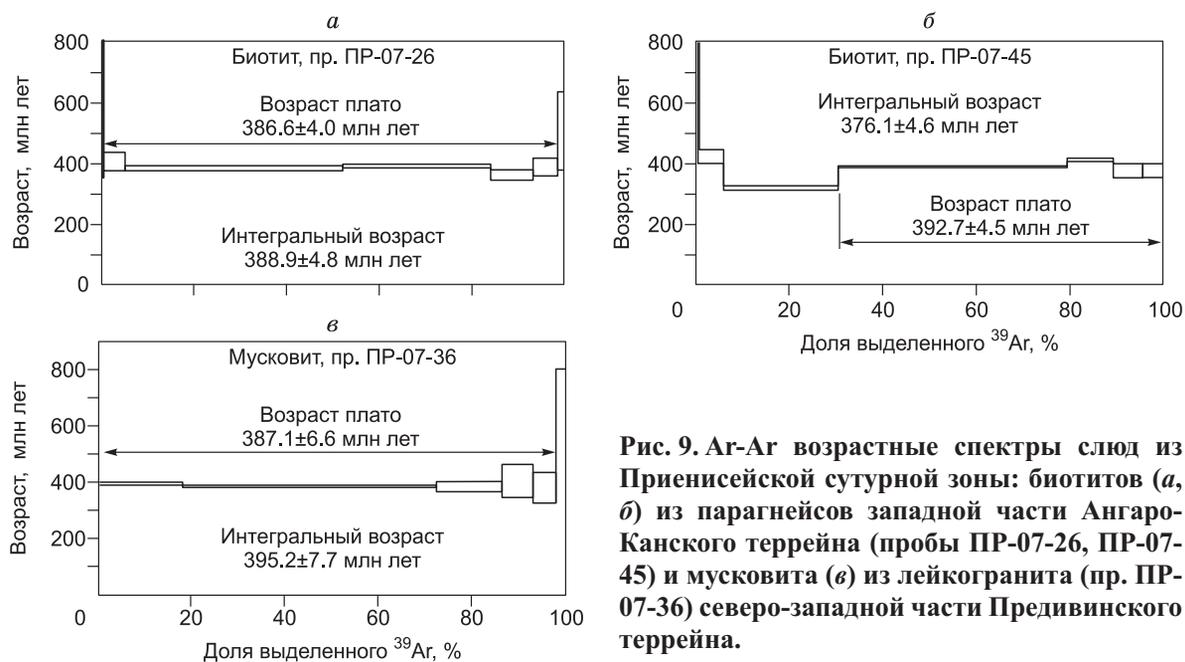


Рис. 9. Ar-Ar возрастные спектры слюд из Приенисейской сутурной зоны: биотитов (а, б) из парагнейсов западной части Ангаро-Канского террейна (пробы ПР-07-26, ПР-07-45) и мусковита (в) из лейкогранита (пр. ПР-07-36) северо-западной части Предивинского террейна.

Ангаро-Канского террейна и лейкогранитов северо-западной части Предивинского террейна в Приенисейской сутурной зоне, в ходе которого произошло образование синтетектонических слюд либо полное омоложение их К-Аг изотопной системы.

ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

Проведенные комплексные геологические, геохимические и геохронологические исследования кислых и средних интрузивных и вулканических пород Порожинского массива Южно-Енисейского края позволили отнести их к двум разным комплексам, несмотря на то, что эти породы формировались в пределах одной и той же рифтогенной структуры. Согласно U-Pb данным по цирконам (прибор SHRIMP-II) из этого массива, возраст лейкогранитов составил 387 ± 5 млн лет, тогда как прорывающих их щелочных трахитов — 240 ± 3 млн лет.

Таблица 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюд из парагнейсов Ангаро-Канского террейна и лейкогранита Предивинского террейна Приенисейской сутурной зоны

