

**ПОЗДНЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ РИФТОГЕННАЯ МЕТАРИОЛИТ-
БАЗАЛЬТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ГЛУШИХИНСКОГО ПРОГИБА (Енисейский кряж):
ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ**

А.Д. Ножкин, Л.К. Качевский*, Н.В. Дмитриева

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

** ОАО «Красноярскгеолсъемка», 660020, Красноярск, ул. Березина, 3д, Россия*

Приведены новые данные по петрогеохимическому составу, возрасту и условиям образования позднеопротерозойской метариолит-базальтовой ассоциации Глушихинского прогиба (Енисейский кряж). Метариолит-базальтовая ассоциация развита среди субаэриальных и мелководных терригенно-карбонатных отложений орловской серии, залегающей с несогласием на подстилающих образованиях протерозоя. Кислые вулканы существенно-калиевые, обогащены Rb, U, Th, характеризуются высокой железистостью, слабофракционированным спектром редких земель с резко выраженной отрицательной аномалией Eu. Базальты и пикробазальты отличаются повышенным содержанием Ti, Fe, P, высокочargedных и редкоземельных элементов, U, Th, Ba, Sr. Мультиэлементные спектры характеризуются отсутствием деплетирования Nb и Ta относительно Th и легких РЗЭ. Петрохимические параметры вулканогенных пород пикробазальт-базальтового состава соответствуют таковым внутриплитных магматических ассоциаций континентальных рифтовых зон. Новые геохронологические данные по единичным зернам циркона (SHRIMP-II) из фельзит-порфиров метариолит-базальтовой ассоциации (717 ± 15 млн лет) свидетельствуют о проявлении позднеопротерозойского вулканизма в приенисейской части Центрального блока Заангарья. Результаты Sm-Nd изотопных исследований показали, что риолиты формировались из палеопротерозойского корового источника ($T_{Nd}(DM) = 1757$, $T_{Nd}(DM-2st) = 1651$ млн лет и $\epsilon_{Nd}(T) = -2.7$). Размещение вулканогенно-осадочных образований в узком приразломном прогибе, бимодальный риолит-базальтовый состав продуктов вулканизма, а также петролого-геохимические характеристики пикробазальт-базальтов, типичные для внутриплитных обстановок, свидетельствуют о рифтогенной природе вулканогенно-осадочных образований орловской серии. Проведенные исследования показывают, что позднеопротерозойский рифтогенез и внутриплитный магматизм плюмового типа проявились не только в Татарско-Ишимбинской, но и в Приенисейской зоне разломов Енисейского кряжа.

Поздний неопротерозой, бимодальный внутриплитный вулканизм, рифтогенез, Енисейский кряж.

**THE LATE NEOPROTEROZOIC RIFT-RELATED METARHYOLITE-BASALT ASSOCIATION
OF THE GLUSHIKHA TROUGH (Yenisei Ridge): GEOCHEMICAL COMPOSITION, AGE,
AND FORMATION CONDITIONS**

A.D. Nozhkin, L.K. Kachevskii, and N.V. Dmitrieva

New data are presented on the petrogeochemical composition, age, and formation conditions of the Late Neoproterozoic metarhyolite-basalt association of the Glushikha trough (Yenisei Ridge). The association is localized within the subaerial and shallow-water terrigenous-carbonate sediments of the Orlovka Group, which overlies Proterozoic rocks with unconformity. The felsic volcanics are essentially potassic and enriched in Rb, U, Th, and Fe. They show a weakly fractionated REE pattern with a prominent negative Eu anomaly. The basalts and picrite basalts have higher contents of Ti, Fe, P, HFSE, REE, U, Th, Ba, and Sr, and their spidergrams show no Nb or Ta depletion with respect to Th and LREE. These rocks have the petrochemical parameters of intraplate magmatic associations in continental rift zones. New geochronological data (SHRIMP II) on single zircon grains from the felsite porphyry of the metarhyolite-basalt association (717 ± 15 Ma) indicate Late Neoproterozoic volcanism in the Yenisei part of the Central block of the Trans-Angara region. According to Sm-Nd isotopic data, the rhyolites originate from Paleoproterozoic crust ($T_{Nd}(DM) = 1757$ Ma; $T_{Nd}(DM-2st) = 1651$ Ma; $\epsilon_{Nd}(T) = -2.7$). The Orlovka volcanosedimentary rocks are rift-related, as evidenced by the following facts: (1) localization of the volcanosedimentary rocks in a narrow fault-line trough; (2) bimodal rhyolite-basaltic composition of the volcanics; and (3) petrology and geochemistry of the picrite basalts and basalts, typical of intraplate environments. The studies show that Late Neoproterozoic rifting and intraplate plume magmatism took place not only in the Tatarka-Ishimba fault zone but also in the Yenisei fault zone of the Yenisei Ridge.

Late Neoproterozoic, bimodal intraplate volcanism, rifting, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

В связи с обсуждением вопросов, касающихся ранних этапов эволюции литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса и особенно в свете представлений об образовании и распаде в конце докембрия суперконтинента Родиния [Богданова и др., 2009], актуальным является исследование неопротерозойских комплексов Сибирского кратона и его обрамления. Индикаторами процессов распада являются внутриплитные и рифтогенные комплексы, широко проявленные в структурах позднего неопротерозоя южной окраины Сибирского кратона [Ярмолюк, Коваленко, 2001; Ярмолюк и др., 2005] и Енисейского кряжа [Ножкин и др., 2007б, 2008, 2011]. Повышенный интерес к неопротерозойским вулканогенно-осадочным комплексам Енисейского кряжа обусловлен дискусионностью вопросов стратиграфического положения продуктов вулканизма и вмещающих осадочных толщ, а также пространственной и, очевидно, генетической связью с ними полиметаллической, колчеданно-полиметаллической и урановой минерализации [Геология..., 1985; Ножкин и др., 2007а, 2010].

В 60—90-е годы прошлого столетия считалось, что основные проявления неопротерозойского вулканизма Енисейского кряжа сосредоточены на сосновско-потоскуйско-шунтарском стратиграфическом уровне (верхи сухопитской—тунгусикская серия), охватывающего возрастной интервал от 1.0 до 0.8 млрд лет. Эта точка зрения отражена на Государственных геологических картах СССР м-ба 1:200 000 и в целом ряде обобщающих работ [Геологическая карта..., 1978; Геология..., 1985; Корнев, 1986]. Тематическими исследованиями, связанными с составлением легенды геологических карт нового поколения и обновленных схем межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов, доказано, что неопротерозойские вулканогенно-осадочные толщи занимают более высокое стратиграфическое положение и имеют иную тектоническую позицию [Качевский и др., 1998; Легенда..., 2002; Обновленные схемы..., 2007; Ножкин и др., 2007б, 2008]. Поэтому они выделены в самостоятельные серии, которые со значительным перерывом и несогласием залегают на подстилающих образованиях, в том числе тунгусикских. Карбонатно-терригенные отложения тунгусикской серии широко развиты в Ангари-Питском синклинории восточной, приплатформенной части Енисейского кряжа [Зуев, Качевский, 2009; Хабаров, Вараксина, 2011], где они впервые и были выделены. В Центральном блоке Заангарья осадочные толщи, коррелируемые с тунгусикской серией, как показано в работах [Качевский и др., 1998; Обновленные схемы..., 2007; Хоментовский, 2007], распространены весьма локально и представлены преимущественно пестроцветной терригенной молассой, местами перекрытой алевритоглинистыми темно-серыми углеродистыми сланцами. Эти осадочные комплексы по существу лишены продуктов вулканизма и сформированы в коллизионную эпоху (~ 1.0—0.8 млрд л.н.) [Ножкин и др., 2011], очевидно, на склонах крупного поднятия, в недрах которого происходило становление гранитоидов тейского и каламинского типов [Ножкин и др., 1999; Верниковский, Верниковская, 2006] и осуществлялся метаморфизм, связанный с гренвильскими событиями [Ножкин, 2009; Лиханов и др., 2011а,б].

