

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

УДК 550.42:552.3:552.5:550.93

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ
БОЗДАКСКОЙ СЕРИИ ЮЖНОГО УЛУТАУ (*Центральный Казахстан*):
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Н.В. Дмитриева^{1,2}, Е.Ф. Летникова^{1,2}, С.И. Школьник³, И.А. Вишневская^{1,2},
Н.А. Каныгина⁴, М.С. Николаева¹, И.В. Шарф⁵

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

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

⁴Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

⁵Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 30, Россия

Дана геохимическая характеристика неопротерозойских метавулканогенно-осадочных пород боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан), приведены первые результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов и Sm-Nd изотопные данные. В результате изотопно-геохимического и геохронологического исследования установлено, что образование осадков боздакской серии происходило за счет разрушения магматических и метаморфических комплексов преимущественно неопротерозойского возраста с участием пород архейского и палеопротерозойского возрастов. Нижняя граница осадконакопления оценивается 800 млн лет назад. Полученные изотопно-геохимические данные по базальтоидам боздакской серии предполагают их формирование на достаточно утолщенной континентальной коре при участии субдукционного флюида.

Поздний докембрий, вулканогенно-осадочные породы, LA-ICP-MS датирование цирконов, Sm-Nd изотопия, Центральный Казахстан

NEOPROTEROZOIC METAVOLCANOSEDIMENTARY ROCKS OF THE BOZDAK GROUP
IN SOUTHERN ULUTAU (*Central Kazakhstan*):
ISOTOPE-GEOCHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL DATA

N.V. Dmitrieva, E.F. Letnikova, S.I. Shkol'nik, I.A. Vishnevskaya,
N.A. Kanygina, M.S. Nikolaeva, and I.V. Sharf

We consider geochemistry of Neoproterozoic metavolcanosedimentary rocks of the Bozduk Group in southern Ulutau (Central Kazakhstan) and present the first results of U-Pb LA-ICP-MS dating of clastic zircons and Sm-Nd isotope data. Isotope-geochemical and geochronological studies have shown that the Bozduk Group rocks resulted from the destruction of igneous and metamorphic complexes mostly of Neoproterozoic age with the participation of Archean and Paleoproterozoic rocks. The lower boundary of sedimentation is dated at 800 Ma. The obtained isotope-geochemical data on the Bozduk Group basaltoids suggest their formation on thick continental crust with the participation of subduction fluid.

Late Precambrian, volcanosedimentary rocks, LA-ICP-MS zircon dating, Sm-Nd isotopes, Central Kazakhstan

ВВЕДЕНИЕ

Улутауский массив является одним из наиболее крупных докембрийских сиалических блоков Центрального Казахстана и окружен породами палеозойских тектонических блоков различного происхождения. В пределах этого массива (Южный Улутау) выделяются две крупные структуры (зоны) суб-

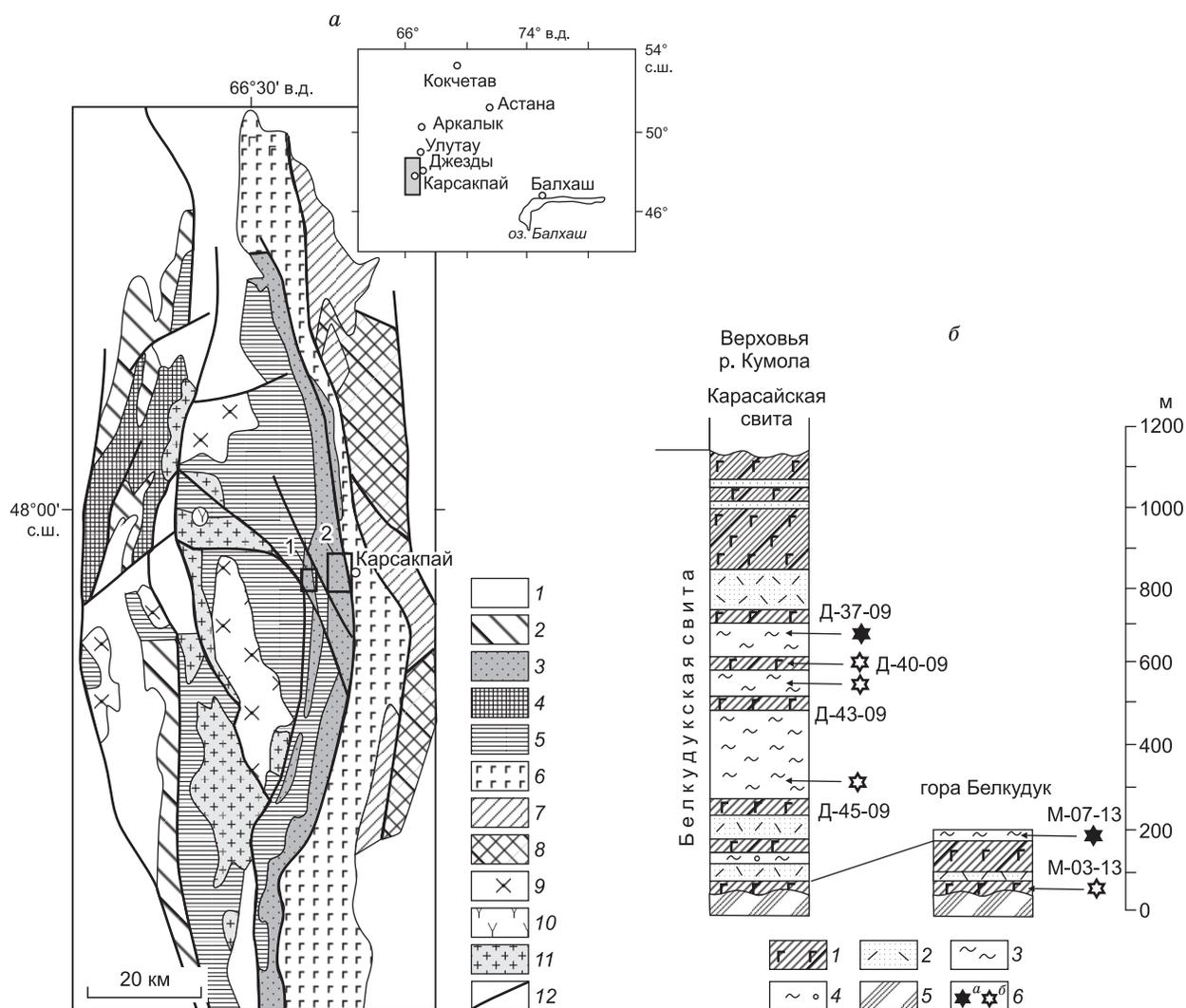


Рис. 1. Схема геологического строения Южного Улутау с упрощениями, по [Зайцев, Филатова, 1971; Япаскурт, 1971; Третьяков и др., 2012] (а); схематический стратиграфический разрез белкудукской свиты боздакской серии в опорных разрезах к западу от пос. Карсакапай (б).

а: 1 — палеозойские и мезозойские комплексы; 2 — вендские осадочные и вулканогенные толщи; 3–8 — протерозойские комплексы: 3 — вулканогенно-осадочные боздакской серии; 4, 5 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные Майтубинской зоны: 4 — коксуйская серия, 5 — майтубинская и жийдинская серии; 6, 7 — Карсакапайской зоны: 6 — белеутинская и карсакапайская серии, 7 — аралбайская серия; 8 — амфиболиты и кристаллические сланцы бектурганской серии; 9–11 — интрузивные образования: 9 — гранодиориты позднего ордовика, 10 — сиениты карсакапайского комплекса, 11 — гранитоиды протерозоя (жаункарский и актасский комплексы); 12 — разрывные нарушения; прямоугольниками выделены районы отбора проб: 1 — гора Белкудук, 2 — верховья р. Кумола. б: 1 — порфиритоиды по эффузивам и туфам основного состава, 2 — порфиритоиды по туфам кислого состава, 3 — серицитовые, серицит-кварцевые и кварцитосланцы, 4 — те же сланцы с редкой галькой, 5 — породы майтубинской и карсакапайской серий, 6 — места отбора проб: а — для U-Pb исследований, б — для Sm-Nd исследований.

меридионального простирания, имеющие тектонические соотношения друг с другом: антиформная Майтубинская на западе и синформная Карсакапайская на востоке, которые сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, метаморфизованными в основном в зеленосланцевой фации (рис. 1, а). В Майтубинской зоне преобладают кислые вулканиты (жийдинская, майтубинская и коксуйская серии), в то время как Карсакапайская зона сложена преимущественно эффузивами основного состава (карсакапайская серия), с подчиненным количеством пород кислого состава (аралбайская и белеутинская серии) [Филатова, 1983]. Для кислых вулканитов коксуйской серии получен возраст кристаллизации родоначального расплава (U-Pb датирование) 794 ± 3 млн лет [Третьяков и др., 2015]. Вулканогенно-осадочные породы Майтубинской зоны прорваны массивами гранитоидов (жаункарский и актасский комплексы) и щелочных сиенитов (карсакапайский комплекс), для которых в последние годы

получены неопротерозойские оценки возраста их кристаллизации [Третьяков и др., 2011, 2012]. Более молодым комплексом, также подвергшимся метаморфизму зеленосланцевой фации, является вулканогенно-терригенная боздакская серия, перекрывающая как майтюрбинскую, так и карсакпайскую серии, породы которых присутствуют в гальке ее конгломератов [Филатова, 1983]. В структурном отношении боздакская серия приурочена к тектоническому контакту Майтюрбинской и Карсакпайской зон, маркируя отдельный этап развития древнего Улутауского блока в позднем докембрии. Выше залегают неметаморфизованные отложения венда—кембрия.

Данная работа посвящена реконструкции первичного состава и геодинамических обстановок формирования протолитов метавулканогенно-осадочных пород боздакской серии (белкудукская свита). Рассматриваются геохимические особенности пород и их изотопные характеристики. С помощью U-Pb датирования обломочных цирконов из метатерригенных пород боздакской серии определен верхний возрастной предел формирования метаморфических комплексов Майтюрбинской и Карсакпайской зон Южного Улутау.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В разрезе боздакской серии Южного Улутау традиционно выделяются три свиты (снизу вверх): белкудукская и карасайская вулканогенно-терригенные и надырбайская терригенно-карбонатная. Предполагается, что они разделены перерывами в осадконакоплении и несогласиями [Япаскурт, 1971; Филатова, 1983]. Нами были изучены опорные разрезы белкудукской свиты западнее пос. Карсакпай, структурно приуроченные к восточной части Майтюрбинской зоны (в районе горы Белкудук и в верховьях р. Кумола) (см. рис. 1). В восточных выходах (верховья р. Кумола) разрез белкудукской свиты в стратиграфическом отношении более полон и представлен чередованием порфиритоидов и зеленых сланцев, серицитовых и серицит-кварцевых сланцев, при подчиненном участии порфиритоидов по туфам и вулканитам кислого состава (см. рис. 1, б). Общая мощность свиты в опорном разрезе достигает 1200 м. В западных выходах (гора Белкудук) белкудукская свита представлена преимущественно порфиритоидами базальтового состава с подчиненными серицит-кварцевыми сланцами и кварцитосланцами.

Серицитовые, серицит-кварцевые сланцы и кварцитосланцы — породы зеленовато- или красновато-серого цвета. Структура сланцев лепидогранобластовая или бластопсаммитовая. В некоторых разностях сохраняются реликты первично-обломочного строения. Обломочные зерна составляют от нескольких процентов до 20—25 % и сложены главным образом кварцем с небольшим количеством плагиоклаза. Изредка встречается калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы — циркон и апатит. Обломочные зерна, особенно плагиоклаз, плохо окатаны, иногда на них наблюдаются регенерационные каймы. Основная масса в серицитовых и серицит-кварцевых сланцах образована агрегатом серицита и кварца. Соотношение кварца и слюды непостоянно. Наблюдаются разности от существенно серицитовых до кварцевых. Нередко породы обладают полосчатым строением, где тонко чередуются серицитовые и кварцевые прослойки. В основной массе иногда присутствуют хлорит, плагиоклаз. Второстепенные минералы — магнетит, апатит, эпидот. Серицитовые и серицит-кварцевые сланцы, судя по их минералогическому составу и реликтовым обломочным структурам, — метаморфизованные терригенные образования. В них возможна некоторая примесь первично-вулканогенного материала, поскольку с этими породами в разрезе тесно связаны первично-вулканогенные образования. Кварцитосланцы имеют желтоватый цвет, гранобластовую структуру и состоят в основном из кварца. Второстепенные минералы представлены мусковитом, плагиоклазом и эпидотом.

