

## ГЕОХИМИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КАРСАКПАЙСКОЙ СЕРИИ ЮЖНОГО УЛУТАУ (Центральный Казахстан)

Н.В. Дмитриева<sup>1,2</sup>, Е.Ф. Летникова<sup>1,2</sup>, И.А. Вишневецкая<sup>1,2</sup>, П.А. Серов<sup>3</sup>

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

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup>Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

Рассмотрены результаты анализа изотопно-геохимических особенностей вулканогенно-осадочных пород карсакапайской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан), представленных вулканитами основного состава, кремнистыми, кремнисто-железистыми осадками и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами. Тесная связь железистых кварцитов с внутриплитными вулканитами указывает на то, что они формировались в тектонически-активном бассейне. Изотопный состав Nd железистых кварцитов определялся синхронным подводным вулканизмом, тогда как для сланцев величина  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  контролировалась, в том числе и изотопным составом Nd более древних источников. Мезопротерозойские значения Nd модельных возрастов и положительные величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  для метатерригенных пород карсакапайской серии свидетельствуют о существовании в источниках сноса ювенильного материала мезопротерозойского возраста. Минимальные значения Nd модельных возрастов позволяют предположить нижнюю границу осадконакопления не древнее 1.3 млрд лет.

*Поздний докембрий, вулканогенно-осадочные породы, осадочные породы железорудной формации, рифтогенные вулканиты, Sm-Nd изотопия, Центральный Казахстан.*

## GEOCHEMISTRY OF PRECAMBRIAN VOLCANOSEDIMENTARY ROCKS OF THE KARSAKPAI GROUP IN SOUTHERN ULUTAU (Central Kazakhstan)

N.V. Dmitrieva, E.F. Letnikova, I.A. Vishnevskaya, and P.A. Serov

We have analyzed the isotope-geochemical features of volcanosedimentary rocks of the Karsakpai Group in southern Ulutau (Central Kazakhstan): mafic volcanics, siliceous and siliceous-ferruginous sediments, and quartz-sericite-chlorite schists. The close association of ferruginous quartzites with intraplate volcanics indicates that they formed in a tectonically active basin. The Nd isotope composition of ferruginous quartzites was governed by synchronous underwater volcanism, whereas the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  value of schists was additionally controlled by the Nd isotope composition of older sources. The Mesoproterozoic Nd model ages and positive  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values of the metaterrigenous rocks of the Karsakpai Group indicate the presence of Mesoproterozoic juvenile material in the provenance. The minimum Nd model ages suggest the lower boundary of sedimentation of 1.3 Ga.

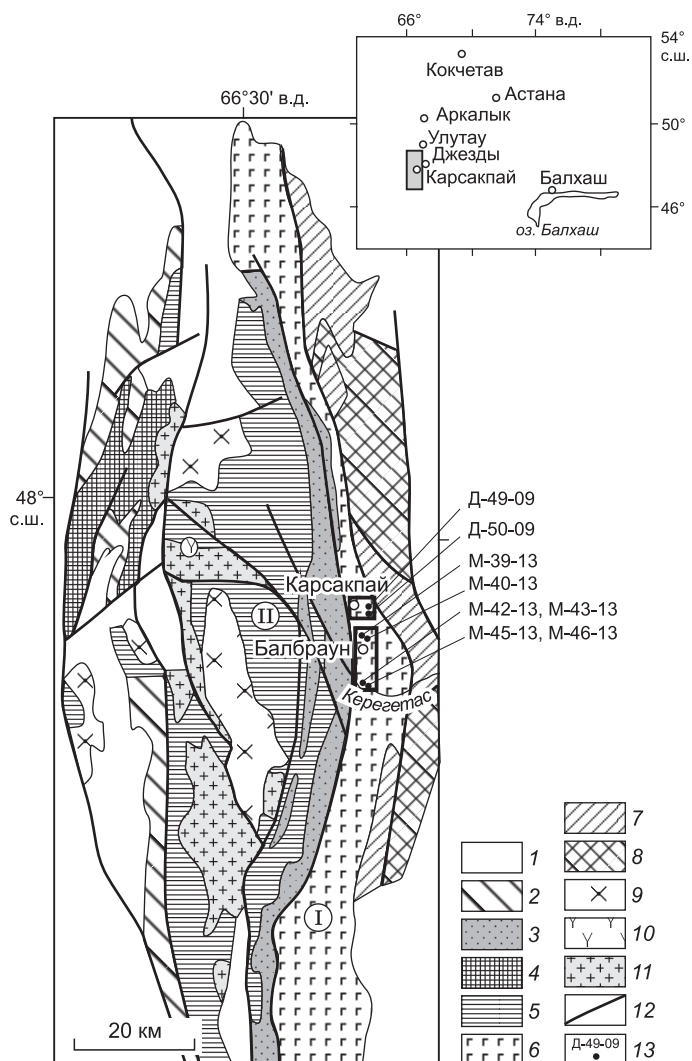
*Late Precambrian, volcanosedimentary rocks, sedimentary rocks of iron formation, rift volcanics, Sm-Nd isotope composition, Central Kazakhstan*