В постколлизионную эпоху позднеопротерозойского этапа развития кряжа формируется ряд рифтогенных прогибов. Более ранние из них (Верхневороговский, Глушихинский, Каитьбинский) развиты в пределах Центрального блока Заангарья и выполнены вулканогенно-осадочными комплексами верхневороговской, орловской и каитьбинской серий, сформированными после длительного перерыва и глубокой эрозии подстилающих толщ. Поздние прогибы (Тейский, Вороговский, Дашкинский) имеют более широкое распространение и сложены в нижней части преимущественно субазральными грубообломочными пестроцветными, а в верхней — морскими карбонатно-терригенными и карбонатными отложениями (чингасанская, вороговская, ослянская серии). Вулканогенные породы присутствуют в чингасанской серии. Полученные в последние годы изотопно-геохронологические данные (U-Pb по циркону, SHRIMP-II и Ar-Ar по биотиту и титан-авгиту) позволяют оценить время формирования пород верхневороговской серии от 750 до 730—725 млн лет, а чингасанской от 725—720 до 700 млн лет [Ножкин и др., 2007б, 2008].

В данной статье приводятся детальные сведения по строению и составу вулканогенно-осадочных толщ орловской серии [Легенда..., 2002] Глушихинского прогиба, петрогеохимическим особенностям, возрасту и условиям образования вулканических пород метариолит-базальтовой ассоциации, представленной в разрезе этой серии. Целью работы является корреляция указанной серии с верхневороговской, развитой на севере Енисейского кряжа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Глушихинский прогиб располагается в западной части Центрального блока Заангарья Енисейского кряжа, в бассейне нижнего течения р. Бол. Пит (рис. 1). С северо-востока и юго-запада он ограничен разрывными нарушениями, в современной структуре носящими явные черты надвигов, связанных с

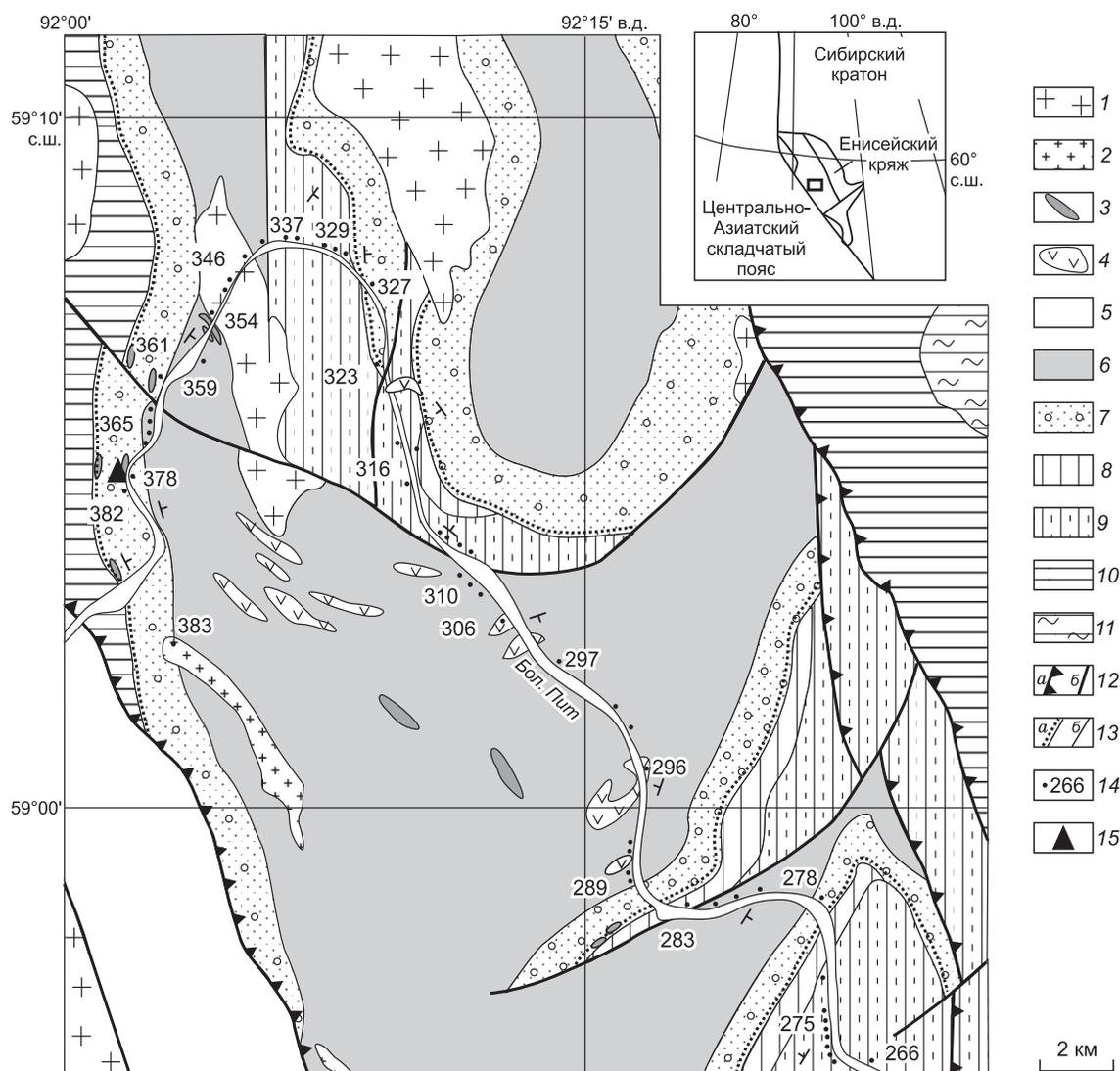


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Глушихинского прогиба (модифицирована после [Качевский и др., 1998]).

1 — граниты, гранит-порфиры, субщелочные лейкограниты Глушихинского массива (731 ± 5 млн лет); 2—4 — вулканогенные образования метариолит-базальтовой ассоциации (NP_2): 2 — кварцевые риолит-порфиры, гранит-порфиры — породы субвулканической фации; 3 — кварцевые и кварц-полевошпатовые риолит-порфиры и фельзит-порфиры покровов и экструзивных тел (717 ± 15 млн лет); 4 — базальты, пикробазальты, диабазы (долериты) лавовых покровов, силловых и дайковых тел; 5 — чехол (PZ); 6 — иончихинская и 7 — конкинская свиты орловской серии (NP_2); 8 — шунтарская и 9 — потоскуйская свиты тунгусикской серии (NP_1); 10 — удерейская и 11 — горбилковская свиты сухопитской серии (MP_{1-2}); 12 — надвиги (а), прочие разломы (б); 13 — несогласное залегание пород (а), другие геологические границы (б); 14 — точки наблюдений и их номера; 15 — место отбора геохронологической пробы.

Приенсейской зоной разломов. Развитая в его пределах орловская серия представлена двумя свитами (снизу): конкинской и иончихинской.

Конкинская свита с несогласием залегает на метаосадочных отложениях разных стратиграфических серий протерозоя. В разрезе вдоль р. Бол. Пит (выше о. Пема, руч. Конкин) свита сложена грубозернистыми полимиктовыми и олигомиктовыми песчаниками, алевролитами, кварц-серицит-глинистыми металевропелитами, косослоистыми и ритмично-слоистыми, нередко пиритизированными. Они включают прослои и отдельные горизонты (мощностью до 1.5—3 м) гравелитов и конгломератов, линзы и пласты тонкослоистых известняков, песчано-глинистых и углеродистых их разновидностей. В основании — кварцевые песчаники, гравелитопесчаники с плавающей галькой подстилающих пород либо линзы полимиктовых конгломератов с полуокатанными обломками черных филлитизированных сланцев, известняков, кварца, полевых шпатов, сцементированных тонкозернистым песчано-глинистым материалом с

примесью карбонатов. Значительная часть разреза (до 20—30 %) сложена туфами и туфобрекчиями риолитового состава, переслаивающимися с туфопесчаниками и туфогравелитами, горизонтами терригенных пород, обогащенных продуктами разрушения кислых вулканитов и в связи с этим отличающихся повышенным содержанием радиоактивных элементов ($U = 4.5—10$ г/т, $Th = 20—37$ г/т, $K = 3—3.5$ %). Данный радиогеохимический признак наряду с особенностями строения разреза и состава пород является надежным доказательством синседиментационного проявления кислого вулканизма. Наряду с туфами кислого состава отмечаются отдельные покровы, пластовые и линзовидные экструзивные тела фельзитов, фельзит-порфиоров и кварцевых порфиоров, а также дайки и мелкие штоки субвулканических риолитоидов. Мощность покровов и пластовых тел составляет 3—5, реже 30—40 м. Максимальная протяженность выходов субвулканических тел около 3 км. Общая мощность стратифицированных пород конкинской свиты около 800—900 м.