Порфиритоиды (обр. Д-45а-09, М-01-13, М-02-13) — темно-зеленые породы с более или менее выраженной сланцеватостью. В основном они имеют порфиритовое строение и миндалекаменную текстуру. Реликтовые порфиритовые выделения в них сложены плагиоклазом, который нередко включает мелкие зерна эпидота и прорастает амфиболом. Миндалины обычно выполнены эпидотом и хлоритом. Основная масса порфиритоидов состоит из плагиоклаза, хлорита, эпидота, амфибола (актинолита) и небольшой примеси рудных минералов. В некоторых порфиритоидах основная масса сложена хлоритом, плагиоклазом и кальцитом (обр. М-05-13, М-06-13). Иногда в небольшом количестве встречается рыжевато-коричневый биотит, он замещает актинолит или хлорит. Структура основной массы нематолепидогранобластовая. Минералогический состав и структура порфиритоидов указывают на их возможную эффузивную природу и первично-базальтовый состав.

Зеленые сланцы представлены двумя разновидностями. Первая из них по минералогическому составу, структуре и текстуре аналогична основной массе в порфиритоидах (М-03-13, М-04-13). Эти сланцы, вероятно, тоже представляют собой метаморфизованные эффузивы, но без вкрапленников и миндалин. Вторая разновидность зеленых сланцев состоит преимущественно из плагиоклаза и хлорита (Д-40-09). Плагиоклаз-хлоритовые сланцы — полосчатые породы зеленовато-серого цвета. Плагиоклаз

(30—40 %) образует равномерно-зернистый агрегат, в котором в виде отдельных полос распределен мелкочешуйчатый хлорит. В этих полосах встречаются отдельные зерна эпидота и магнетита. Плаггиоклаз-хлоритовые сланцы, контактирующие с серицитовыми сланцами, почти всегда содержат примесь серицита и кварца. Возможно, эти породы являются метаморфизованными туфами. Судя по минералогическому составу, их первичный состав был менее основным, чем состав первой разновидности зеленых сланцев. Породы, содержащие примесь серицита и кварца, могут быть метаморфизованными образованиями смешанной вулканогенно-терригенной природы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительные образцы метавулканогенно-осадочных комплексов белкудукской свиты боздакской серии были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов.

Определение содержаний основных петрогенных оксидов выполнено в Аналитическом центре Института земной коры СО РАН (г. Иркутск) методом классической «мокрой химии» (аналитики Г.В. Бондарева, Е.Г. Колтунова). Содержания U и Th определены гамма-спектрометрическим методом (аналитики А.С. Степин, Н.И. Чернакова), навеска 300—500 г, предел обнаружения 0.2—0.3 г/т. Определение содержаний остальных редких и редкоземельных элементов выполнено в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитик И.В. Николаева) методом ИСП-МС на базе масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой ELEMENT. Пределы обнаружения определяемых элементов от 0.005 до 0.1 г/т. Погрешность анализа составляет 2—5 %. Химическая подготовка образцов выполнялась в соответствии с методикой, опубликованной в работах [Николаева и др., 2008; Курганская и др., 2014].

Для U-Pb изотопного датирования были выделены акцессорные цирконы из пр. Д-37-09 (верховья р. Кумола, 47°50.178' с.ш., 66°41.221' в.д.), представленной серицитовым сланцем, и пр. М-07-13 (район горы Белкудук, 47°49.543' с.ш., 66°35.437' в.д.), представленной кварцитосланцем. Выделение цирконов для U-Pb датирования проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Подготовка навесок монофракций цирконов для изотопного анализа осуществлялась вручную под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов проводилось в проходящем и отраженном свете. Внутреннее строение цирконов было изучено на сканирующем катодолюминесцентном микроскопе JEOL JSM 6510LV.

U-Pb изотопное датирование цирконов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS, соединенном с системой Resonetics RESolution M-50-HR Excimer Laser Ablation System в Отделе наук о Земле Университета Гонконга. В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования был использован циркон 91500. Детали методики описаны в [Xia et al., 2011]. Для контроля качества данных использован стандартный циркон GJ-1 ($T = 609$ млн лет) [Jackson et al., 2004]. Для него получено средневзвешенное значение возраста по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 605.3 ± 1.6 млн лет (2σ , СКВО = 0.85, вероятность = 0.64, $n = 19$) (обр. Д-37-09) и 607.8 ± 2.4 млн лет (2σ , СКВО = 0.74, вероятность = 0.66, $n = 9$) (обр. М-07-13). Измеренные величины обработаны с помощью программ ICPMSDataCal [Liu et al., 2010] и Isoplot/Ex v.3 [Ludwig, 2003]. Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приведены на уровне $\pm 1\sigma$.

Определение изотопного состава Sm и Nd (обр. Д-43-09, Д-45-09) выполнено в Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск) по модифицированной методике [Pin, Zalduegui, 1997]. Измерение изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ осуществлялось на мультиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения рассчитаны, исходя из определенных методом ICP-MS концентраций Sm и Nd. Измеренные изотопные отношения нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Коррекция на фракционирование проводилась по закону Рэлея. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодима JNd-1 [Tanaka et al., 2000]. В период измерений значение изотопного стандарта составляло $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512102 \pm 9$ ($n = 20$).

Определение концентраций Nd и Sm и изотопного состава Nd для обр. Д-40-09 выполнено в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) по методике, описанной в работе [Баянова, 2004]. Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla [Lugmair, Carlson, 1978] за период измерений составило 0.511835 ± 18 ($n = 15$). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.4 % (2σ) — среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR [Raczek et al., 2003]. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.004 %. Холостое внутривлабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm — 0.06 нг. Точность определения концен-

траций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на принятое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla, равное 0.511860.

Sm-Nd изотопное исследование для обр. М-03-13 проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН (г. Москва). Концентрации Sm, Nd определяли методом изотопного разбавления по методике, приведенной в [Ревяко и др., 2012]. Масс-спектрометрическое измерение изотопного состава Sm и Nd проводилось на мультиколлекторном масс-спектрометре Triton с помощью двухленточного (Re-Re) источника ионов. Измерения выполняли в статическом режиме с одновременной регистрацией ионных токов разных изотопов элемента. Для контроля качества изотопных анализов использовались стандарты JNd-1 для Nd [Tanaka et al., 2000] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512114 \pm 22, 2\sigma, n = 20$). Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.005%. Холостое внутривлабораторное загрязнение по Nd равно 0.2 нг, по Sm — 0.03 нг.

При расчете ϵ_{Nd} и модельного возраста $T(\text{DM})$ во всех изученных образцах использованы современные значения для CHUR (однородный хондритовый резервуар) — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], и DM (деплементированная мантия) — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$, по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в представительных пробах боздакской серии (белкудукская свита) приведены в табл. 1, 2.

Метаосадочные породы (серицит, серицит-кварцевые сланцы и кварцитосланцы)

Петрогенные элементы. Содержание SiO_2 в рассматриваемых породах варьирует от 72 до 79%, достигая 89% в кварцитосланцах (см. табл. 1). Сильные положительные корреляционные связи Al-Ti ($r_{\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2} = 0.8$), Al-K ($r_{\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}} = 0.9$), Ti-K ($r_{\text{TiO}_2-\text{K}_2\text{O}} = 0.8$), слабые Si с Cr ($r_{\text{SiO}_2-\text{Cr}} = 0.03$), Ni ($r_{\text{SiO}_2-\text{Ni}} = 0.03$), положение на диаграммах К. Вернера [Werner, 1987] $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2-\text{MgO}/\text{CaO}$, Zr/Ti—Ni (рис. 2, а, б) преимущественно в поле парапород и отрицательные значения дискриминантной функции (DF) Д. Шоу [Shaw, 1972] свидетельствуют в пользу осадочного происхождения протолитов. На классификационной диаграмме М. Хиррона ($\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)-\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$) [Herron, 1988] (см. рис. 2, в), используемой для первичной систематики пород, точки составов серицит-кварцевых сланцев соответствуют аркозам, ваккам и лититам, а кварцитосланцев — сублитаренитам. Практически для всех осадков характерно преобладание K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.9-3.6$ до 11.9).

Нормативный минеральный состав, рассчитанный с помощью программы MINLITH [Розен и др., 1999], позволяет судить о вероятном дометаморфическом составе метаосадочных пород. Ограничением в интерпретации является то, что нормативные составы соответствуют зрелым отложениям, в которых в результате выветривания произошел полный распад обломков вулканитов и темноцветных минералов. Если последние или обломки основных пород присутствовали в осадочной породе, то нормативный состав будет обогащаться прежде всего хлоритом. Породы, образовавшиеся в результате разрушения пород гранитного состава, обнаруживают полевощпат-кварцевый нормативный состав с примесью иллита за счет слюды и нормативного монтмориллонита — за счет амфибола.

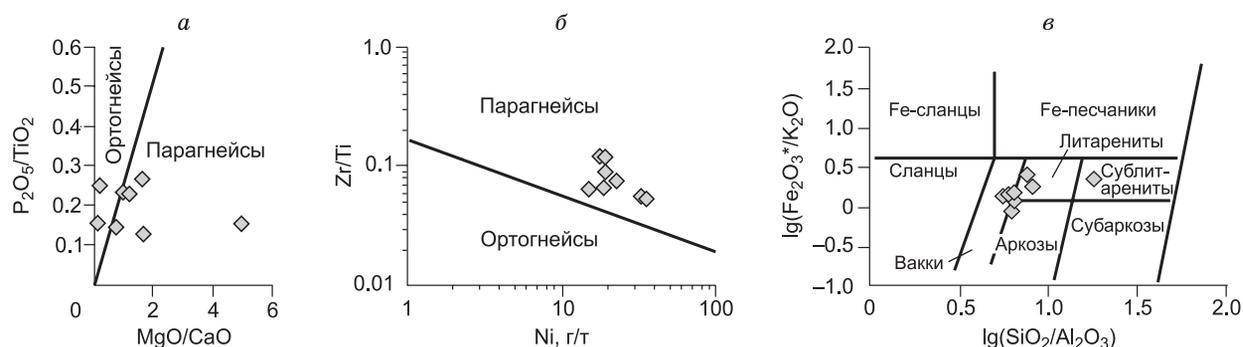


Рис. 2. Диаграмма $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2-\text{MgO}/\text{CaO}$ (а), Zr/Ti—Ni (б) [Werner, 1987], $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)-\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ (в) [Herron, 1988] для метаосадков боздакской серии.

Fe_2O_3^* — общее железо.