Температура прогрева, °С	Продолжительность прогрева, мин	^{40}Ar , нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет	$\pm 1\sigma$
Биотит ПР-07-26; навеска — 3.6 мг; $J = 0.003665 \pm 0.000035$											
500	10	23.07·e ⁻⁹	3417.04	1784.23	2.1178	1.1363	11.0849	5.7911	211.4	753.5	402.0
600	10	33.62·e ⁻⁹	316.81	12.78	0.1799	0.0185	0.8385	0.0369	16.3	406.9	27.4
700	10	80.37·e ⁻⁹	78.84	0.27	0.0375	0.0014	0.0474	0.0012	1.4	384.6	4.0
800	10	51.58·e ⁻⁹	74.40	0.38	0.0338	0.0016	0.0279	0.0020	2.1	391.6	4.9
900	10	16.19·e ⁻⁹	80.04	2.09	0.0372	0.0076	0.0657	0.0074	21.1	362.1	14.7
1020	10	9.52·e ⁻⁹	82.17	2.74	0.0537	0.0208	0.0563	0.0175	12.3	388.4	29.9
1130	10	5.11·e ⁻⁹	182.21	34.08	0.0562	0.0573	0.3194	0.0893	75.8	503.4	128.0
Биотит ПР-07-45; навеска — 3.02 мг; $J = 0.003658 \pm 0.000035$											
500	10	49.27·e ⁻⁹	7877.66	1364.71	4.8600	0.8585	25.8453	4.4803	0.3	1138.3	222.1
600	10	53.38·e ⁻⁹	476.28	6.93	0.2525	0.0130	1.3709	0.0246	5.8	417.5	23.2
700	10	45.54·e ⁻⁹	90.19	0.39	0.0499	0.0030	0.1273	0.0042	30.3	317.4	7.5
800	10	75.16·e ⁻⁹	74.22	0.14	0.0247	0.0018	0.0292	0.0019	79.5	388.1	4.5
900	10	16.07·e ⁻⁹	80.17	0.36	0.0307	0.0080	0.0345	0.0043	89.3	411.2	7.8
1000	10	11.06·e ⁻⁹	87.19	1.15	0.0358	0.0121	0.0815	0.0132	95.4	374.7	21.6
1130	10	10.46·e ⁻⁹	111.66	1.67	0.0660	0.0108	0.1669	0.0144	100.0	370.5	23.3
Мусковит ПР-07-36; навеска — 29.55 мг; $J = 0.003652 \pm 0.000035$											
600	10	26.14·e ⁻⁹	163.70	2.82	0.1136	0.0114	0.3276	0.0073	18.2	394.4	10.1
700	10	35.52·e ⁻⁹	74.61	0.37	0.0280	0.0037	0.0326	0.0035	72.5	384.1	6.6
750	10	10.29·e ⁻⁹	85.26	1.22	0.0681	0.0122	0.0687	0.0125	86.2	384.1	20.5
850	10	5.72·e ⁻⁹	98.48	3.46	0.0616	0.0330	0.1005	0.0371	92.9	404.3	58.9
950	10	4.96·e ⁻⁹	114.55	5.09	0.1651	0.0356	0.1699	0.0364	97.8	380.8	58.3
1130	10	3.75·e ⁻⁹	193.46	13.80	0.0547	0.0548	0.2028	0.0579	100.0	716.6	84.9

Примечание. J — параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

К одному комплексу отнесены среднедевонские лейкограниты, ассоциирующие с риолитами Северининской депрессии. Это сфенсодержащие породы, состоящие главным образом из пелитизированного калиевого полевого шпата, кварца и в подчиненных к ним количествах плагиоклаза. Породы являются слабопералюминиевыми и относятся к переходной от известково-щелочной к щелочно-известковой магматическим сериям. Лейкограниты обогащены РЗЭ, Rb, Th, Hf, Zr, Ta, Nb и Y, имеют повышенные значения отношений $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ и по геохимическим характеристикам соответствуют лейкогранитам А-типа.

Другой комплекс формируют щелочные породы — трахиты и сиениты. Они сложены ортоклазом, менее альбитом, щелочными пироксенами и Са-Na-амфиболами, лепидомеланом, среди рудных и акцессорных минералов присутствуют ильменит, титаномагнетит, апатит и циркон. В щелочных трахитах устанавливается к тому же авгит, а в щелочных сиенитах — щелочные амфиболы, нередко формирующие каемки вокруг Са-Na-амфиболов. В этих породах Na_2O преобладает над K_2O . Они, как и лейкограниты, обогащены РЗЭ, Та, Nb, Hf и Zr, что указывает на вероятное присутствие обогащенного мантийного материала в магматических источниках этих пород.