В составе иончихинской свиты выделяются две толщи. Основная часть разреза нижней толщи сложена известняками: тонкослоистыми флишоидными и массивными строматолитовыми, глинистыми, песчано-глинистыми и доломитизированными их разностями. В низах разреза толщи присутствуют горизонты конгломератовидных обломочных известняков. Последние состоят преимущественно из угловатых удлиненных обломков известняков, более редких полуокатанных обломков глинистых сланцев, единичных галек кварца, метабазитов и яшм. Цемент кварц-серицит-карбонатный с вкрапленниками сульфидов. Такие сульфидизированные конгломераты с повышенным (до 1.6 г/т) содержанием золота наблюдаются по правому борту р. Бол. Пит, в 3.5—5 км ниже р. Глушиха. Известняки местами переслаиваются с доломитами, а также с известково-глинистыми, глинисто-алевритистыми и углеродисто-глинистыми филлитизированными сланцами, полевошпат-кварцевыми песчаниками и гравелитами. Они включают пачки (мощностью от 5—10 до 100—150 м) туфов и туфобрекчий, горизонты пузыристых лав (р. Орловка) пикробазальт-базальтового состава и туфогенных пород (туфопесчаников и туфогравелитов), а также силлы и дайки аналогичного состава. Мощность этой части разреза колеблется от 1100 до 1900 м. Верхняя существенно-терригенная толща связана фациальными переходами с нижней. Представлена она чередованием филлитизированных глинисто-серицитовых, глинисто-углеродистых, известково-глинистых, реже хлоритоидных сланцев, алевролитов, тонкозернистых песчаников, включающих пласты и пачки строматолитовых, глинистых и доломитистых известняков, отдельные прослои и линзы туфов и туффитов риолитового и базальтового составов, а также горизонты аркозовых песчаников и гравелитов. Песчаники и гравелиты этой толщи обогащены продуктами размыва риолитоидов («глазки» кварца, зерна полевых шпатов и др.) и отличаются повышенным содержанием U (до 6—8 г/т), Th (до 30—35 г/т), K (до 3.5—4.2 %). Мощность толщи около 600 м. Она включает ряд экструзивных и субвулканических тел дацит-риолитового, а также силлы и дайки пикробазальт-базальтового составов.

Следовательно, орловская серия сформирована субаэральными и мелководными терригенно-карбонатными отложениями и эффузивно-пирокластическими породами кислого и основного составов, представляющими единую бимодальную метариолит-базальтовую ассоциацию. Вулканогенно-осадочные образования этой серии прорываются лейкогранитами Глушихинского и субщелочными лейкогранитами Верхнекиликеевского массивов, а в восточном обрамлении прогиба располагаются более крупные по размерам, но аналогичные по составу Гремихинский и Лендахский гранитные массивы. Все эти массивы по геологическим, петрогеохимическим и радиогеохимическим признакам относятся к глушихинскому комплексу [Петров, Решетова, 1967; Даценко, 1984; Ножкин, Туркина, 1989], становление которого, согласно [Верниковский, Верниковская, 2006], происходило на постколлизийной стадии в интервале 752—718 млн лет.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МЕТАРИОЛИТ-БАЗАЛЬТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Среди кислых вулканогенных пород метариолит-базальтовой ассоциации по петрографическому составу и фациальной принадлежности выделяются фельзиты, фельзит-порфиры и туфы эффузивной фации, кварцевые порфиры субвулканической или экструзивной, по [Лучицкий, 1971], и кварц-полевошпатовые порфиры дайковой фации.

Фельзиты и фельзит-порфиры петрографически выделяются массивным фельзитовым обликом, слабым развитием интрателлурической фазы. Они слагают отдельные горизонты среди туфов и вмещающих терригенных пород. Под микроскопом обнаруживают скудно-порфиоровое (порфиоровые выделения составляют 0—10 % объема породы) или афировое строение. Фенокристаллы представлены мелкими (до 0.3 мм) табличками или гломеропорфиоровыми сростками серицитизированного плагиоклаза, реже пелитизированного калинатрового полевого шпата. Основной матрикс микрофельзитовой структуры представляет собой слабополяризующий агрегат кварц-полевошпатовой массы (вероятно, слабораскристаллизованное стекло) с включениями тонкораспыленных оксидов железа и пятнистых выделений

карбоната. Акцессорные минералы представлены кристаллами апатита размером до 0.2—0.4 мм и единичными зернами циркона.

Туфы содержат обломки слабокристаллизованного стекла, кристаллов кварца и нередко образуют переходные разновидности к лито- и кристаллокластическим туфам и туффитам. Последние кроме обломков раскристаллизованного стекла, кристаллов кварца и полевых шпатов содержат обломки кремнисто-карбонатных пород и глинистых сланцев.

Кварцевые порфиры субвулканической или экструзивной фации — желтовато- или зеленовато-серые массивные породы с хорошо выраженным порфировым строением. В порфировых вкраплениях, слагающих до 20—30 % объема породы, преобладает дымчато-серый кварц, образующий идиоморфные, часто оплавленные кристаллы размером 2—8 мм. Реже встречаются мелкие (0.3—1.0 мм) таблитчатые выделения плагиоклаза, часто полностью замещенного агрегатом серицита, карбоната и оксидов железа. Основная масса сложена мелкозернистым аллотриоморфным агрегатом кварца и полевого шпата с переменным количеством тонкораспыленных или комковидных оксидных соединений железа и с пятнистым развитием серицита и хлорита.

Кварц-полевошпатовые порфиры слагают отчетливо секущие тела и образуются, очевидно, на заключительном этапе формирования вулканогенных пород кислого состава. Это крупнопорфировые зеленовато-розовые породы с резко подчиненным количеством фенокристаллов кварца (0—15 %) по сравнению с полевым шпатом (85—100 %). Порфировые вкрапления (20—40 % объема породы) представлены преимущественно пелитизированным ортоклазом, в меньшей мере серицитизированным плагиоклазом. Основная масса аллотриоморфно-зернистая, кварц-полевошпатового состава. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, лейкоксеном.

Химический состав кислых вулканических пород соответствует калиевым риолитам, субщелочным риолитам, в меньшей мере дацитам и трахидацитам. В частности, из двенадцати проанализированных проб риолитоидов разной фациальной принадлежности семь из них отвечают составу риолита, по два — составу риодацита и трахидацита и один — дацита. Все они обеднены натрием, магнием и обогащены калием, рубидием, характеризуются высокой железистостью ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.85—1.0$), отвечающей особенностям гранитов А-типа. Породы обогащены U (5—15 г/т) и Th (20—55 г/т), отличаются пониженным Th/U, умеренным содержанием высокозарядных (Zr, Hf, Nb) элементов, Y (35—50 г/т) и редкоземельных элементов (РЗЭ) (150—230 г/т), крайне низким содержанием Ba и Sr (табл. 1). Спектры