Таблица 1. Содержания главных (мас. %) и малых элементов (г/т) в представительных образцах метатерригенных пород боздакской серии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	Д-37-09	Д-39-09	Д-41-09	Д-42-09	Д-43-09	Д-44-09	Д-45-09	М-07-13
SiO ₂	74.38	73.01	75.53	77.17	74.06	72.26	79.24	89.63
TiO ₂	0.52	0.67	0.41	0.39	0.49	0.49	0.38	0.20
Al ₂ O ₃	11.55	11.55	12.15	10.30	12.20	13.15	9.55	4.95
Fe ₂ O ₃	3.69	4.94	2.31	2.93	3.86	3.88	2.42	1.42
FeO	0.74	1.28	1.13	0.71	1.05	1.17	1.88	0.41
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01
MgO	0.67	1.29	0.90	0.51	1.02	1.33	1.19	0.10
CaO	0.68	0.26	0.52	4.35	1.31	1.06	0.70	1.98
Na ₂ O	2.82	1.23	1.74	1.61	1.37	1.07	1.04	0.07
K ₂ O	3.86	4.16	3.91	1.44	3.54	3.82	2.54	0.83
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.05	0.06	0.07	0.11	0.10	0.05
П.п.п	1.06	1.68	1.75	0.82	1.43	1.84	1.36	0.62
Сумма	100.11	100.19	100.42	100.32	100.42	100.21	100.43	100.27
Sc	10	9.1	5.2	5.2	10	13	11	1.72
V	64	63	19.4	40	67	72	60	8.9
Cr	40	101	35	31	40	45	83	11
Co	4.6	8.4	5.1	4.8	5	8	9	1.47
Ni	15	34	19.6	18	23	19	36	19
Rb	120	134	42	145	140	150	110	20
Sr	70	39	617	16.4	74	65	33	249
Y	23	24	21	16.3	25	18	14	10.7
Zr	200	222	218	280	220	190	120	144
Nb	14	13.6	12.1	15.5	14	13	10	6.7
Ba	1100	977	891	601	770	840	400	298
La	26	56	38	22	42	33	19	23
Ce	50	80	62	40	72	58	34	38
Pr	6.5	9.7	8.5	5.3	8.9	5.7	4.1	5.8
Nd	23.4	32.0	30.0	18.8	32.0	19.9	13.9	19.8
Sm	4.7	4.8	4.5	3.3	5.9	3.9	2.6	3.1
Eu	0.89	1.29	1.15	0.76	1.32	1.05	0.61	0.83
Gd	4.6	4.4	4.1	2.9	5.1	3.0	2.5	2.6
Tb	0.68	0.67	0.59	0.43	0.78	0.42	0.35	0.35
Dy	3.78	3.60	3.10	2.40	4.23	2.56	1.94	1.84
Ho	0.74	0.70	0.62	0.49	0.78	0.49	0.38	0.35
Er	2.04	2.20	1.88	1.67	2.20	1.45	1.01	1.07
Tm	0.34	0.32	0.30	0.27	0.35	0.24	0.16	0.16
Yb	1.79	2.20	1.99	1.82	2.35	1.60	1.01	1.07
Lu	0.26	0.34	0.29	0.28	0.34	0.24	0.15	0.16
Hf	5.1	5.6	5.6	7.1	5.6	4.8	3.2	4.1
Ta	1.06	1.04	0.87	1.08	1.03	0.78	0.61	0.45
Th	7.6	11.2	9.4	10.3	8.8	10.8	5.0	4.1
U	1.6	1.4	1.9	1.6	1.6	2.0	2.0	1.3
DF	-0.7	-4.0	-2.5	-1.9	-3.1	-3.5	-5.5	-7.4
K ₂ O/Na ₂ O	1.37	3.38	2.25	0.89	2.58	3.57	2.44	11.86
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	4.1	9.4	7.0	6.4	8.9	12.3	9.2	—
CIA	53	62	60	46	59	63	62	—

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
(La/Yb) _n	9.8	17.2	12.9	8.1	11.9	13.7	12.8	14.4
(Gd/Yb) _n	2.1	1.6	1.7	1.3	1.7	1.5	2.0	1.9
Eu/Eu*	0.59	0.86	0.82	0.75	0.74	0.93	0.74	0.89
Th/Sc	0.8	1.2	1.8	2.0	0.9	0.8	0.5	2.4
La/Sc	2.6	6.2	7.3	4.2	4.2	2.5	1.7	13.3
Th/Co	1.6	1.3	1.8	2.1	1.8	1.4	0.6	2.8
La/Co	5.6	6.7	7.5	4.6	8.3	4.1	2.1	15.6
Th/U	4.8	8.2	5.0	6.5	5.4	5.4	2.5	3.1
F	44.9	24.0	28.5	12.9	19.6	15.6	13.1	2.7
P	8.9	22.7	20.5	19.8	24.4	30.3	21.6	4.9
Q	40.7	46.3	47.0	53.0	48.1	46.6	59.4	79.7
Pl	26.4	11.0	16.3	12.9	12.6	9.9	9.6	0.6
Or	18.5	13.0	12.2	0.0	7.0	5.7	3.4	2.1
Ill	8.0	21.0	19.7	14.6	24.4	29.9	20.6	4.9
Chl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mm	0.0	0.0	0.0	5.2	0.0	0.0	0.0	0.0
Kn	0.0	0.0	0.0	2.6	0.0	0.0	0.0	6.8
Srp	0.9	1.6	0.8	0.0	0.0	0.4	0.9	0.0
Gt	4.7	6.2	3.1	0.0	4.0	4.4	4.1	0.0
Car	0.0	0.0	0.5	11.1	3.3	2.3	1.3	5.7
Sm	0.8	0.9	0.5	0.5	0.7	0.8	0.7	0.3

Примечание. 1—7 — серицитовые, серицит-кварцевые сланцы, 8 — кварцитосланец. CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)]×100, в мол. кол. [Nessbit, Young, 1982]. (La/Yb)_n и (Gd/Yb)_n — отношения нормированы по хондриту [Boynnton, 1984], Eu/Eu* = Eu_n/((Sm_n×Gd_n)^{1/2}) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Нормативно-минеральный состав, пересчитанный по [Розен и др., 1999]: F — сумма полевых шпатов, P — сумма глинистых минералов, Q — кварц, Pl — плагиоклаз, Or — ортоклаз, Ill — иллит, Chl — хлорит, Mm — монтмориллонит, Kn — каолинит, Srp — серпентин, Gt — гетит, Car — карбонатные минералы (кальцит, доломит, анкерит, родохрозит), Sm — второстепенные минералы (рутил, апатит). DF — дискриминантная функция.

Проведенные литохимические пересчеты силикатных анализов на нормативные минералы показали (см. табл. 1), что в исходных отложениях преобладала обломочная компонента, а именно кварц (41—59 % и до 80 % в кварцитосланце) и полевые шпаты (13—45 % и 3 % в кварцитосланце). Причем наряду с кислым плагиоклазом присутствовал и калиевый полевой шпат. По составу глинистого матрикса породы характеризуются преобладанием иллита (8—30 %). Вероятнее всего, области сноса были представлены преимущественно породами кислого состава. Исключением является обр. М-07-13 (кварцитосланец), где наряду с иллитом (5 %) присутствует и каолинит (7 %). Подобный минеральный состав типичен для рециклированных осадочных пород, образовавшихся за счет разрушения пород преимущественно кислого состава и претерпевших неоднократное переотложение обломочного материала.

Редкие и редкоземельные элементы. Содержания редких элементов, нормированных по постарейшему австралийскому глинистому сланцу (PAAS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], в исследуемых породах показаны на рис. 3, а. Для большинства из них характерны пониженные относительно PAAS содержания элементов сидерофильной группы (мас. % для породообразующих оксидов и г/т для редких элементов) — Fe₂O₃ (2—6), TiO₂ (0.2—0.7), Ni (15—36), Co (2—8), V (9—12), Sc (2—13), Cr (11—101), REE (редкоземельные элементы) (особенно тяжелые REE (HREE)), Th (4—11), Nb (7—15) и близкие Rb (110—150), Zr (120—280), Y (14—25), K₂O (2.5—4.2) (см. табл. 1, 3). Относительно PAAS все осадочные породы боздакской серии обеднены как легкими, так и тяжелыми REE.

Спектры распределения REE для сланцев характеризуются довольно высокими значениями (La/Yb)_n (8.1—17) вследствие обеднения HREE ((Gd/Yb)_n = 1.3—2.1). Eu аномалия варьирует от явно выраженной (Eu/Eu* = 0.6—0.7), близкой PAAS, до очень слабой (Eu/Eu* = 0.9) (см. рис. 3, б).

Для определения среднего модельного возраста пород в области сноса были проведены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования серицит-кварцевых сланцев боздакской серии (пробы Д-43-09 и Д-45-09). Породы характеризуются близкими к среднекоровому (~0.12) величинами ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (0.1) (табл. 4), что позволяет использовать величину одностадийного модельного возраста T_{Nd}(DM) для опре-

Таблица 2.

**Содержания главных (мас. %) и малых элементов (г/т)
в представительных образцах метабазальтов боздакской серии**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	Д-45а-09	М-01-13	М-02-13	М-03-13	М-04-13	М-05-13	М-06-13
SiO ₂	47.10	43.65	47.47	48.16	49.18	46.75	46.75
TiO ₂	0.98	1.06	1.07	1.17	1.24	2.68	2.71
Al ₂ O ₃	15.05	18.30	16.15	16.25	17.20	13.40	13.35
Fe ₂ O ₃	5.73	5.34	4.89	4.47	4.75	7.54	7.42
FeO	4.61	3.75	5.37	5.39	4.89	8.26	8.60
MnO	0.17	0.20	0.19	0.20	0.24	0.32	0.27
MgO	6.92	6.20	8.20	8.27	6.82	5.03	5.08
CaO	13.21	14.13	9.44	8.49	7.39	9.93	9.81
Na ₂ O	2.48	2.48	2.96	3.71	3.85	2.12	2.13
K ₂ O	0.34	0.20	0.09	0.14	0.04	0.23	0.22
P ₂ O ₅	0.23	0.26	0.23	0.25	0.31	0.39	0.40
П.п.п	2.85	3.15	3.94	3.74	3.86	3.43	3.42
Сумма	100.21	100.3	100.02	100.29	99.78	100.28	100.31
Sc	30	31	33	38	33	53	54
V	188	202	218	228	221	418	382
Cr	302	617	372	368	312	195	118
Co	37	43	39	39	38	40	41
Ni	91	151	65	72	96	39	33
Cu	44	124	97	48	52	56	44
Zn	63	65	82	85	108	132	128
Rb	4.1	2.7	1.34	2.5	3.3	4.3	3.1
Sr	299	601	371	242	534	269	246
Y	20.0	23	21	22	25	55	55
Zr	71	106	80	81	112	155	141
Nb	4.1	4.7	4.4	3.1	4.8	12.9	11.9
Cs	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	2.4	1.6
Ba	214	114	102	129	105	174	188
La	14.1	17	11.6	13.3	16.7	16.2	15.7
Ce	28	35	24	28	37	35	34
Pr	4.1	4.7	3.4	3.8	5.0	5.0	5.2
Nd	15.8	19.5	14.1	16.0	20.0	22.8	22
Sm	3.4	3.9	3	3.5	4.2	6.3	5.9
Eu	1.30	1.4	1.4	1.5	1.7	2.2	2.0
Gd	3.5	4	3.2	3.9	4.6	8.2	7.8
Tb	0.6	0.7	0.6	0.7	0.7	1.5	1.50
Dy	3.7	3.7	3.4	4.0	4.1	9.2	9.9
Ho	0.8	0.75	0.67	0.8	0.8	2.0	2.1
Er	2.2	2.3	1.99	2.3	2.5	5.8	6.0
Tm	0.33	0.35	0.32	0.3	0.4	0.9	0.94
Yb	2.1	2.3	2.1	2.1	2.3	5.6	5.8
Lu	0.31	0.34	0.31	0.3	0.4	0.8	0.90
Hf	2.1	2.7	2	2.2	3.0	4.2	4.6
Ta	0.23	0.24	0.21	0.1	0.2	0.8	0.79
Th	1.05	2.0	1.4	1.0	2.0	2.2	2.0
U	0.3	1.3	0.7	0.8	1.2	1.0	1.1
Na ₂ O/K ₂ O	7.3	12.4	32.9	26.5	96.3	9.2	9.7
FeO*	9.77	8.56	9.77	9.41	9.17	15.05	15.28
Mg#	60	60	64	65	61	41	41
(La/Yb) _n	4.59	4.98	3.72	4.20	4.90	1.96	1.84

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
(La/Sm) _n	2.63	2.74	2.43	2.41	2.50	1.63	1.69
(Sm/Yb) _n	1.75	1.82	1.53	1.74	1.96	1.20	1.09
(Ce/Yb) _n	3.51	3.93	2.96	3.37	4.16	1.63	1.52
(Gd/Yb) _n	1.37	1.40	1.23	1.47	1.61	1.19	1.09
Eu/Eu*	1.15	1.08	1.38	1.24	1.17	0.93	0.91
Nb/Nb*	0.36	0.27	0.37	0.29	0.28	0.73	0.72
(Lu/Hf) _{PM}	0.15	0.13	0.16	0.15	0.12	0.20	0.20
(Nb/Th) _{PM}	0.47	0.28	0.38	0.37	0.28	0.70	0.72
(Nb/La) _{PM}	0.28	0.27	0.37	0.22	0.28	0.76	0.73
(Th/La) _{PM}	0.60	0.96	0.96	0.61	0.98	1.10	1.02

Примечание. Описание пород см. в тексте в разделе «Геологическое положение...». FeO* — общее железо.