Возраст исследуемых щелочных пород близок ко времени формирования траппового магматизма Сибирской платформы, а также нефелиновых сиенитов и ассоциирующих с ними разнообразных магматических пород, включая карбонаты Кийского массива [Плюснин и др., 1989], приуроченных к Приенисейской сутурной зоне. Подобный комплекс щелочных и субщелочных пород в связи с траппами Сибирской платформы был установлен на Северо-Западном Таймыре [Верниковский и др., 2001б; Dobretsov, Vernikovskiy, 2001; Vernikovskiy et al., 2003b]. Становление анорогенных гранитоидных и сиенитовых интрузивов Таймыра произошло 249—241 млн л.н. (U-Pb метод), а их остывание — в интервале 245—232 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод), тогда как образование основной массы траппов Сибирской платформы происходило за более короткий период, согласно U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным, от 251 до 249 млн лет [Kamo et al., 2002; Reichow et al., 2002]. Таким образом, подобно Таймыру, на Енисейском кряже в связи с про-

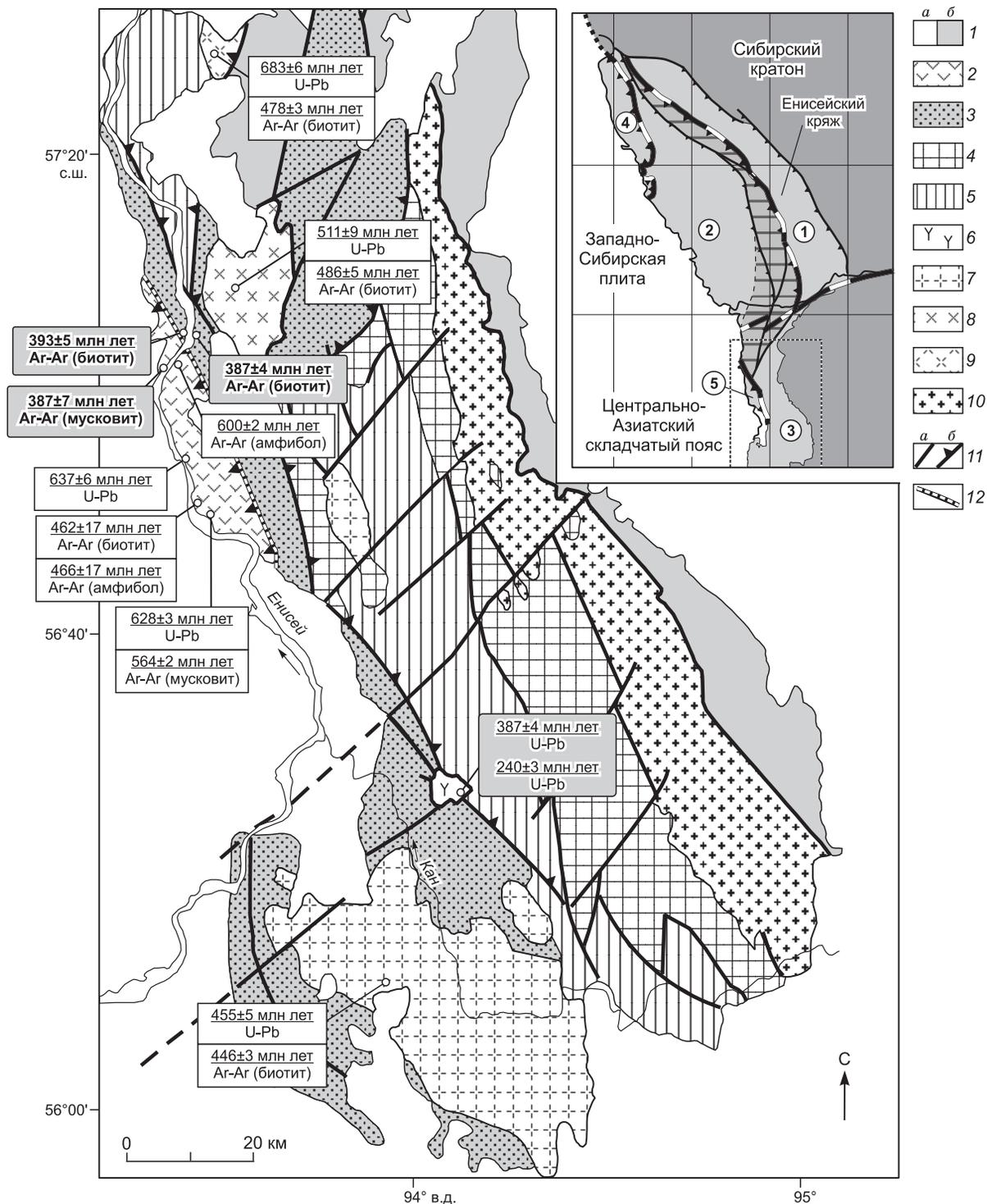


Рис. 10. Геологическое положение докембрийских и фанерозойских магматических комплексов Южно-Енисейского кряжа с использованием геологических материалов и геохронологических данных, по [Верниковская и др., 2004] с дополнениями.