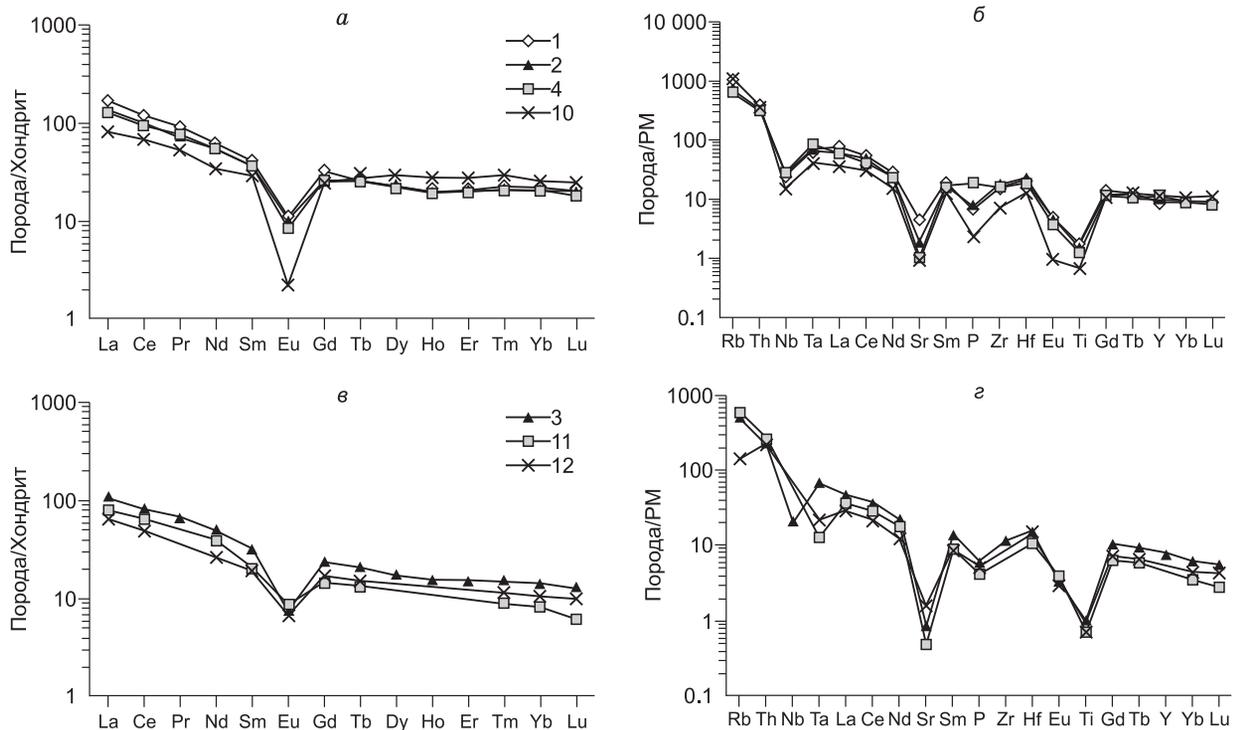


Рис. 2. Редкоземельные и мультиэлементные спектры кислых вулкаников и гранитов.

а, б — риолитоиды (1, 2, 4) и граниты (10) Глушихинского массива; в, г — фельзит-порфиры (3) Глушихинского прогиба и кварц-полевошпатовые порфиры риолитового состава, р. Рудиковка (11, 12). Здесь и на рис. 3 номера спектров соответствуют номерам анализов проб в табл. 1. Нормировано по хондриту [Boynnton, 1984] и примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах пород метариолит-базальтовой ассоциации

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	A-356-76	A-359-76	A-376-76	A-380-76	A-292-76	A-296-76	A-297-76	A-308-76	A-310-76	A-351-76	A-49-79	A-51-79
SiO ₂	73.44	76.76	76.84	72.02	46.00	47.91	49.47	44.20	44.85	74.28	77.00	74.39
TiO ₂	0.38	0.34	0.22	0.26	2.60	1.82	3.73	1.86	1.46	0.15	0.15	0.20
Al ₂ O ₃	12.90	12.97	12.46	12.00	15.50	17.20	12.16	9.13	12.23	12.58	12.90	13.40
Fe ₂ O ₃	2.26	1.69	2.41 ¹	1.98	2.05	2.77	4.76	3.46	1.85	1.10	1.05	0.94
FeO	0.89	0.48	—	1.37	10.37	8.78	10.63	8.08	12.07	1.45	0.30	1.64
MnO	0.07	0.07	0.14	0.08	0.15	0.19	0.27	0.25	0.21	0.04	0.07	0.08
MgO	0.45	0.66	0.35	0.55	7.60	8.53	4.26	19.13	13.58	0.29	0.74	0.76
CaO	1.76	0.40	0.95	2.99	9.60	5.51	7.30	10.40	8.73	0.53	0.11	1.03
Na ₂ O	0.88	0.25	0.16	0.24	1.99	2.71	2.82	0.38	1.54	2.25	0.16	4.29
K ₂ O	5.90	4.21	3.59	3.92	1.49	1.32	0.24	0.77	0.11	6.09	5.90	1.57
P ₂ O ₅	0.15	0.17	0.13	0.41	0.61	0.33	0.67	0.65	0.20	0.05	0.09	0.11
П.п.п.	0.50	1.90	2.76	4.20	2.00	2.92	3.40	1.80	3.10	0.87	1.40	1.50
Сумма	99.58	99.90	100.01	100.02	99.96	99.99	99.71	100.11	99.93	99.68	99.87	99.91
Th	33	28	19.5	26	5.8	5.7	7.4	6.2	2	32	22	18
U	5.2	15	8.8	11.6	2	1.2	1.6	1.4	0.54	7.5	2	2.7
Rb	376	246	174	223	38	43	13	167	8	380	203	50
Sr	95	39	18	23	400	413	261	285	306	20	10	33
Ba	383	159	252	205	280	1440	486	48	50	131	810	500
Cs	37	18.4	13	16	3.4	3.7	7	—	4	11	6	1.1
Sc	3	3.5	3.3	3	19	24	43	31	25	3	—	—
Y	41	42	35	50	—	29	72	—	20	52	—	—
Zr	178	205	129	180	—	127	325	—	87	81	—	—
Hf	6.3	7	4.7	5.9	3.8	3.5	8.1	3.5	2.3	3.9	3.3	4.5
Nb	18.2	20	15	19	—	43	27	—	17	10.9	—	—
Ta	2.7	2.8	2.8	3.4	3.9	2.4	1.59	3.3	0.9	1.7	0.53	0.9
La	52	41	33	40	43	33	40	54	14	25	25	20
Ce	94	82	66	77	73	58	84	94	29	55	52	40
Pr	11.1	9.1	8.1	9.7	—	7.4	11.3	—	3.9	6.5	—	—
Nd	37	33	30	33	34	28	45	45	17	21	24	16
Sm	7.9	7.3	6.2	7.2	7	5.9	9.6	9	3.5	5.7	4.1	3.8
Eu	0.8	0.75	0.56	0.63	2.2	1.81	2.6	2.8	1.15	0.16	0.65	0.5
Gd	8.5	7	6.1	6.8	—	5.5	10.2	7.2	3.5	6.5	3.8	4.4
Tb	1.31	1.21	0.99	1.18	0.85	0.87	1.66	1.1	0.58	1.38	0.63	0.71
Dy	7.4	7.6	5.7	7.2	—	4.9	10.4	5.1	3.5	9.3	—	—
Ho	1.51	1.41	1.13	1.44	—	1.01	2.2	—	0.64	1.97	—	—
Er	4.3	4.3	3.2	4.2	—	2.7	6.2	—	1.79	5.8	—	—
Tm	0.71	0.7	0.48	0.68	—	0.38	0.95	0.26	0.25	0.93	0.29	0.37
Yb	4.6	4.4	3	4.4	1.2	2.5	6.1	1.4	1.54	5.3	1.7	2.2
Lu	0.68	0.67	0.41	0.6	0.16	0.36	0.85	0.18	0.21	0.8	0.2	0.32
Cr	14	32	10	—	400	450	—	729	583	—	5	2
Co	7	3	3	—	24	35	—	70	53	—	3	3
Ni	10	6	11	—	192	210	—	466	293	—	6	14
Eu/Eu*	0.30	0.32	0.28	0.28	1.00	0.97	0.80	1.06	1.00	0.08	0.50	0.37
(La/Yb) _n	7.9	6.3	7.4	6.1	24.2	8.9	4.4	26.0	6.1	3.2	9.9	6.1
(La/Sm) _n	4.1	3.5	3.4	3.5	3.9	3.5	2.6	3.8	2.5	2.7	3.8	3.3
(Gd/Lu) _n	1.5	1.3	1.6	1.3	—	1.8	1.4	4.2	1.8	1.0	1.8	1.6

Примечание. 1—9 — породы метариолит-базальтовой ассоциации: 1 — кварц-полевошпатовый и 2 — кварцевый порфир риолитового состава; 3, 4 — кварцевые фельзит-порфиры риолитового состава; 5 — базальт (пузыристая лава); 6 — плагиоклазовый порфирит базальтового состава (лавовый горизонт); 7 — диабаз (микродолерит); 8, 9 — пикробазальты; 10 — субщелочной лейкогранит Глушихинского гранитного массива; 11, 12 — кварц-полевошпатовые порфиры риолитового состава, р. Рудиковка. Прочерк — нет данных. Анализ пород на петрогенные и редкие элементы выполнен в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Петрогенные оксиды определены рентгенофлуоресцентным (РФА) методом на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation. Пределы обнаружения от 0.01 до 0.04 %. Аналитики Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова. Содержания редких элементов установлены в пробах методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT. Пределы обнаружения составляют 1×10^{-5} — 5×10^{-7} %, погрешности анализа — от 3 до 10 %. Аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский.