деления усредненного возраста источников сноса метатерригенных пород. Величина $\epsilon_{Nd}(t)$ была рассчитана на 800 млн лет. Полученные значения $T_{Nd}(DM) = 2237\text{—}2291$ млн лет и $\epsilon_{Nd}(T) = -11$ отражают поствупление в бассейн осадочного материала из раннедокембрийских древних источников.

Метавулканогенные породы

Для порфиритоидов боздакской серии определены содержания (мас. %) SiO₂ — 44—49, Al₂O₃ — 13—18, MgO — 5—8, FeO* — 9—15, Na₂O — 2—4, K₂O — 0.04—0.34, TiO₂ — 0.98—2.71 (см. табл. 2). По распределению петрогенных элементов метавулканыты классифицируются преимущественно как высокожелезистые базальты толеитовой серии, низкокальциевые (рис. 4), существенно-натровые (Na₂O/K₂O > 4). Метабазальты представляют собой умеренно и сильно дифференцированные разности: значения Mg# (Mg# = 100 × Mg/(Mg+Fe²⁺), где Fe²⁺/Fe* = 0.85) варьируют от 41 до 65. По содержанию TiO₂ все изученные породы можно разделить на два петрохимических типа — низкотитанистые (LTi) с содержанием TiO₂ < 1.5 мас. % и высокотитанистые (HTi) с содержанием TiO₂ > 1.5 мас. %. LTi базальты характеризуются пониженными относительно HTi базальтов содержаниями (г/т) Sc (30—38; 53—54), V (188—228; 382—418), Zr (71—112; 141—155), Y (20—25; 55), Nb (3.1—4.8; 11.9—12.9), Ta (0.1—0.24; 0.8), Hf (2—3; 4.2—4.6), FeO* (8.6—9.8; 15.0—15.3 мас. %), P₂O₅ (0.2—0.3; 0.4 мас. %) и повышенными магниальностью Mg# (60—65; 41), Al₂O₃ (15—18; 13 мас. %), MgO (6.2—8.3; 5.0—5.1 мас. %), Cr (312—617; 118—195), Ni (65—96; 33—39) соответственно (рис. 5, а, см. табл. 2).

Рис. 3. Нормированные по PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] содержания редких элементов (а) и нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] спектры распределения REE (б) для метаосадков боздакской серии.

Составы приведены в табл. 1, 3.

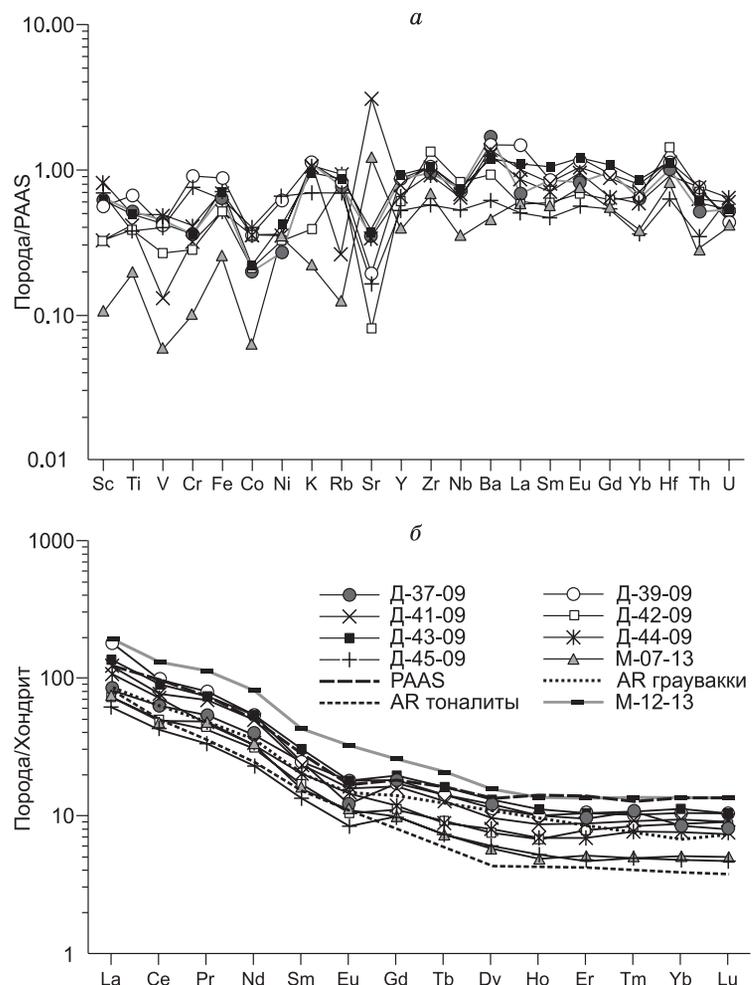


Таблица 3. Реперные составы пород, используемые при интерпретации геохимических данных метаосадков боздакской серии

Компонент	PAAS	AR граувакки	AR тоналиты	Обр. М-12-13
		[Конди, 1983]		
SiO ₂ , мас. %	62.8	63.3	69.4	67.74
TiO ₂	1	0.56	0.35	0.51
Al ₂ O ₃	18.9	13.3	15.8	16.15
Fe ₂ O ₃ *	6.5	6.39	3.1	3.1
MnO	0.11	0.1	0.04	0.05
MgO	2.2	3.7	1.14	0.62
CaO	1.3	3.4	3.37	2.55
Na ₂ O	1.2	2.9	4.68	3.99
K ₂ O	3.7	2.1	1.58	3.84
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.11	0.16
Сумма	97.87	95.41	99.44	99.78
Sc, г/т	16	15	5	9.4
V	150	115	—	14.9
Cr	110	175	12	115
Co	23	30	5	3.2
Ni	55	75	13	16
Rb	160	70	44	111
Sr	200	265	460	539
Y	27.0	25.0	—	31
Zr	210	160	175	349
Nb	19.0	11.0	—	21
Ba	650	390	400	526
La	38	26	25	59
Ce	80	52	42	104
Pr	8.9	—	—	13.7
Nd	32	22	15	48
Sm	5.6	3.9	2.9	8.3
Eu	1.1	1.1	0.8	2.4
Gd	4.7	3.7	1.9	6.7
Tb	0.77	0.58	—	1.0
Dy	4.4	—	1.4	5.0
Ho	1.0	—	—	1.0
Er	2.9	—	—	2.8
Tm	0.4	—	—	0.4
Yb	2.8	1.4	0.8	2.8
Lu	0.43	0.25	0.12	0.43
Hf	5.0	4.0	—	9.00
Ta	—	0.7	—	1.4
Th	14.6	8.0	7.0	11.7
U	3.1	1.7	—	1.7
(La/Yb) _n	9.1	12.5	20.6	14.2
(Gd/Yb) _n	1.4	2.1	1.9	1.9
Eu/Eu*	0.7	0.9	1.1	1.0
Th/Sc	0.9	0.5	1.4	1.2
La/Sc	2.4	1.7	5.0	6.3
Th/Co	0.6	0.3	1.4	3.7
La/Co	1.7	0.9	5.0	18.4

Примечание. PAAS — постархейский австралийский глинистый сланец [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], обр. М-12-13 — двуслюдяной гнейс жийдинской серии. Fe₂O₃* — общее железо, прочерк — нет данных.

Таблица 4.

Sm-Nd изотопные данные для пород боздакской серии

№ образца	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$)	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
	мкг/г					
Д-43-09 (серицитовый сланец)	5.9	32	0.1110	0.511638 \pm 5	2237	-10.8
Д-45-09 (серицитовый сланец)	2.6	13.9	0.1118	0.511613 \pm 9	2291	-11.3
Д-40-09 (плагноклаз-хлоритовый сланец)	9.1	43.1	0.1283	0.511895 \pm 10	2234	-7.5
М-03-13 (порфиритоид)	3.34	14.28	0.1414	0.512020 \pm 24	—	-6.4

Примечание. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитаны на возраст 800 млн лет.

По распределению редкоземельных элементов все метабазиты характеризуются обогащением легкими лантаноидами и фракционированными спектрами распределения REE с несколько повышенными $(\text{La}/\text{Yb})_n$ для LTi (3.7—4.98) относительно HTi (1.8—2) базальтов. Кроме того, для HTi базальтов типичны повышенные относительно LTi содержания средних и тяжелых REE и за счет этого пониженные $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ (1.1—1.2; 1.5—1.96) и $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ (1.1—1.2; 1.23—1.6). Eu аномалия или отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.91—0.93$) в HTi, или слабopоложительная ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.1—1.4$) в LTi базальтах (см. табл. 2, рис. 5, б).

Относительно N-MORB базальты характеризуются существенным обогащением крупноионных литофильных (LILE) и легких редкоземельных элементов (LREE), благодаря чему нормированные по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементные спектры плоские и занимают промежуточную позицию между таковыми для E-MORB и OIB. Отличительной чертой мультиэлементных спектров метабазальтов являются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb—Ta и Ti (см. рис. 5, а). Причем отрицательная Nb аномалия ($\text{Nb}/\text{Nb}^* = \text{Nb}_n/(\text{Th}_n \times \text{La}_n)^{0.5}$, нормированная по примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989]), присутствующая на мультиэлементных спектрах, проявлена в низкотитанистых базальтах более отчетливо ($\text{Nb}/\text{Nb}^* = 0.3—0.4$; 0.7) (см. табл. 2).

LTi базальты (обр. М-03-13) имеют весьма низкорациогенный изотопный состав Nd: ϵ_{Nd} (800 млн лет) = -6.4. Для них также типичны умеренные значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.14) (см. табл. 4).



Рис. 4. Классификационные диаграммы SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (а), SiO_2 — K_2O (б) [Le Maitre et al., 1989] и MgO — $(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)$ — Al_2O_3 [Jensen, 1976] (в).

БК — базальтовые коматииты, СА — известково-щелочные андезиты, СВ — известково-щелочные базальты, CD — известково-щелочные дациты, CR — известково-щелочные риолиты, PC — пикриты, HFT — высокожелезистые толеиты, HMT — высокомагнезиальные толеиты, TA — толеитовые андезиты, TD — толеитовые дациты, TR — толеитовые риолиты. 1 — низкотитанистые и 2 — высокотитанистые базальты.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения возрастного интервала пород, служивших источниками терригенного материала для отложений боздакской серии, и нижнего возрастного предела времени осадконакопления были проведены U-Pb исследования детритовых цирконов из серицитового сланца (пр. Д-37-09, 47°50'17.8" с.ш., 66°41'22.1" в.д.) и кварцитосланца М-07-13 (район горы Белкудук, 47°49.543' с.ш., 66°35.437' в.д.) (табл. 5, рис. 6, а, б).

Пр. Д-37-09. Обломочные цирконы представлены в различной степени окатанными прозрачными слабоокрашенными светло-коричневыми зернами, часть из них сохранила в той или иной мере удлиненно-призматические очертания. Размер зерен 100—150 мкм с коэффициентом удлинения от 1:2 до 1:1. В общей сложности проанализированы 69 кристаллов циркона в 69 точках. Для 52 зерен получены конкордантные оценки возраста, которые были использованы при построении гистограммы и кривой относительной вероятности возрастов (см. рис. 6, а).

Доминирующими в изученной популяции являются цирконы с возрастными 808-925 млн лет (31 зерно), их кристаллы в режиме катодоллюминесценции в основном характеризуются осцилляторной зональностью, типичной для магматических цирконов. В то же время среди цирконов этой возрастной группы присутствуют незональные или слабозональные зерна. Источником цирконов всей этой популяции могли быть метаморфизованные кислые вулканиты и вулканогенно-осадочные породы жийдинской и майтубинской серий, для которых наиболее вероятен неопротерозойский возраст [Дмитриева и др., 2015].

Другая возрастная группа представлена палеопротерозойскими (8 зерен) и архейскими (13 зерен) (с преобладанием неоархейских) цирконами, возрастной диапазон охватывает интервал 2.0—2.9 млрд лет. Эти зерна представлены преимущественно округлыми незональными или слабозональными зернами, вероятно, сформированными в условиях высокотемпературного метаморфизма.