1 — перекрывающие фанерозойские (а) и неопротерозойские (б) отложения; 2 — офиолитовые и островодужные комплексы Превинского террейна (NP₃); 3—5 — метаморфические комплексы Ангаро-Канского террейна: 3 — енисейский амфиболит-гнейсовый (PP), 4 — атамановский гранулит-гнейсовый (PP), 5 — кузеевский гранулит-метабазит-гнейсовый (PP); 6 — риолиты, туфобрекчии, лавобрекчии, игнимбриты, лейкограниты (D₂), щелочные сиениты и щелочные трахиты (T₁₋₂) Северинской вулканотектонической депрессии; 7 — гранитоиды Нижнеканского массива (O₃); 8 — сиениты и граниты Посольненского массива (C_{1,2}); 9 — субщелочные граниты, лейкограниты Чистопольского массива (NP₂); 10 — гранодиориты, граниты, низкощелочные граниты и субщелочные граниты Тараского массива (PP); 11 — разломы (а), надвиги (б); 12 — Приенсейский разлом. На врезке пунктирной линией выделены границы представленной геологической схемы, усл. обозн. см. на рис. 1.

явлениями Сибирского суперплума в раннем триасе формировались анорогенные гранитоидные и сиенитовые массивы и ассоциирующие с ними вулканиты, включая щелочные разности. Они образовывались в периферических зонах проявлений плюмового базитового магматизма в структурах, тектонизированных вследствие предшествующих орогенных событий.

Севернинская вулканотектоническая депрессия, вмещающая как среднедевонские лейкограниты, так и раннетриасовые щелочные породы имеет наложенный характер и находится на продолжении Приенисейской сутурной зоны в области развития оперяющих дизъюнктивов Главного Саянского разлома. В пределах этой сутурной зоны проявлены тектонические и магматические события, связанные с неопротерозойской аккрецией и обдукцией островных дуг и офиолитов к западной окраине Сибирского кратона [Верниковский и др., 1994, 1999a; Vernikovskiy et al., 2003a; и др.], с ордовикскими аккреционно-коллизийными событиями [Верниковский и др., 1999b], с девонским континентальным рифтогенезом и раннетриасовыми трапповыми событиями (рис. 10).

Этот вывод подтверждается полученными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологическими данными из Приенисейской сутурной зоны по слюдам из парагнейсов палеопротерозойского Ангаро-Канского террейна и лейкогранитным дайкам, секущим образования неопротерозойского палеоостроводужного комплекса северо-западной части Предивинского террейна. На основании этих результатов впервые установлен девонский возраст (392—387 млн лет) для последних тектонотермальных событий в этой сутуре, синхронных с широко проявленными в Алтае-Саянской складчатой области событиями девонского континентального рифтогенеза [Гордиенко, 1987; 2006; Ярмолюк и др., 2003; 2006].

Геологические материалы показывают, что, вероятно, в это же самое время вдоль Главного Саянского разлома происходило формирование Агульского грабена в Присяянье [Зоненшайн, 1956; Гордиенко, 1969; Даценко, 1970]. Возраст интрузивных и вулканических образований этого грабена одними исследователями принимается как раннедевонский, по аналогии с эффузивами нижнего этажа Северо-Минусинской впадины, U-Pb возраст цирконов из дайки трахириодацитов в которых составляет 407.5 ± 0.2 млн лет [Бабин и др., 2004], подтверждающий результаты палеонтологических исследований. Так, все подразделения быскарской серии, представленной вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями в юго-западном обрамлении Северо-Минусинской впадины, охарактеризованы раннедевонской флорой [Ананьев, 1968; Краснов и др., 1975; Захарова, Ананьев, 1990; Сенников и др., 1995]. Кроме того, устанавливается раннесреднедевонский возраст, согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологическим данным, по валовым пробам для вулканитов юго-западного обрамления Северо-Минусинской впадины и северного обрамления Южно-Минусинской впадины [Fedoseev, 2008]. Другими геологами интрузивные и вулканические образования Агульского грабена относятся к ордовику [Государственная..., 2000; Даценко, 2004], а основанием для этого вывода может служить полученная недавно U-Pb оценка возраста 458 ± 2 млн лет по цирконам из гранита Огнитского массива [Резницкий и др., 2008]. Возможно, что эти породы, размещенные в районе р. Огнит, не ассоциирующие с вулканитами [Государственная..., 1977], могли быть сформированы при аккреционно-коллизийных процессах, как и раннепалеозойские граниты и сиениты Южно-Енисейского кряжа [Верниковская и др., 2004], широко проявленные в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Вывод о возможности расчленения огнитского гранитоидного комплекса подтверждают также данные о его неоднородности, состоящие в латеральной изменчивости гранитоидных интрузий по щелочности и кремнекислотности [Гордиенко, 1987]. Поэтому проведенный анализ геологических материалов, литературных данных и полученная девонская U-Pb оценка возраста для лейкогранитов Севернинской депрессии Южно-Енисейского кряжа позволяют отнести их к продуктам девонского континентального рифтогенеза, подобно вулканическим и интрузивным породам Северо-Минусинской впадины и Агульского грабена.