¹ Общее железо.

РЗЭ слабофракционированы ($(La/Yb)_n = 6-8$, $(La/Sm)_n = 3.5-4$, $(Gd/Yb)_n = 1.3-1.6$), с резко выраженной отрицательной аномалией Eu ($Eu/Eu^* = 0.1-0.3$) (рис. 2, а, в). Мультиэлементные спектры (см. рис. 2, б, з) и другие геохимические параметры (повышенные содержания K, Rb, Th, U, Ta) в значительной мере отвечают коровым характеристикам. Петрохимический и редкоэлементный состав риолитоидов (содержание U, Th, Rb, Sr, Nb, Sc, тяжелых РЗЭ и др.) близок таковому калиевых лейкогранитов Глушихинского массива, которые обогащены Rb, U, Th, Sn, F [Ножкин, Туркина, 1989], а также риолит-порфирам р. Рудиковка, обнажающихся в 115—120 км южнее, в правобережье р. Ангара (табл. 1).

Основные породы эффузивно-пирокластической фации представлены горизонтами (мощность от 1 до 30—40 м) лав и лавобрекчий базальтов, лейкобазальтов и пикробазальтов и особенно часто более мощными (до 150 м) пачками туфов и туффов. Породы обычно темно-серой до зеленовато-серой окраски, нередко обломочной текстуры.

Лавы и лавобрекчии пористые или пузыристые, миндалекаменные, обычно флюидалные. Места можно наблюдать обтекание лавами палеоповерхности и проникновение по трещинам в нижележащие слои. Под микроскопом — это стекловатая, полупрозрачная изотропизированная масса, насыщенная пылеватыми включениями рудного минерала, участками, очевидно, слабораскристаллизованная (слабополяризующий агрегат с редкими микролитами плагиоклаза) и хлоритизированная. В лавобрекчиях и туфах присутствуют обломки хлоритизированного вулканического стекла, реже вмещающих карбонатных и терригенных пород. Однако основная часть туфов, туфогенных образований, как и лав, особенно залегающих среди известняков, интенсивно карбонатизирована. Содержание карбоната достигает 40—50 % объема породы. В реликтах от замещения карбонатом основной массы наблюдается хлорит, альбит, апатит, лейкоксен, реже титаномagnetит. Миндалины выполнены кварцем или агрегатом хлорита и карбоната.

Более мощные (30—40 м) горизонты менее измененных базальтов (например, обр. А-296-76) состоят из удлиненных (до 0.5—1 мм) лейст сосюритизированного и альбитизированного плагиоклаза (40—50 %), в интерстициях которого присутствуют полностью замещенные рудным минералом (опацицизированные) таблички клинопироксена (~ 15 %) и хлоритизированное стекло. Структура интерсервальная. Сравнительно более свежими являются базиты дайковой фации — тонкозернистые однородные породы зеленовато-серого цвета (обр. А-297-76). Состоят они из тонких лейст и табличек (0.4—0.7 мм) альбитизированного плагиоклаза, в интерстициях которого наблюдаются зерна моноклинового пироксена и идиоморфные индивиды титаномagnetита. Присутствуют также игольчатые выделения опацицизированного амфибола, шестоватые кристаллы апатита, хлорит и карбонаты. Структура породы микролитовая.

Пикробазальты слагают пластообразное тело мощностью около 15 м (обр. А-308-76). Породы тонко- и мелкозернистые, порфиридные, темно-серые с легким зеленоватым оттенком. В порфириновых выделениях таблички (до 1.5×1 мм) моноклинового пироксена, в разной степени замещенного тремолитом, единичные зерна ромбического пироксена, пластинки новообразованного биотита, частично замещенного хлоритом и мусковитом и насыщенного пойкилитовыми включениями других минералов. В матриксе тремолит, хлорит, стекло, точечные и комковидные включения рудного минерала. Отмечаются игольчатые кристаллы апатита и идиоморфные выделения хромшпинелида.

Более мощное (около ~ 50 м) стратифицированное тело представлено мелкозернистыми пикробазальтами (обр. А-310-76), в них наблюдаются реликты базальтической роговой обманки (~ 10—15 %), плеохроирующей от светло-желтого по N_p до темного красновато-бурого по N_g и отличающейся малым углом погасания, $N_g^{\wedge c} = 0-10^\circ$. По данным [Дир и др., 1965], такая роговая обманка встречается обычно в эффузивных породах. Большая часть таблитчатых и изометричных зерен базальтической роговой обманки замещена тремолитом, хлоритом и рудным минералом. Этими же минералами, а также карбонатом, цоизитом, реликтами измененного плагиоклаза, единичными зернами хромшпинелидов и ильменита сложена основная часть породы. В приконтактной части тела пикробазальты характеризуются стекловато-порфириной структурой. Преобладающая часть породы (~ 50—60 %) представлена стеклом, местами слабораскристаллизованным, в изотропизированной массе которого просматриваются микролиты плагиоклаза, шестоватые и игольчатые выделения тремолита. Порфириновые выделения замещены тремолитом, хлоритом, рудным минералом. Наблюдаются также гнезда карбоната, обломки изотропного стекла, очевидно, захваченного при внедрении приповерхностного силла.

Петрохимический состав основных вулканитов соответствует пикробазальтам, базальтам и лейкобазальтам. В выборке, состоящей из 13 проанализированных проб, три из них отвечают составу пикробазальта, семь соответствуют базальту, две — субщелочному базальту и один — субщелочному лейкобазальту. Базальтоидам свойственны повышенные содержания (мас. %) TiO_2 (1.46—3.73), железа ($Fe_2O_3 + FeO = 11.6-15.4$) и P_2O_5 (0.2—0.7) и в ряде проб щелочей ($Na_2O + K_2O > 4$) (см. табл. 1). Этим высокотитанистым базальтам присущи повышенные концентрации высокозарядных элементов (Zr, Hf, Nb, Ta), U (1.2—2 г/т), Th (2.0—7.4 г/т), легких РЗЭ, а также Ba (до 500—1440 г/т) и Sr (до 413 г/т). По-

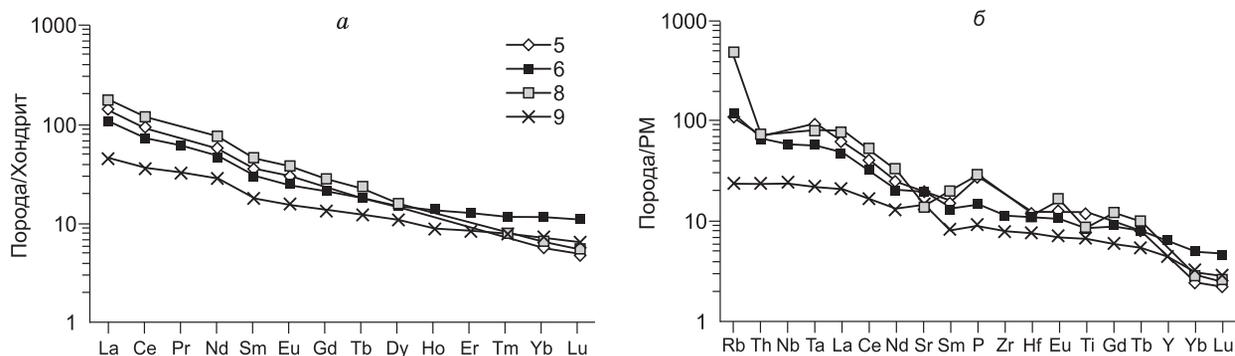


Рис. 3. Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры базальтов и пикробазальтов Глушихинского прогиба.