Проба М-07-13. Было проанализировано 42 кристалла циркона в 43 точках. Для 39 зерен получили конкордантные оценки возраста, которые использовали при построении гистограммы и кривой относительной вероятности возрастов (см. рис. 6, б). Среди них преобладают бесцветные и светло-коричневые прозрачные зерна призматического габитуса со сглаженными ребрами дипирамид размером 100—200 мкм, с коэффициентом удлинения от 1:2.5 до 1:1. Доминирующими в изученной популяции являются детритовые цирконы с возрастом 804—905 млн лет (35 зерен), которые в катодоллюминесцентном изображении в основном характеризуются типичной магматической зональностью. Единичные цирконы имеют значения возрастов 1028, 2006, 2309 и 2661 млн лет.

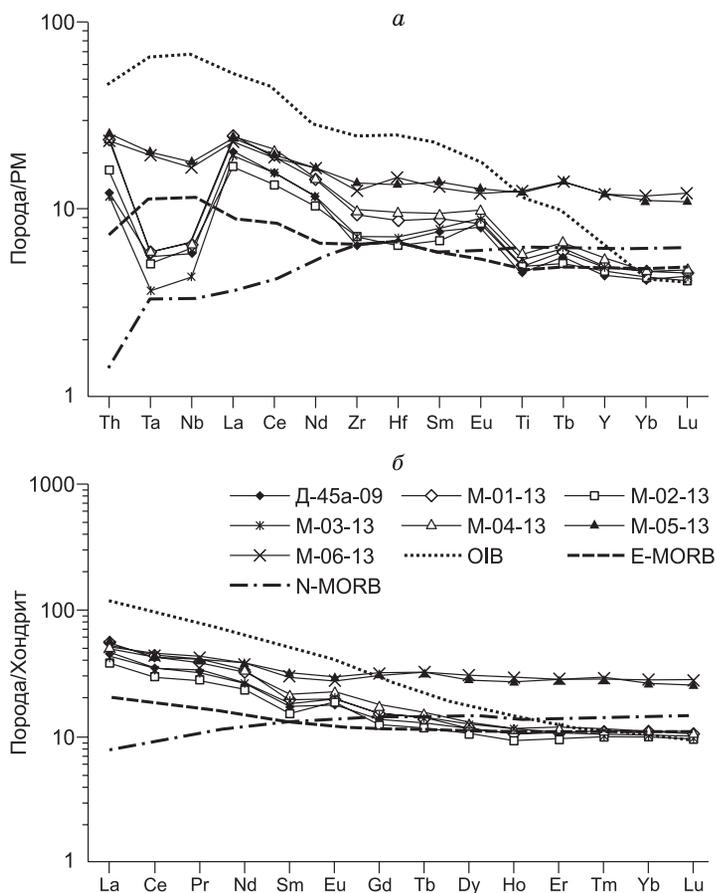


Рис. 5. Нормированные по РМ [Sun, McDonough, 1989] содержания редких элементов (а) и нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] спектры распределения REE (б):

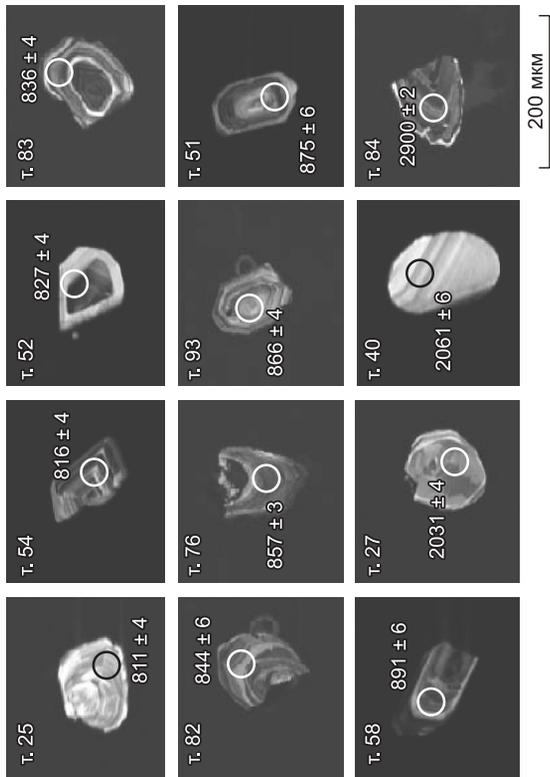
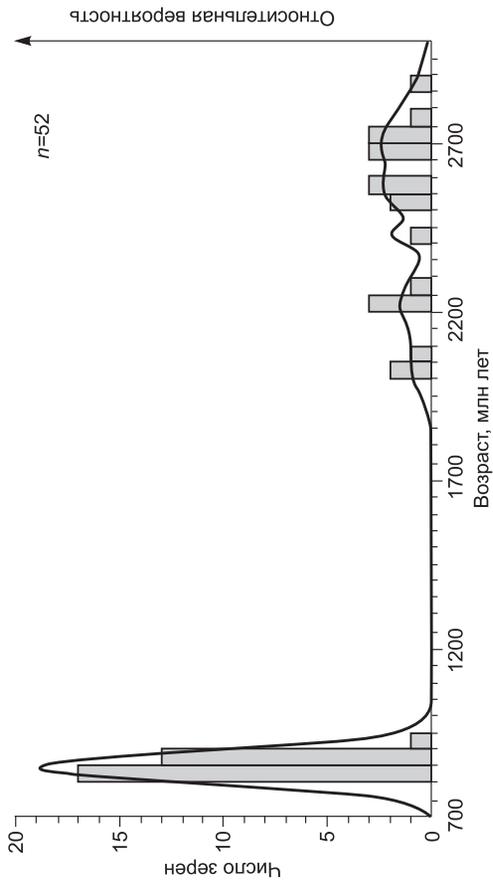
для метабазитов боздакской серии в сравнении с обогащенными (E-MORB) и деплетированными (N-MORB) базальтами срединно-океанических хребтов и базальтами океанических островов (OIB) [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 5. U-Pb изотопные данные для цирконов из серпигитовых сланцев боздакской серии

№	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		13	14	15	16
											Возраст, млн лет					
№ точки	Изотопные отношения							Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Tb/U
	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	1σ	1σ									
Обр. D-37-09																
1	1	0.0686	0.0002	1.3961	0.0064	0.1475	0.0005	0.73	887	6	887	3	887	3	887	1.2
2	5	0.1861	0.0003	13.3757	0.1009	0.5213	0.0039	0.99	2709	3	2707	7	2705	17	2705	0.6
3	6	0.1843	0.0005	13.1226	0.0580	0.5164	0.0022	0.95	2692	4	2689	4	2684	9	2684	0.4
4	8	0.1816	0.0003	14.3302	0.0704	0.5054	0.0019	0.77	2668	4	2772	5	2637	8	2637	0.3
5	17	0.1934	0.0003	14.3297	0.0801	0.5369	0.0023	0.76	2772	3	2772	5	2770	10	2770	1.2
6	18	0.1402	0.0002	8.0086	0.0363	0.4141	0.0020	0.90	2231	2	2232	4	2234	9	2234	0.3
7	20	0.1731	0.0002	11.8152	0.1549	0.4941	0.0062	0.96	2589	2	2590	12	2589	27	2589	0.6
8	21	0.1667	0.0002	11.0458	0.0716	0.4802	0.0030	0.95	2525	2	2527	6	2528	13	2528	0.4
9	22	0.0653	0.0002	1.2026	0.0076	0.1336	0.0007	0.87	783	7	802	4	808	4	808	0.8
10	23	0.1696	0.0003	11.3794	0.0519	0.4865	0.0020	0.92	2553	8	2555	4	2556	9	2556	1.7
11	24	0.0676	0.0002	1.3055	0.0107	0.1401	0.0011	0.96	855	6	848	5	845	6	845	0.8
12	25	0.0658	0.0002	1.2156	0.0077	0.1340	0.0008	0.93	798	6	808	4	811	4	811	0.5
13	27	0.1252	0.0003	6.3913	0.0406	0.3703	0.0023	0.97	2031	4	2031	6	2031	11	2031	1.8
14	28	0.1573	0.0003	9.9288	0.0699	0.4574	0.0028	0.88	2428	1	2428	6	2428	13	2428	0.8
15	33	0.0699	0.0003	1.4886	0.0073	0.1543	0.0006	0.81	928	42	926	3	925	3	925	0.6
16	40	0.1273	0.0004	6.6092	0.0528	0.3763	0.0027	0.90	2061	6	2061	7	2059	13	2059	1.6
17	41	0.1452	0.0005	8.5434	0.0383	0.4271	0.0024	0.90	2290	6	2291	4	2293	11	2293	0.1
18	43	0.0672	0.0002	1.3186	0.0100	0.1422	0.0010	0.94	856	7	854	4	857	6	857	0.7
19	44	0.0669	0.0001	1.2751	0.0088	0.1382	0.0010	0.90	835	4	835	4	835	6	835	0.9
20	46	0.0666	0.0001	1.2584	0.0079	0.1369	0.0008	0.99	828	6	827	4	827	5	827	0.6
21	47	0.0664	0.0002	1.2417	0.0081	0.1356	0.0009	0.90	820	10	820	4	820	5	820	0.5
22	48	0.0670	0.0002	1.2839	0.0078	0.1390	0.0007	0.88	839	6	839	3	839	4	839	1.0
23	49	0.0669	0.0002	1.2759	0.0065	0.1383	0.0006	0.89	835	5	835	3	835	4	835	0.8
24	51	0.0682	0.0002	1.3693	0.0106	0.1455	0.0010	0.87	876	2	876	5	875	6	875	0.7
25	52	0.0666	0.0002	1.2582	0.0072	0.1369	0.0008	0.99	828	6	827	3	827	4	827	1.2
26	53	0.1869	0.0003	13.4917	0.0641	0.5236	0.0025	0.90	2715	2	2715	4	2714	11	2714	0.7
27	54	0.0664	0.0002	1.2351	0.0074	0.1350	0.0008	0.97	817	10	817	3	816	4	816	0.7
28	56	0.0672	0.0002	1.3022	0.0075	0.1405	0.0008	0.99	856	6	847	3	847	5	847	0.7
29	58	0.0686	0.0003	1.4001	0.0092	0.1483	0.0012	0.90	887	7	889	4	891	6	891	0.7
30	59	0.1253	0.0004	6.3983	0.0360	0.3702	0.0020	0.94	2035	5	2032	5	2030	9	2030	0.9
31	61	0.0684	0.0003	1.3641	0.0100	0.1446	0.0006	0.61	880	11	874	4	871	4	871	1.0
32	62	0.1714	0.0003	11.5895	0.0583	0.4905	0.0024	0.99	2572	4	2572	5	2573	11	2573	0.6
33	63	0.0665	0.0002	1.2457	0.0065	0.1358	0.0007	0.93	833	5	821	3	821	4	821	0.6
34	64	0.0667	0.0002	1.2575	0.0090	0.1368	0.0009	0.96	828	1	827	4	826	5	826	0.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
35	67	0.0673	0.0002	1.3147	0.0080	0.1416	0.0007	0.86	848	7	852	4	854	4	0.6
36	70	0.1406	0.0004	8.0566	0.0982	0.4141	0.0040	0.80	2235	5	2237	11	2233	18	0.2
37	71	0.1833	0.0004	13.0473	0.0815	0.5162	0.0030	0.94	2682	4	2683	6	2683	13	0.8
38	72	0.0687	0.0002	1.3997	0.0071	0.1478	0.0007	0.92	889	6	889	3	889	4	0.6
39	73	0.1669	0.0004	11.0504	0.0634	0.4801	0.0026	0.93	2528	4	2527	5	2528	11	0.5
40	74	0.0674	0.0002	1.3117	0.0123	0.1410	0.0012	0.88	850	7	851	5	850	7	0.5
41	75	0.0678	0.0002	1.3417	0.0129	0.1433	0.0013	0.92	865	10	864	6	864	7	1.0
42	76	0.0678	0.0002	1.3282	0.0055	0.1421	0.0006	0.99	861	10	858	2	857	3	0.7
43	78	0.0681	0.0002	1.3611	0.0056	0.1449	0.0005	0.85	872	1	872	2	872	3	0.4
44	80	0.1388	0.0004	7.8386	0.0446	0.4097	0.0025	0.90	2213	4	2213	5	2214	12	0.8
45	82	0.0672	0.0002	1.2957	0.0096	0.1399	0.0010	0.98	844	6	844	4	844	6	0.4
46	83	0.0669	0.0002	1.2765	0.0069	0.1384	0.0007	0.88	835	6	835	3	836	4	0.7
47	84	0.2092	0.0004	16.3859	0.1021	0.5680	0.0035	0.98	2900	2	2900	6	2900	14	0.4
48	85	0.0679	0.0002	1.2989	0.0095	0.1385	0.0008	0.75	878	6	845	4	836	4	0.6
49	87	0.0671	0.0003	1.2849	0.0065	0.1390	0.0005	0.77	839	8	839	3	839	3	0.6
50	90	0.0676	0.0002	1.3260	0.0060	0.1422	0.0006	0.92	857	4	857	3	857	3	0.4
51	93	0.0680	0.0003	1.3479	0.0087	0.1437	0.0008	0.83	878	7	867	4	866	4	0.9
52	96	0.1882	0.0004	13.6582	0.0868	0.5263	0.0035	0.90	2727	4	2726	6	2726	15	1.2
Обр. М-07-13															
1	01	0.0719	0.0007	1.4909	0.0267	0.1508	0.0025	0.84	983	21	927	11	905	14	0.9
2	02	0.0670	0.0001	1.2815	0.0105	0.1386	0.0011	0.93	839	4	838	5	837	6	0.6
3	03	0.0682	0.0007	1.2683	0.0222	0.1341	0.0012	0.53	876	20	832	10	811	7	1.40
4	04	0.0661	0.0001	1.2151	0.0065	0.1333	0.0007	0.97	809	4	808	3	807	4	1.6
5	05	0.1467	0.0010	9.3714	0.1873	0.4563	0.0069	0.76	2309	11	2375	18	2423	31	0.7
6	07	0.0665	0.0001	1.2453	0.0125	0.1358	0.0014	0.99	822	4	821	6	821	8	0.6
7	09	0.0680	0.0007	1.3699	0.0251	0.1454	0.0015	0.57	878	22	876	11	875	9	0.8
8	11	0.0668	0.0004	1.2594	0.0112	0.1368	0.0010	0.86	831	12	828	5	826	6	0.6
9	17	0.0682	0.0001	1.3646	0.0084	0.1452	0.0009	0.84	872	0	874	4	874	5	0.5
10	18	0.0699	0.0005	1.3660	0.0142	0.1417	0.0013	0.50	926	8	874	6	854	7	0.5
11	19	0.0685	0.0004	1.3861	0.0134	0.1465	0.0011	0.76	883	12	883	6	881	6	0.9
12	22	0.0682	0.0004	1.3672	0.0128	0.1456	0.0014	0.84	876	11	875	6	876	8	0.6
13	23	0.0677	0.0002	1.3247	0.0080	0.1420	0.0009	0.84	859	6	857	3	856	5	0.8