Таким образом, можно подчеркнуть еще раз, что отнесение изучаемых лейкогранитов и щелочных сиенит-трахитов Севернинской депрессии Южно-Енисейского кряжа к одному комплексу не представляется возможным. Полученные для них, соответственно, девонские и триасовые U-Pb оценки возраста говорят о более длительной эволюции докембрийских структур Южно-Енисейского кряжа в фанерозое.

Авторы благодарны за предоставленные геологические материалы и консультации В.М. Даценко и помощь при проведении полевых работ А.М. Ясеневу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00703, 08-05-00733), интеграционного проекта СО РАН № 44 и программы ОНЗ-10.

ЛИТЕРАТУРА

Ананьев А.Р. Новые данные по стратиграфии континентальных девонских отложений Западной Сибири // Труды Томск. ун-та. Сер. геология / Ред. В.А. Ивания. Томск, ТГУ, 1968, т. 202, с. 96—103.

Бабин Г.А., Владимирова А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 3, с. 367—370.

Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М., Сальникова Е.Б., Яснев А.М., Ковач В.П., Котов А.Б., Травин А.В. О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 3, с. 374—379.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Полянский О.П., Травин А.В. Термохронологические модели эволюции лейкогранитов А-типа неопротерозойского коллизийного орогена Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (5), с. 576—594.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 169—181.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1999а, т. 40 (2), с. 255—259.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. Позднепротерозойская эволюция офиолитовых и островодужных комплексов западного обрамления Енисейского кряжа // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. СПб., Тема, 1999б, с. 17—19.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском Кряже // Докл. РАН, 2001а, т. 381, № 6, с. 806—810.

Верниковский В.А., Пиис В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д.Дж., Травин А.В. Раннетриасовые А-граниты Таймыра — результат Северо-Азиатского суперплюма // Докл. РАН, 2001б, т. 380, № 1, с. 87—93.

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

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Яснев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона — результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Докл. РАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90—94.

Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геологическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Интерпретация значений абсолютного возраста породообразующих и акцессорных минералов Енисейского кряжа и Восточного Саяна // Новые данные по геологии юга Красноярского края / Ред. С.А. Лесков. Красноярск, Краснояр. кн. изд-во, 1964, с. 272—294.

Геологическая карта Алтае-Саянской складчатой области. Масштаб 1:1 500 000 / Ред. П.С. Матросов. СПб., ВСЕГЕИ, 1995, 3 л.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-46,(47) / Отв. ред. И.Н. Казаков, В.К. Маньковский. Л., Аэрогеология, 1977.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-46,(47) / Под ред. В.В. Беззубцева, Ю.С. Глухова. СПб., ВСЕГЕИ, 2000, 1 л.

Гордиенко И.В. Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1969, 112 с.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 236 с.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Даценко В.М. Палеозойская активизация области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (на примере Западного Присаянья) // Геотектоника, 1970, № 6, с. 88—94.

Даценко В.М. Среднепалеозойский внегеосинклинальный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы // Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края, материалы КО ВМО. Вып. 2 / Ред. В.М. Даценко. Красноярск, Краснояр. кн. изд-во, 1974, с. 109—129.

Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1984, 120 с.

Даценко В.М. Агульский грабен — коллизионная вулканотектоническая структура Восточного Саяна // Материалы XXXVII тектонического совещания «Эволюция тектонических процессов в истории Земли». Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, с. 128—131.