роды имеют фракционированное распределение лантаноидов с повышенным $(La/Yb)_n = 6—26$ (рис. 3, а). Мультиэлементные спектры (см. рис. 3, б) характеризуются отсутствием деплетирования Nb и Ta относительно Th и легких РЗЭ, что является типичным для внутриплитных базальтов, в частности, базальтов континентальных рифтовых зон [Магматические..., 1987; Sun, McDonough, 1989; Stewart, Rogers, 1996], связь которых с глубинными мантийными источниками и плюмами является наиболее обоснованной.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Представление о более молодом позднепротерозойском возрасте вулканогенно-осадочных толщ Глушихинского прогиба, относимых к орловской серии, подтверждено изотопно-геохронологическими данными для кислых вулканических пород. Для этих целей отобран образец фельзит-порфира (А-378-76) из стратифицированного тела, залегающего в пачке чередующихся вулканомиктовых песчаников и туфокластитов конкинской свиты в пределах юго-западного крыла Орловской синклинали (правый борт долины р. Бол. Пит, в 2 км выше о. Пема) (см. рис. 1). Выделенная из пробы монофракция циркона представлена прозрачными бесцветными или мутными коричневыми субидiomорфными кристаллами призматического облика, длиной 0.1—0.3 мм ($K_y = 2—5$), а также их обломками. Большинство зерен циркона насыщено минеральными и флюидными включениями. В катодоллюминесцентном изображении цирконы характеризуются слабым по интенсивности свечением и наличием следов осцилляционной зональности (рис. 4). Цирконы обладают весьма высоким содержанием U (1927—11924 г/т), Th (1401—7067 г/т) (табл. 2), вплоть до появления метамиктного малакона. Датирование проведено для единичных

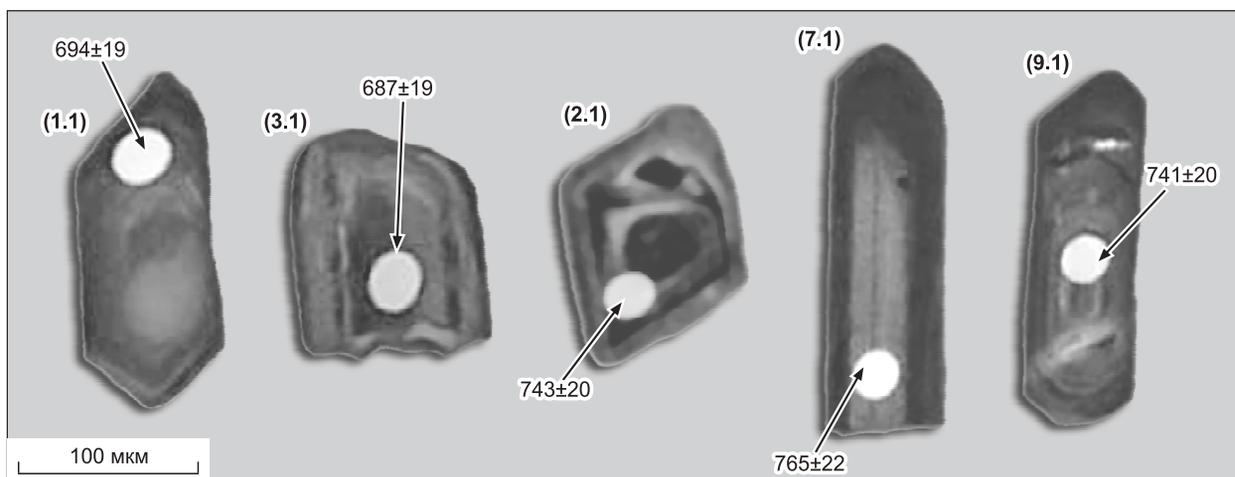


Рис. 4. Катодоллюминесцентное изображение цирконов из фельзит-порфира риолитового состава (обр. А-378-76).

В скобках показаны номера точек циркона и их $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, млн лет (см. табл. 2).

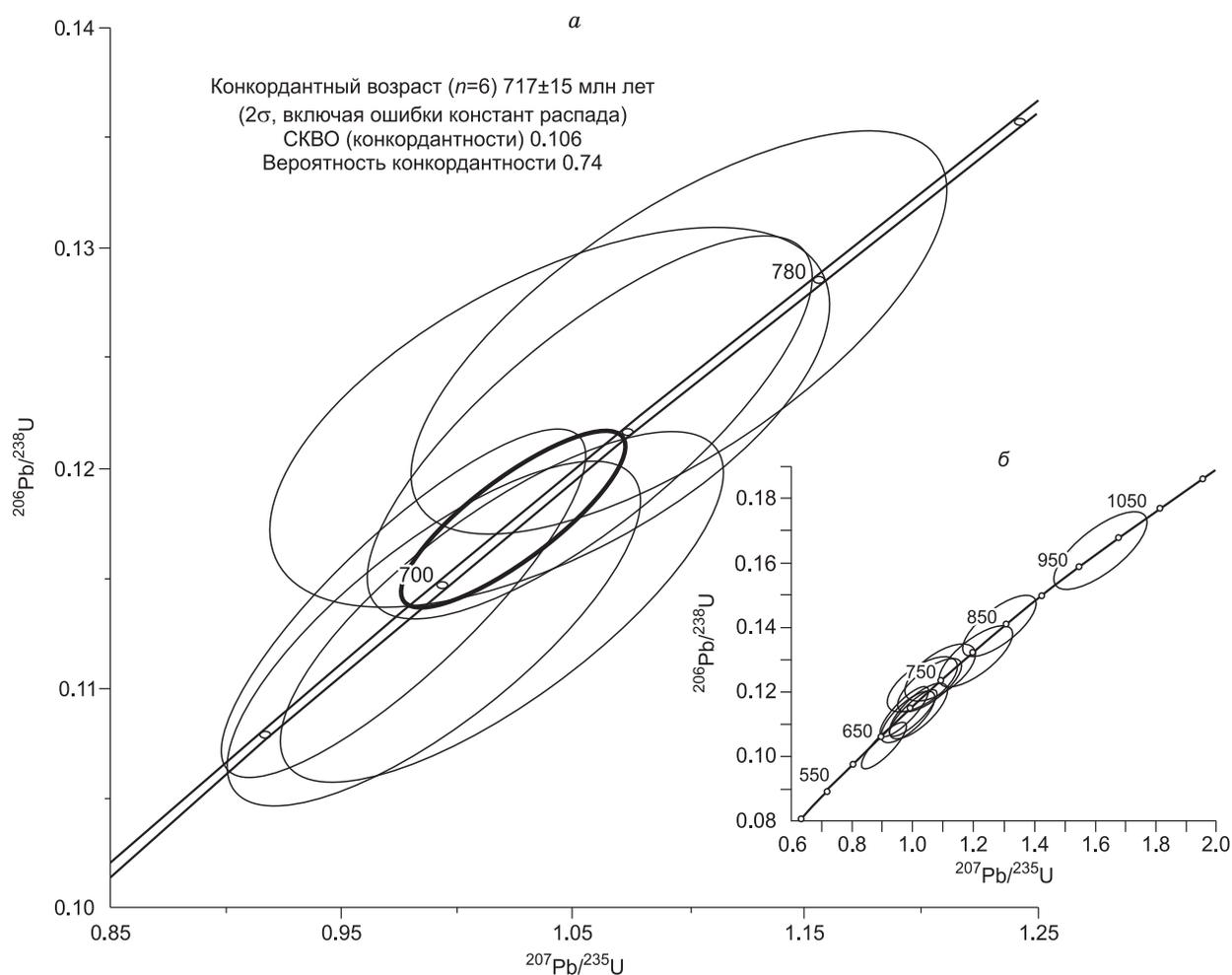


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из фельзит-порфира риолитового состава (обр. А-378-76) метариолит-базальтовой ассоциации.

a — шесть точек, *b* — все точки.