а



б

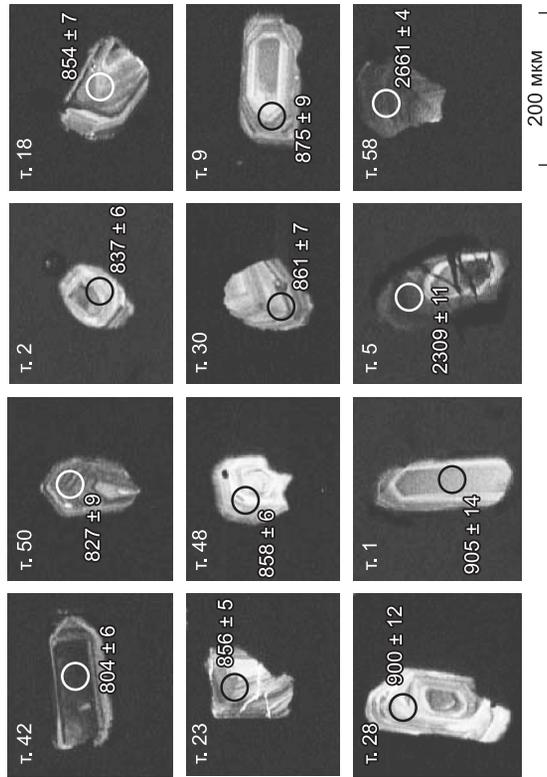
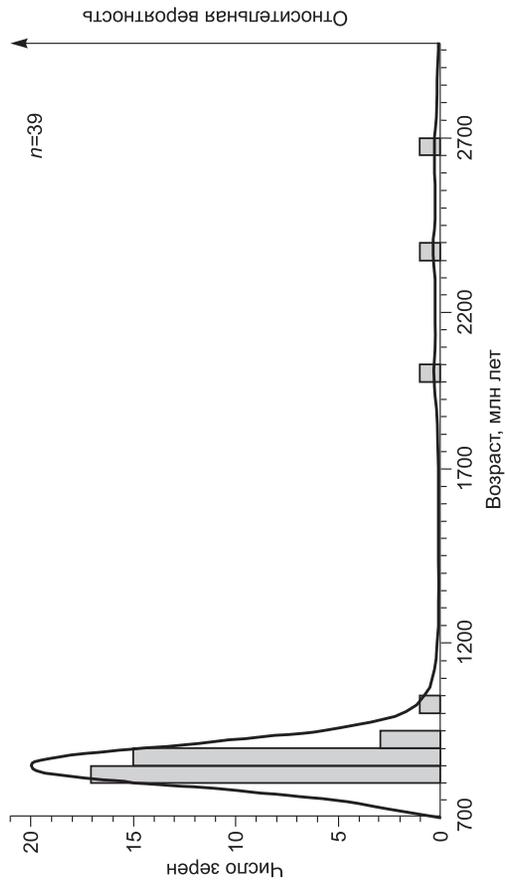


Рис. 6. Катодолуминесцентные изображения и гистограммы U-Pb изотопных возрастов, вычисленных по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (< 1 млрд лет), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (> 1 млрд лет), и кривая относительной вероятности возрастов для обломочных цирконов из серпичитовых сланцев бодакской серии:

а — обр. Д-37-09, б — обр. М-07-13 (n — количество зерен).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Метаосадочные породы. Изучение распределения основных элементов, наиболее мобильных при процессах выветривания, показало, что среди протолитов метаосадочных пород боздакской серии были как осадочные отложения невысокой степени зрелости, так и более дифференцированные разновидности. О низком уровне дифференциации говорят небольшие значения индекса химического изменения ($CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$) [Nesbitt, Young, 1982, 1984], которые варьируют от 53 до 63, значения натриевого модуля $Al_2O_3/Na_2O = 4-8$, отвечающие, по данным [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], архейским грауваккам (4—6), производным химически незрелых отложений, а также результаты литохимических пересчетов. Установлено, что в исходных отложениях постоянно присутствовали значительные количества нормативного плагиоклаза, гидрослюда, иногда смектитов (нормативный монтмориллонит) при отсутствии каолинита. На присутствие более зрелых отложений указывает наличие в некоторых образцах нормативного каолинита и несколько повышенные значения Al_2O_3/Na_2O (9—12). Роль осадочного рециклирования можно оценить с помощью Th/U отношения. Известно, что с каждым циклом эрозии и переотложения часть U^{4+} может быть окислена до более растворимого U^{3+} и удалена, что приводит к увеличению отношения Th/U. В изученных метаосадках Th/U отношение (2.5—8) или близко к данному значению в архейских и постархейских осадочных породах (3.8 и 4.8 соответственно) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], или несколько выше, что может быть связано процессами рециклирования.

Особенности распределения редкоземельных и редких (Th, Sc, Co и ряд других) элементов в породах позволяют реконструировать состав протолитов и тектонический режим как в областях сноса, так и в самом бассейне осадконакопления, так как эти элементы почти без потерь перемещаются из областей размыва в области осадконакопления, наследуя их геохимическую специфику [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; McLennan et al., 1993; Cullers, 2000]. Изучение геохимических особенностей метатерригенных пород показало, что в области сноса при образовании осадков боздакской серии преобладали кислые породы. В осадках наблюдаются значения индикаторных отношений редких элементов (Th/Co = 0.6—2.8, Th/Sc = 0.5—2.4, La/Co = 2—16, La/Sc = 1.7—13), подобные таковым в гранитоидах [Cullers, 2000]. На диаграммах Th/Co—La/Co, Th/Sc—La/Sc видно, что метаосадки могли образоваться в результате разрушения как архейских, так и постархейских пород. Одним из компонентов вполне могли быть и неопротерозойские вулканогенно-осадочные породы майтубинской и жийдинской серий (рис. 7, см. табл. 1, 3).

По содержанию REE рассматриваемые метаосадочные породы занимают промежуточное положение между архейскими и постархейскими породами (см. рис. 3, б). По особенностям распределения REE выделяются сланцы с отрицательной Eu аномалией и без нее. Разности с отрицательной Eu аномалией характеризуются $(La/Yb)_n = 8.1-12.8$, $Eu/Eu^* = 0.59-0.75$ и близки средним составам постархейских глинистых сланцев. Обеднение Eu является характерной чертой кислых пород, образованных в результате внутрикорового плавления [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Несколько повышенные $(La/Yb)_n$ и менее проявленные Eu/Eu^* могут свидетельствовать о наличии в области сноса архейских пород. Редкоземель-

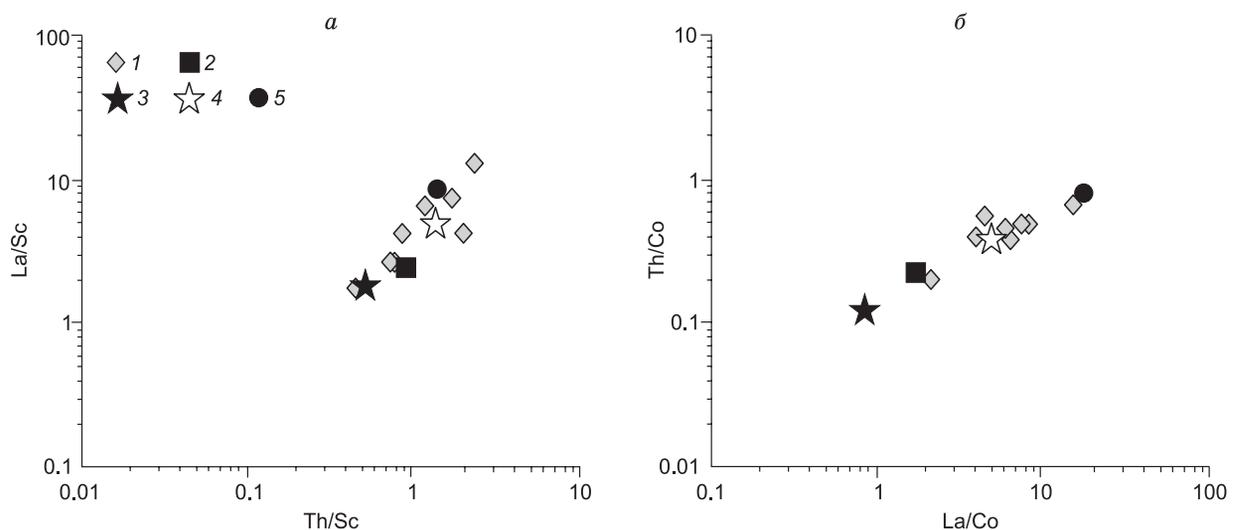


Рис. 7. Источники обломочного материала для терригенных пород боздакской серии на основании сравнения значений Th/Sc—La/Sc (а), La/Co—Th/Co (б) изученных пород (1) с составами PAAS (2) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], архейскими граувакками (3) [Конди, 1983], архейскими тоналитами (4) [Конди, 1983], двуслюдяным гнейсом жийдинской серии, обр. М-12-13 (5).

ные спектры в породах, где отсутствует Eu аномалия, подобны таковым в архейских граувакках и тоналитах и характеризуются $(La/Yb)_n = 13—17$, $Eu/Eu^* = 0.8—0.9$ (см. табл. 1, 3).

Полученные геохронологические данные позволяют предположить, что возраст протолитов терригенных отложений боздакской серии находится в интервале 0.8—2.9 млрд лет. В изученных образцах преобладают цирконы с U-Pb изотопными датировками 804—925 млн лет. Потенциальными источниками сноса для этой группы цирконов могли быть вулканогенно-осадочные породы майтюдинской и жийдинской серий. U-Pb датирование цирконов из вулканогенно-осадочных пород жийдинской серии показало, что возраст цирконов варьирует от 840 до 2020 млн лет. Доминирующими являются магматические цирконы с возрастными 840—1010 млн лет, образующие на гистограмме два хорошо выраженных пика на 846 и 904 млн лет [Дмитриева и др., 2015]. Присутствующие в изученных образцах боздакской серии цирконы с возрастом > 2.0 млрд лет, а также Nd изотопные данные осадочных и вулканогенно-осадочных пород ($\epsilon_{Nd}(T) = -7.5...-11$, $T_{Nd}(DM) = 2.2—2.3$ млрд лет) отражают поступление в бассейн осадочного материала из более древних источников.