Докембрийские кристаллические комплексы Енисейского кряжа. Путеводитель Енисейской экскурсии VII Всесоюзного петрографического совещания / Т.В. Геря, В.М. Даценко, К.А. Заблоцкий, Т.Я. Корнев, Г.Г. Лепезин, А.Д. Ножкин, Н.В. Попов, В.В. Ревердатто, Г.Ю. Шведенков. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1986, 117 с.

Захарова Т.В., Ананьев А.Р. О стратиграфическом положении быскарской серии девона Минусинского прогиба // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1990, т. 65, вып. 2, с. 44—50.

Зоненшайн Л.П. Возраст и форма гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р. Агул (Восточный Саян) // Материалы по региональной геологии. Сборник статей. Вып. 2. М., Гостеолтехиздат, 1956, с. 96—97.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 327 с.; т. 2, 334 с.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500 000 / Под ред. А.К. Мкртычяна, М.Л. Шермана. Красноярск, Красноярскгеологосъемка, 1998, 6 л.

Краснов В.И., Ратанов Л.С., Асташкина В.Ф., Миронова Н.В. Некоторые проблемы теории и практики региональной стратиграфии на примере изучения девонских образований в Алтае-Саянской области // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМСа, 1975, с. 25—44.

Кренделев Ф.П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа // Тр. ИГиГ. Вып. 106. М., Наука, 1971, 375 с.

Кренделев Ф.П., Ключковский Д.В. О возможном мезозойском магматизме в Енисейском кряже // Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 5, с. 1150—1152.

Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа // Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 15 (57). Томск, Изд-во ЗСГУ, 1941, 250 с.

Кузнецов Ю.А. Избранные труды. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1988, 220 с.

Парфенов Ю.И. К вопросу о щелочных породах южной части Южно-Енисейского кряжа // Материалы по полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 2. / Ред. А.С. Аладышкин. Красноярск, Краснояр. кн. изд-во, 1964, с. 253—254.

Плюснин Г.С., Коляго Е.К., Пахольченко Ю.А., Калмычкова Т.Н., Сандимирова Г.П. Rb-Sr возраст и генезис Кийского щелочного массива (Енисейский кряж) // Докл. АН СССР, 1989, т. 305, № 3, с. 956—960.

Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области: Материалы VI Западно-Сибирского петрографического совещания (ноябрь, 1998 г.) / Ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМСа, 1999, 261 с.

Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Абрамович Г.Я., Левицкий В.И., Котов А.Б., Бараш И.Г. Гранитоиды огнитского комплекса в Бирюсинской зоне: U-Pb возраст и геологические следствия // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008, т. 2, с. 65—67.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // Докл. РАН, 2004, т. 396, № 3, с. 369—373.

Сенников Н.В., Грацианова Р.Т., Соболев Е.С., Клец Т.В. О генезисе и возрасте арамчакской свиты нижнего девона Северо-Минусинской впадины // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (3), с. 15—24.

Черных А.И. Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2000, 21 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chem. Geol.*, 1996, v. 129, p. 307—324.

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.

Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A. Mantle plumes and their geological manifestations // *Int. Geol. Rev.*, 2001, v. 43, p. 771—787.

Fedoseev G.S. The role of mafic magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from the Minusa Basin, western Siberia, Russia // *Bull. Geosci.*, 2008, v. 83, № 4, p. 473—480.

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, № 11, p. 2033—2048.

Kamo S.I., Czamanske G.K., Krough T.E. A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, p. 3505—3511.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* / Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. London, Geological Society, Memoirs, 2004, v. 30, p. 69—74.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *Canad. Miner.*, 1997, v. 35, p. 219—246.

Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A.J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // *Amer. Miner.*, 2004, v. 89, p. 883—887.

Ludwig K.R. SQUID 1.12. A user's manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2005a, 22 p. <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>.

Ludwig K.R. User's manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2005b, 71 p. <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—254.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *Amer. Miner.*, 1988, v. 73, p. 1123—1133.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, № 25, p. 956—983.

Reichow M.K., Sounders A.D., White R.V., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A., Koroda N. Ar/Ar dates from the West Siberian basin: Siberian flood basalt province doubled // *Science*, 2002, v. 296, p. 1846—1849.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 299—307.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 36, № 2, p. 359—362.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003a, v. 375, p. 147—168.

Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. First report of Early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // *Lithos*, 2003b, v. 66, p. 23—36.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, p. 1—23.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Поступила в редакцию
4 мая 2009 г.*