зерен циркона на SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, аналитик И.П. Падерин) по методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Процедура подготовки циркона и обработки данных соответствует [Туркина и др., 2009]. Шесть точек (1.1, 2.1, 3.1, 6.1, 7.1, 9.1) из десяти характеризуются конкордантным возрастом 717 ± 15 млн лет (рис. 5), что позволяет считать возраст вулканитов метариолит-базальтовой ассоциации и вмещающих осадочных пород орловской серии позднепротерозойским. Две точки (8.1 и 10.1) располагаются вблизи конкордии. Кроме того, в двух зернах циркона 4.1 и 5.1 (см. табл. 2) установлен $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 845 ± 23 и 977 ± 26 млн лет соответственно. В оптике зерна прозрачные, бесцветные. В катодлюминесцентном изображении для них типичны средние по интенсивности свечение и следы ростовой осцилляторной зональности. Данные зерна характеризуются также повышенным содержанием U, Th и нормальным $\text{Th}/\text{U} = 0.5$. Судя по этим признакам, цирконы являются магматическими, но ксеногенными, очевидно, захваченными магмой из гренвилльских гранитоидов кристаллического основания. С учетом погрешности анализа, обусловленной метамиктностью зерен циркона с наиболее высоким содержанием U и Th, возраст фельзит-порфиров (717 ± 15 млн лет) совпадает с U-Pb возрастом лейкогранитов Глушихинского массива (730 ± 6 млн лет) [Верниковская и др., 2003], находящегося в 5 км к северо-востоку от датированных вулканитов и прорывающего отложения орловской серии. Возраст риолитоидов Глушихинского прогиба аналогичен также возрасту циркона лейкогранитов Стрелковского массива (718 ± 9 млн лет) [Верниковская и др., 2003], прорывающего известняки ширококинской серии. Тот и другой массивы относятся к глушихинскому комплексу [Петров, Решетова, 1967; Ножкин, Туркина, 1989].

Таблица 2. Результаты локального изотопного анализа и возраст циркона из фельзита риолитового состава на ионном микрозонде SHRIMP-II (обр. А-378-76)

Номер точки	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет		D, %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ± %	Rho
		г/г				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb				
1.1	0.41	3907	1433	383	0.4	694 ± 19	776 ± 54	12	1.019 ± 3.9	0.1136 ± 2.9	0.747
2.1	0.59	4703	2380	497	0.5	743 ± 20	661 ± 82	-11	1.038 ± 4.8	0.1222 ± 2.9	0.600
3.1	0.17	4543	2602	440	0.6	687 ± 19	734 ± 49	7	0.989 ± 3.7	0.1125 ± 2.9	0.781
4.1	0.49	5304	2991	642	0.6	845 ± 23	824 ± 53	-3	1.286 ± 3.8	0.1401 ± 2.9	0.746
5.1	0.42	2625	1325	371	0.5	977 ± 26	981 ± 55	0	1.62 ± 4	0.1636 ± 2.9	0.730
6.1	1.31	23799	2724	2360	0.1	695 ± 19	679 ± 39	-2	0.975 ± 3.4	0.1139 ± 2.8	0.842
7.1	0.19	1927	1401	209	0.8	765 ± 22	706 ± 67	-8	1.093 ± 4.3	0.126 ± 3	0.687
8.1	0.79	11924	7067	1070	0.6	634 ± 17	732 ± 44	15	0.908 ± 3.5	0.1034 ± 2.9	0.810
9.1	0.17	3427	2020	360	0.6	741 ± 20	702 ± 51	-5	1.056 ± 3.7	0.1219 ± 2.9	0.772
10.1	—	3128	1162	350	0.4	792 ± 22	837 ± 54	6	1.208 ± 3.9	0.1307 ± 2.9	0.747

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ; Pb_c и Pb* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта не превышает 0.18 %. Поправка на обыкновенный свинец приведена по измеренному ²⁰⁴Pb. D — дискордантность. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U — ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Таблица 3. Sm-Nd данные для фельзит-порфира метариолит-базальтовой ассоциации Глушихинского прогиба

Номер образца	Возраст, млн лет	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (T)	T _{Nd} (DM)	T _{Nd} (DM-2st)
		г/г						
A-378-76	717	6.743	31.428	0.129697	0.512181 ± 14	-2.78	1757	1615

Примечание. За период измерения средневзвешенные значения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd по стандартам составили: La Jolla — 0.511805 ± 8 (2σ), Jindil — 0.512066 ± 15 (2σ). При расчете ε_{Nd}(T), T_{Nd}(DM) и T_{Nd}(DM-2st) использованы следующие значения современных изотопных отношений для однородного хондритового резервуара (CHUR): ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638 [Jacobsen, Wasserburg, 1984] и деплетированной мантии (DM): ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.51315 [Goldstein, Jacobsen, 1988] и среднекоровое значение ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.12.

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd фельзит-порфиров 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]. Риолиты характеризуются T_{Nd}(DM) = 1757, T_{Nd}(DM-2st) = 1651 млн лет и ε_{Nd}(T) = -2.7 (табл. 3). По-видимому, их формирование происходило за счет палеопротерозойского корового источника.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Размещение вулканогенно-осадочных образований в узком приразломном прогибе с развитием субэаральных грубообломочных и мелководных терригенно-карбонатных отложений в разрезе серии, бимодальный риолит-базальтовый состав продуктов вулканизма с антидромной последовательностью их проявления, а также петролого-геохимические характеристики пикробазальт-базальтовых вулканитов, свойственные внутриплитным обстановкам, свидетельствуют о рифтогенной природе вулканогенно-осадочных образований орловской серии Глушихинского прогиба.

За формированием кислых вулканитов последовало становление гранитоидных массивов. Прорывающие отложения орловской серии существенно-калиевые граниты Глушихинского массива по петрогеохимическим и особенно радиогеохимическим признакам (повышенные содержания Rb, K, Fe, Th, U, крайне низкие Ba, Sr) [Ножкин, Туркина, 1989] (табл. 4) не отличаются от кислых вулканитов. Образование натрий-калиевых лейкогранитов и риолитоидов было близко по времени, что подтверждается близостью их U-Pb возраста и, вероятно, происходило из одного и того же источника. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики, а также результаты проведенного математического моделирования свидетельствуют о том, что исходные расплавы лейкогранитов глушихинского комплекса являются продуктами плавления пород утолщенной континентальной коры с аномальным тепловым режимом и небольшими порциями мантийного продукта [Верниковская и др., 2007; Верниковский и др., 2011].

По породному составу, петрогеохимическим признакам и геодинамическим условиям образования метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба коррелируется с аналогичной ассоциацией, развитой в составе позднепротерозойской верхневороговской серии одноименной грабен-

Таблица 4. **Содержания радиоактивных элементов в кислых вулканитах орловской серии и гранитах Глушихинского массива**

Порода	n	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th/U
		$(\bar{x} \pm \Delta x)$			
Фельзит-порфиры, кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры риолитового состава	26	6.8 ± 0.8	27.4 ± 2.4	4.1 ± 0.5	4.0
Граниты лейкократовые среднезернистые Глушихинского массива	10	9.1 ± 1.2	28.3 ± 1.6	5.0 ± 0.25	3.5

Примечание. n — число проб, Δx — доверительный интервал при 95%-м уровне значимости.