Таким образом, судя по петрогеохимическим и изотопно-геохронологическим данным, следует, что образование осадков боздакской серии происходило за счет разрушения магматических и метаморфических комплексов неопротерозойского возраста с участием пород архейского и палеопротерозойского возрастов. Осадконакопление терригенных отложений боздакской серии происходило не ранее ~800 млн лет назад в неопротерозе.

Метабазиты. Базальтоиды боздакской серии испытали некоторые низкотемпературные преобразования, что могло повлиять на подвижность ряда элементов. Считается, что наименее подвижными элементами при различных преобразованиях пород являются высокозарядные элементы, такие как Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, редкоземельные элементы (за исключением Eu и Ce) [Ludden et al., 1982; Winchester, Floyd, 1986]. На основании содержаний и соотношений этих элементов обычно делаются выводы об источниках и генезисе измененных пород. Базальтоиды боздакской серии не обнаружили корреляции между содержаниями легких лантаноидов и потерями при прокаливании ($r_{La-n.p.p.} = -0.3$), но при этом содержания La в этих породах хорошо коррелируются с Th (см. табл. 2). Это говорит о том, что содержания легких REE, так же как и высокозарядных элементов, в том числе и Th, в исследуемых породах являются их первичной характеристикой и отражают состав источников, а не связаны с какими-либо вторичными преобразованиями [Туркина, Ножкин, 2008]. К относительно мобильным элементам, первичные содержания которых могут не сохраняться при постмагматических изменениях, принято относить такие крупноионные литофилы (LILE), как K, Rb, Sr, U, Cs, двухвалентный Eu [Rudnick et al., 1985]. Эти элементы при диагностике источников рассматриваться не будут.

Сравнительно низкая магнезиальность метабазитов ($Mg\# = 41—65$) указывает на то, что они являются продуктами кристаллизации вторичных магм, испытавших фракционирование в промежуточных коровых камерах. Обоеднение пород MgO, Ni, Cr и обогащение Zr, Hf, Y при переходе от LTi к HTi базальтам боздакской серии можно объяснить фракционированием оливина и, возможно, пироксена (рис. 8). При фракционировании этих минералов обычно происходит уменьшение концентраций совместимых элементов, например Ni и Cr, а содержания в расплаве несовместимых элементов увеличиваются. Кроме того, положительная корреляция Nb с содержаниями TiO_2 и FeO^* может свидетельствовать о фракционировании Fe—Ti оксидов. Nb в базальтоидных расплавах является когерентным элементом для оксидов Ti и Fe (титаномагнетита, ильменита, рутила), и в случае фракционирования этих минералов из расплавов количество Nb должно коррелировать с содержаниями оксидов, входящих в состав этих минералов [Patchett et al., 1994; Сафонова и др., 2008].

Повышенные значения в LTi базальтах $(Ce/Yb)_n$ (3—4), $(La/Sm)_n$ (2.4—2.7) и пониженные величины $(Lu/Hf)_{PM}$ (0.5—0.6) по сравнению с HTi, имеющими $(Ce/Yb)_n$ (1.5—1.6), $(La/Sm)_n$ (1.6—1.7) и более высокое значение $(Lu/Hf)_{PM}$ (0.8), предполагают более высокую степень частичного плавления последних.

Рассматриваемые метабазалты характеризуются в разной степени выраженной отрицательной Nb аномалией на мультиэлементных спектрах (см. рис. 5), значениями индикаторных геохимических отношений $(Nb/Th)_{PM}$, $(Nb/La)_{PM} < 1$, $(La/Sm)_n > 1$ и низкорациогенным изотопным составом Nd. На диаграмме Th/Yb—Nb/Yb [Pearce, 2008] (рис. 9) точки составов пород смещаются от области внутриплитных базальтовых расплавов в сторону континентальной коры. При этом часть точек образует тренд по направлению к полю составов островодужных пород, что не исключает и вклад надсубдукционной компоненты, т. е. можно предположить вовлечение в плавление литосферной мантии, метасоматизированной в ходе предшествующих субдукционных процессов.

По сравнению с MORB коровый материал характеризуется низкими Nb/Ta, Nb/La, Sm/Nd, Mg# и высокими La/Sm, Th/La, Th/Nb, а также низкими $\epsilon_{Nd}(T)$ величинами [Hawkesworth et al., 1995; Wang et al., 2008]. Таким образом, положительная корреляция Mg# с Nb/Ta, Nb/La, Sm/Nd и отрицательная Mg# с La/Sm, Th/La, Th/Nb должны свидетельствовать о коровой контаминации. Однако, несмотря на то, что

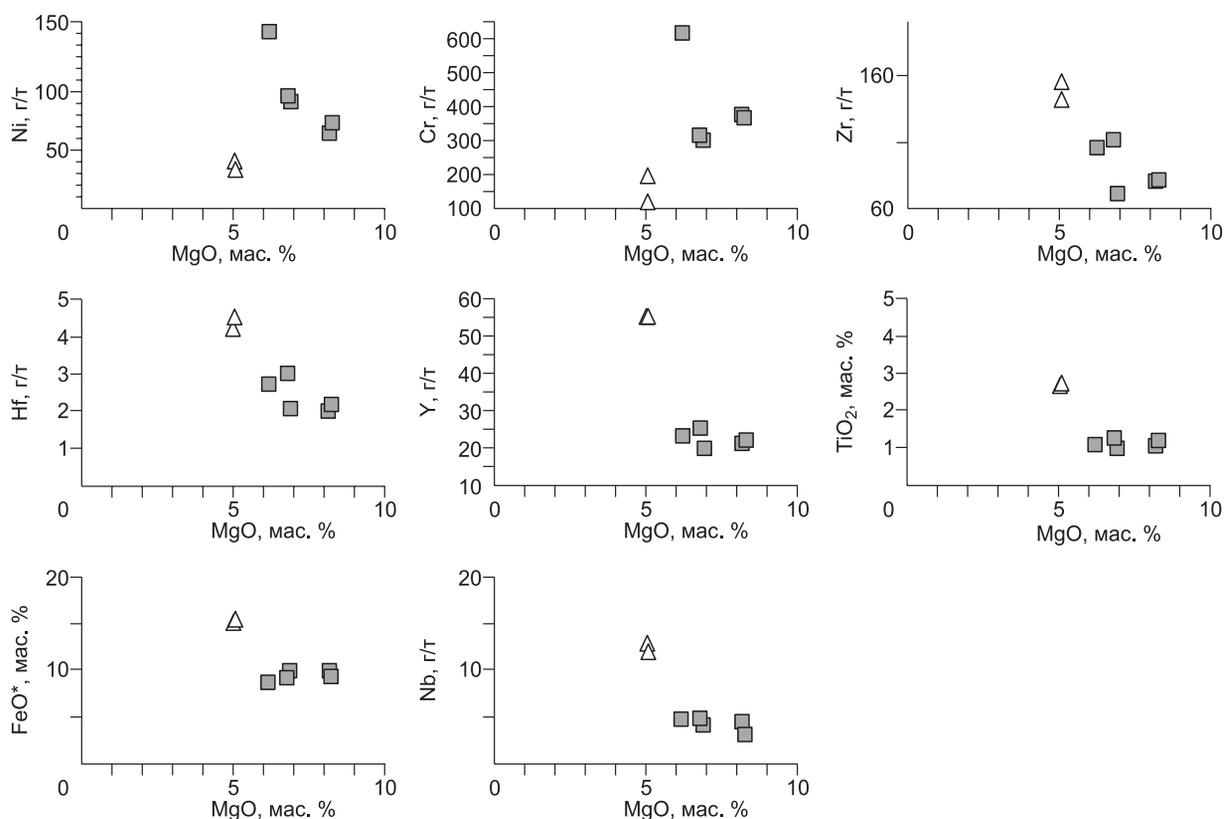


Рис. 8. Вариации содержаний петрогенных и редких элементов в зависимости от MgO в метабазах боздакской серии.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

изученные образцы имеют существенные вариации по Mg#, значения Nb/Ta, Nb/La, Sm/Nd, La/Sm, Th/La, Th/Nb колеблются незначительно (рис. 10). Отсутствие явно выраженных корреляций между величиной $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$, отражающей глубину Nb аномалии на мультиэлементных спектрах, и содержаниями La, Th в исследованных породах также свидетельствует против контаминации мантийных источников материалом континентальной коры (см. рис. 10). Кроме того, метабазаальты боздакской серии характеризуются отношением $(\text{Th/La})_{\text{PM}} \leq 1$ и отсутствием четко выраженных минимумов по Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.9\text{—}1.4$). Таким образом, вероятнее всего, значимого влияния процессов контаминации не было. В случае отсутствия геохимических свидетельств коровой контаминации объяснением появления базальтов с низкорadioгенным изотопным составом Nd может быть метасоматизированный источник расплавов в субконтинентальной литосферной мантии.

Для определения состава мантийных источников базальтов часто используется диаграмма Ce/Nb—Th/Nb (рис. 11, a) [Saunders et al., 1988], демонстрирующая соотношения Th-Nb-Ce в океанических базальтах на основе смешения трех компонентов. Фигуративные точки метабазаальтов боздакской

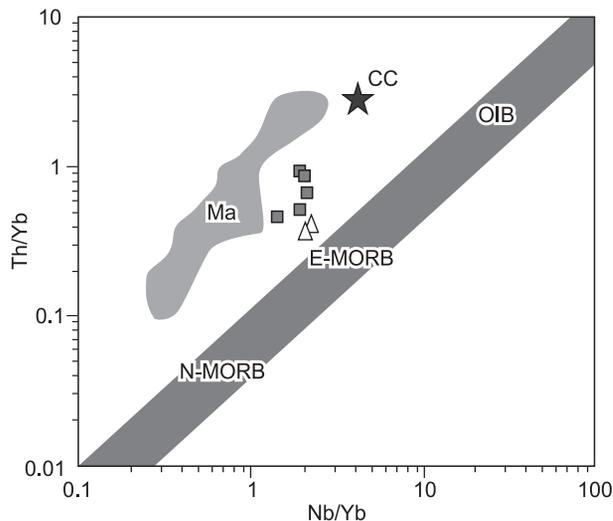


Рис. 9. Составы метабазаальтов боздакской серии на диаграмме Th/Yb—Nb/Yb, по [Pearce, 2008].

Усл. обозн. см. на рис. 4. Мантийная последовательность MORB—OIB и составы пород Марианской дуги (Ma), по [Pearce, 2008], средний состав континентальной коры (CC), по [Rudnick, Gao, 2003].