синклинали на севере Татарско-Ишимбинской системы разломов Енисейского кряжа [Миронов, Ножкин, 1978; Ножкин и др., 2008]. Вулканогенно-осадочные образования орловской и верхневороговской серий сходны и в металлогеническом отношении. В породных комплексах той и другой серии размещена урановая и колчеданно-полиметаллическая минерализация [Геология..., 1985; Ножкин и др., 2007а, 2010]. Однако между ними имеются и заметные отличия. Формирование Верхневороговской структуры началось несколько раньше, около 750 млн л.н., о чем свидетельствует U-Pb возраст риолитов в основании серии [Ножкин и др., 2008]. Осадочные отложения здесь исключительно терригенные, со значительной ролью грубообломочных субаэральных пестроцветных пород. Кислые вулканиты в большей степени обогащены ураном (5—12 г/т) и особенно торием (60—90 г/т), РЗЭ, другими высокозарядными элементами. Среди основных пород преобладают субщелочные лейкобазальты и андезибазальты.

В заключение необходимо отметить, что в зоне Татарско-Ишимбинской системы разломов в поздний неопротерозойский этап наиболее интенсивно и многократно проявился рифтогенный и внутриплитный магматизм. Здесь выделяются четыре эпохи формирования рифтогенных структур, сопровождавшихся внутриплитным магматизмом на рубежах 780, 750, 700 и 670—650 млн лет [Ножкин и др., 2008, 2011]. Предполагается, что неопротерозойский рифтогенез и внутриплитный магматизм в составе магматической провинции длительного полихронного развития связаны с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинента Родиния [Ножкин и др., 2008]. Это согласуется со временем проявления рифтогенных и внутриплитных процессов в разных районах южной части Сибирского кратона и в других континентальных блоках Родинии [Ярмолюк, Коваленко, 2001; Рыцк и др., 2002; Ярмолюк и др., 2005; Гладкочуб и др., 2007; Ernst et al., 2008; Li et al., 2008; Богданова и др., 2009]. С процессом распада Родинии, происшедшего, очевидно, под влиянием мантийных плюмов или одного суперплюма [Miyamoto et al., 2007], предполагается и формирование ранних стадий (около 800—740 млн л.н.) Палеоазиатского океана [Добрецов, 2011].

Приведенные здесь новые данные показывают, что поздненеопротерозойский рифтогенез и внутриплитный магматизм проявился не только в Татарско-Ишимбинской, но и в Приенисейской зоне разломов. Судя по U-Pb возрасту (млн лет) риолитоидов (717 ± 15) и субсинхронных им лейкогранитов Глушихинского (730 ± 6) и Стрелковского (718 ± 9) массивов, формирование рифтогенной риолит-базальтовой ассоциации произошло на рубеже 730—720 млн лет, что совпадает с заложением Тейско-Чапского рифтогенного прогиба (725—720 млн лет) [Ножкин и др., 2007б], с развитием бимодального магматизма в Олоkitском грабене (727—700 млн лет) [Рыцк и др., 2002] и радиального роя даек Франклин (723 ± 4 млн лет) [Ernst et al., 2008].

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба развита в составе субаэральных и мелководных терригенно-карбонатных отложений орловской серии, залегающей с несогласием на подстилающих образованиях протерозоя. Петрогеохимические параметры вулканогенных пород вполне соответствуют такому внутриплитным магматическим ассоциаций.

2. Новые геохронологические данные по единичным зернам циркона (SHRIMP-II) из фельзит-порфиров метариолит-базальтовой ассоциации (717 ± 15 млн лет) свидетельствуют о проявлении поздненеопротерозойского вулканизма в приенисейской части Центрального блока Заангарья. Результаты Sm-Nd изотопных исследований показали, что риолиты образованы из палеопротерозойского корового источника ($T_{Nd}(DM) = 1757$, $T_{Nd}(DM-2st) = 1651$ млн лет и $\varepsilon_{Nd}(T) = -2.7$).

3. Геолого-структурные особенности размещения вулканогенно-осадочных пород в приразломном прогибе, бимодальный состав и петролого-геохимические характеристики продуктов вулканизма свидетельствуют о рифтогенной природе вулканогенно-осадочных образований орловской серии.

Следовательно, результаты геологических и петрогеохимических исследований, достаточно надежно подкрепленные изотопно-геохронологическими данными, свидетельствуют о том, что вулканизм в западной Приенисейской зоне Енисейского кряжа произошел в постстунгусикское время, в позднем неопротерозое, т.е. на 100—150 млн лет позже, чем считалось ранее.

Авторы благодарят Т.Б. Баянову, Н.Г. Бережную, Н.Г. Глухову, Е.В. Казенную, И.В. Николаеву, И.П. Падерина, С.В. Палесского за выполненные аналитические исследования, а Е.В. Бибикову и И.И. Лиханова за сделанные конструктивные замечания.

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИГМ СО РАН «Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса и юго-запада Сибирской платформы», ИП Президиума СО РАН и проекта РФФИ (грант 12-05-00591).

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., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Ясенов А.М., Федосенко А.М. Неопротерозойские постколлизийные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 54—68.

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.

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., Полянский О.П., Лаевский Ю.М., Матушкин Н.Ю., Воронин К.В. Тектонотермальная модель формирования орогена на постколлизийной стадии (на примере Енисейского кряжа, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 32—50.

Геологическая карта СССР, м-б 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-46(47). Красноярск / Под ред. Е.К. Ковригиной, Н.С. Подгорной. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1978, 166 с.

Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Под ред. Г.Н. Бровкова, Л.В. Ли, М.Л. Шермана. Красноярск, КНИИГГиМС, 1985, 291 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Склярв Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы / Ред. Н.Н. Амшанский. Новосибирск, Наука, 1984, 119 с.

Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты / Ред. В.П. Петров. М., Мир, 1965, 405 с.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.

Зуев В.К., Качевский В.К. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000. Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-46 (Красноярск) / Ред. Ю.С. Глухов. СПб., ВСЕГЕИ, 2009, 540 с.

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

Корнев Т.Я. Эволюция магматизма и оруденения во времени. М., Недра, 1986, 128 с.

Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (2-е изд.) / Ред. Л.К. Качевский. Красноярск, Красноярскгеолсъемка, 2002, 200 с.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Коллизийные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика, 2011а, т. 52 (10), с. 1593—1611.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Новые доказательства гренвильских событий на западной окраине Сибирского кратона на примере гаревского метаморфического комплекса в Заангарье Енисейского кряжа // Докл. РАН, 2011б, т. 438, № 4, с. 522—527.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 2. Новосибирск, Наука, 1971, 382 с.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1987, 438 с.

Миронов А.Г., Ножкин А.Д. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах / Ред. Ф.П. Кренделев. Новосибирск, Наука, 1978, 254 с.

Ножкин А.Д. Проявление гренвильского орогенеза на западной окраине Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009, с. 35—38.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия и оловоносность лейкогранитовой формации (Енисейский кряж) // Геохимия редких, редкоземельных и радиоактивных элементов в пороодо- и рудообразующих процессах. Новосибирск, Наука, 1989, с. 37—67.

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

Ножкин А.Д., Миронов А.Г., Комарницкий Г.М. Типы урановой и золото-урановой минерализации в терригенных и вулканогенно-терригенных образованиях докембрия Енисейского кряжа // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2007а, с. 21—24.

Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика, 2007б, т. 48 (12), с. 1307—1320.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 666—688.

Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Позднепротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм, золотое и золото-урановое оруденение Енисейского кряжа // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых. Материалы научной конференции. Томск, Изд-во ТПУ, 2010, с. 267—274.

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, СНИИГГиМС, 2007, 280 с.

Петров С.Г., Решетова С.А. Геология и петрология татарско-аяхтинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л., Недра, 1967, с. 108—139.

Рыцк Е.В., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Манеев А.Ф., Риле Г.В. Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника, 2002, № 1, с. 29—41.

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

Хабаров Е.М., Варакина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 1173—1198.

Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 921—933.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН, 2001, т. 379, № 1, с. 94—98.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН, 2005, т. 404, № 3, с. 400—406.

Boynton 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.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implication for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.M. Sm-Nd evolution of hondrites. II // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.

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.

Maruyama Sh., Yuen D.A., Windley B.E. Dynamics of plumes and superplumes through time // *Superplumes*. Springer, 2007, p. 441—502.

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

Stewart K., Rogers N. Mantle plume and lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 139, p. 195—211.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 21 июня 2012 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию
17 февраля 2012 г.*