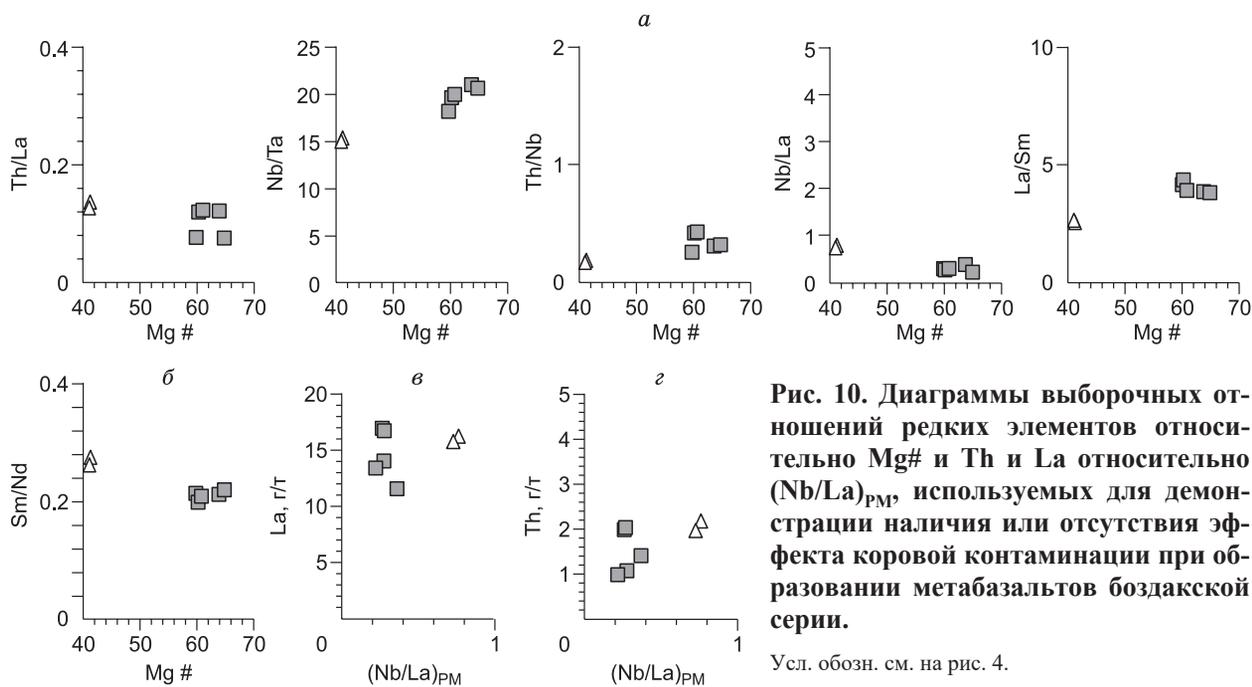


Рис. 10. Диаграммы выборочных отношений редких элементов относительно $Mg\#$ и Th и La относительно $(Nb/La)_{PM}$, используемых для демонстрации наличия или отсутствия эффекта коровой контаминации при образовании метабазальтов боздакской серии.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

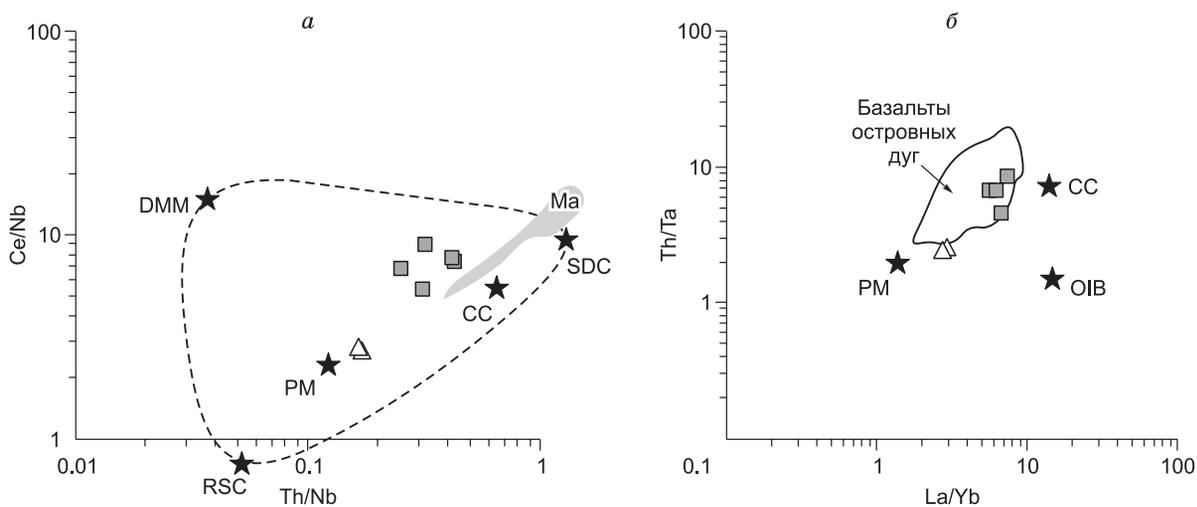


Рис. 11. Диаграмма Ce/Nb — Th/Nb [Saunders et al., 1988] (а) и Th/Ta — La/Yb [Condie, 1997] (б) для метабазальтов боздакской серии.

Составы геохимических резервуаров (DMM — деплетированная мантия, RSC — реститовый компонент слэбов, SDC — мобильный компонент слэбов), по [Saunders et al., 1988], CC (средний состав коры), по [Rudnick, Gao, 2004]. Ma — поле составов пород Марианской дуги, по [Polat et al., 1999], поле базальтов островных дуг, по [Condie, 1997], PM — состав примитивной мантии и OIB (базальты океанических островов), по [Sun, McDonough, 1989]. Усл. обозн. см. на рис. 4.

серии образуют тренд от точки состава PM в сторону пород, характеризующихся повышенными Ce/Nb и Th/Nb , что может свидетельствовать о вкладе субдукционного компонента или корового материала. На диаграмме Th/Ta — La/Yb [Condie, 1997] (см. рис. 11, б) точки составов метабазальтов также располагаются близко к полю базальтов островных дуг. Таким образом, отмеченные выше изотопно-геохимические характеристики исследованных пород, вероятнее всего, являются следствием выплавления их из мантийного источника, содержащего субдукционный компонент.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение геохимических особенностей метатерригенных пород боздакской серии показало, что их протолитом были как отложения невысокой степени зрелости, так и более дифференцированные отложения, претерпевшие рециклирование. В области сноса преобладали кислые породы.

Полученные геохронологические данные позволяют предположить, что возраст протолитов терригенных отложений боздакской серии находится в интервале 0.8—2.9 млрд лет. Потенциальными источниками сноса для доминирующей группы цирконов с возрастными 804—925 млн лет могли быть вулканогенно-осадочные породы майтубинской и жийдинской серий. Присутствующие в изученных образцах боздакской серии цирконы с возрастом > 2.0 млрд лет, а также Nd изотопные данные осадочных и вулканогенно-осадочных пород ($\epsilon_{Nd}(T) = -7.5 \dots -11$ и $T_{Nd}(DM) = 2.2—2.3$ млрд лет) отражают поступление в бассейн осадочного материала из более древних источников.

Таким образом, судя по изотопно-геохимическим и геохронологическим данным, образование осадков боздакской серии происходило за счет разрушения магматических и метаморфических комплексов неопротерозойского возраста с участием пород архейского и палеопротерозойского возрастов. Осадконакопление терригенных отложений боздакской серии происходило не древнее ~800 млн лет назад, т. е. в неопротерозое.

Полученные изотопно-геохимические данные по базальтоидам боздакской серии указывают на то, что их формирование происходило на достаточно утолщенной континентальной коре при участии субдукционного флюида. Вероятнее всего, базальтоиды фиксируют этап растяжения (приуроченность к тектоническому контакту Майтубинской и Карсакпайской зон) континентальной коры и сформированы за счет плавления литосферного мантийного источника, содержащего субдукционный компонент. Для базальтоидов характерны отрицательная Nb аномалия, $(Nb/Th)_{PM}$ и $(Nb/La)_{PM} < 1$, $(La/Sm)_n > 1$ и низкорadioгенный изотопный состав Nd. Формирование LTi и HTi базальтов происходило за счет плавления единого литосферного мантийного источника, содержащего субдукционный компонент. Наблюдаемые отличия геохимических составов данных типов являются следствием различных степеней плавления мантийного источника и фракционированием различных минеральных фаз.

Работа выполнена по плану научных исследований «Геодинамические процессы в Центрально-Азиатском складчатом поясе и Сибирской платформе» при поддержке РФФИ (гранты 13-05-12025-офи_м, 15-35-20516) и гранта Президента РФ МК-6608.2015.5. Изотопные исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 14-27-00058.

ЛИТЕРАТУРА

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

Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И. Время формирования пород жийдинской серии майтубинской зоны (Южный Улутау, Центральный Казахстан) // VI Российская конференция по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы». СПб., Sprinter, 2015, с. 76—78.

Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана / Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. 10. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 21—92.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., Мир, 1983, 390 с.

Курганская Е.В., Сафонова И.Ю., Симонов В.А. Геохимия и петрогенезис надсубдукционных вулканических комплексов Чарской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 75—93.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.

Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, Северная Карелия // Петрология, 2012, т. 20, № 2, с. 115—135.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В. Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Геология и разведка, 1999, № 1, с. 21—35.

Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 335—356.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.

Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Летникова Е.Ф., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Позднедокембрийский магматизм Южного Улутау (Центральный Ка-

захстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, с. 213—215.

Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Летникова Е.Ф., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Позднерифейский возраст Карсакпайского массива щелочных сиенитов Южного Улутау (Центральный Казахстан) // ДАН, 2012, т. 442, № 2, с. 219—222.

Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Пилицына А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Неопротерозойские риолиты Улутауского докембрийского массива (Центральный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН, 2015, т. 462, № 3, с. 325—329.

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

Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М., Недра, 1983, 160 с.

Япаскурт О.В. К стратиграфии боздакской серии докембрия Южного Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана / Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. 10. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 123—135.

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

Condie K.C. Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios // Precambrian Res., 1997, v. 81, p. 3—14.

Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos, 2000, v. 51, p. 181—203.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth Plan. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249—265.

Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A., Blake S., Naldrett A.J., Doherty W., Gorbachev N.S. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts // Lithos, 1995, v. 34, p. 61—88.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol., 1988, v. 58, p. 820—829.

Jackson S.E., Pearson N.J., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol., 2004, v. 211, p. 47—69.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Dept. Mines, 1976, Misc. Pap., v. 66, 22 p.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Strekeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

Liu Y., Gao S., Hu Z., Gao C., Zong K., Wang D. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths // J. Petrol., 2010, v. 51, p. 537—571.

Ludden J., Geliens L., Trudel P. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints // Can. J. Earth Sci., 1982, v. 19, p. 2276—2287.

Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, California, 2003.

Lugmair G.W., Carlson R.W. Sm-Nd Systematics of KREEP // Lunar and Planet. Science IX, Pt. II, Lunar and Planet. Inst., Houston, 1978, p. 669—671.

McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments / Eds. M.J. Johnsson, A. Basu. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993, v. 284, p. 21—40.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature, 1982, v. 299, p. 715—717.

Nesbitt H.W., Young G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // Geochim. Cosmochim. Acta., 1984, v. 48, p. 1523—1534.

- Patchett P.J., Lehnert K., Rehkamper M., Sieber G.** Mantle and crustal effect on the geochemistry of Proterozoic dikes and sills in Sweden // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 1095—1125.
- Pearce J.A.** Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 14—48.
- Pin C., Zalduogui S.J.F.** Sequential separation of light-rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // *An. Chim. Acta*, 1997, v. 339, p. 79—89.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D.A.** Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // *Precambrian Res.*, 1999, v. 94, p. 139—173.
- Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W.** Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2003, v. 27, p. 173—179.
- Rudnick R.L., Gao S.** Composition of the continental crust // *The Crust. V. 3* / Ed. R.L. Rudnick. Oxford, Elsevier-Pergamon, 2003, p. 1—64.
- Rudnick R.L., McLennan S.M., Taylor S.R.** Large ion lithophile elements in rocks from high pressure granulite facies terrains // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1985, v. 49, p. 1645—1655.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol. Spec. Lithosphere Iss.*, 1988, p. 415—445.
- Shaw D.M.** The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Can. J. Earth Sci.*, 1972, v. 9, p. 18—35.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Spec. Publ. 42. Geol. Soc. London, 1989, p. 313—345.
- Tanaka T., Togashi Sh., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda Sh., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C.** JNd1-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.*, 2000, v. 168, p. 279—281.
- Xia X.P., Sun M., Geng H.Y., Sun Y.L., Wang Y.J., Zhao G.C.** Quasisimultaneous determination of U–Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiple-collector ICPMS // *J. Analytical Atomic Spectrometry*, 2011, v. 26, p. 1868—1871.
- Wang X.C., Li X.H., Li W.X., Li Z.X., Liu Y., Yang Y.H., Liang X., Tu R.X.L.** The Bikou basalts in northwestern Yangtze Block, South China: remains of 820-810 Ma continental flood basalts? // *GSA Bull.*, 2008, v. 120, p. 1478—1492.
- Werner C.D.** Saxonian granulites — a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high metamorphic complexes // *Gerlands Beitr. Geophys.*, 1987, v. 96, № 3–4, p. 271—290.
- Winchester J.A., Floyd P.A.** Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, v. 28, p. 459—469.

*Рекомендована к печати 16 марта 2016 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию
23 сентября 2015 г.*