## ВВЕДЕНИЕ

Улутауский блок является одним из наиболее крупных докембрийских сиалических массивов Центрального Казахстана. В нем выделяется несколько структурных зон субмеридионального простирания, разделенных крупными продольными разрывными нарушениями (рис. 1). Среди метаморфических пород Улутауского блока особое положение занимает вулканогенно-осадочный комплекс карсакапайской серии. Для него характерно, с одной стороны, преобладание вулканитов базальтового состава, а с другой, — наличие выдержанных горизонтов железистых кварцитов. Резкая обособленность этого комплекса в разрезе докембрия отмечалась всеми исследователями, изучавшими Улутауский район [Сатпаев, 1928; Половинкина, 1952; Филатова, 1962; Зайцев, Розанов, 1971]. Железисто-кремнистые осадки территориально и генетически связаны с основными лавами. Н.М. Страхов [1947] связывал образование железных руд с деятельностью фумарол и терм. Ю.И. Половинкина [1952] установила генетическую связь железорудных формаций с подводными излияниями основных лав. Известно, что в докембрии выделяются две крупные эпохи формирования железистых кварцитов — архейско-палеопротерозойская (3.20—1.89 млрд лет) [Klein, Beukes, 1993] и неопротерозойская (~1000 — 635 млн лет) [James

**Рис. 1. Схема геологического строения Южного Улутау с упрощениями, по [Зайцев, Филатова, 1971].**

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 (II): 4 — коксуйская серия, 5 — майтубинская и жийдинская серии; 6, 7 — Карсакапайской зоны (I): 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; 13 — места отбора проб на Sm-Nd исследования. Прямоугольниками выделены районы отбора проб.



et al., 1983; Klein, 2005]. Предыдущими исследователями карсакапайская серия относилась к раннепротерозойским образованиям [Розанов, 1976; Филатова, Розанов, 1995]. Комплексные изотопно-геохимические исследования пород карсакапайской серии до сих пор не проводились. В данной работе будут рассмотрены геохимические особенности пород и их изотопные характеристики с целью реконструкции геодинамических обстановок формирования протолитов метавулканогенно-осадочных пород и уточнения их возраста.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Карсакапайская серия распространена в пределах одноименной структурной зоны, которая сложена преимущественно эффузивами основного состава с подчиненным количеством пород кислого состава, и перекрывается метаморфизованной вулканогенно-терригенной боздакской серией [Филатова, 1983] (см. рис. 1). По детритовым цирконам для боздакской серии определен неопротерозойский возраст (не древнее 800 млн лет) [Дмитриева и др., 2016].

Карсакапайская серия представлена преимущественно вулканитами основного состава и породами первично-осадочной природы. В разрезе вулканогенные и осадочные породы группируются в значительные по мощности пачки, что обуславливает грубую ритмичность. Ритмичность использована при стратиграфическом расчленении серии, включающей четыре свиты [Розанов, 1976]. Мощность свит от 700—800 до 1200 м. В двух нижних свитах — бурмашинской и болбраунской — нижние пачки metabазальтовые, с невыдержанными прослоями кварц-серицитовых филлитов и мраморов, а верхние — менее мощные (200—300 м) — кварцит-филлитовые с прослоями карбонатных, кремнистых и кремнисто-железистых пород. В верхней части серии, в шагырлинской и биитской свитах, metabазальты дополнены метариолитами и их туфами. Железистые кварциты здесь редки [Филатова, Розанов, 1995]. Наличие почти во всех частях разреза пород с реликтовой параллельной тонкослоистой текстурой, признаки кослоистых текстур в туффитах, выдержанность разрезов вулканогенных и осадочных пород на большой площади — все эти признаки свидетельствуют о том, что подавляющее большинство пород серии накопились в морском бассейне [Зайцев, Розанов, 1971].

Нами были изучены метавулканогенно-осадочные породы из двух нижних свит (бурмашинской и болбраунской) в районе пос. Карсакапай и к югу от него (см. рис. 1). В районе пос. Карсакапай наблюдаются выходы нижней пачки бурмашинской свиты, представленной преимущественно зелеными сланца-

ми (метаморфизованными туфами, туффитами базальтового состава) с невыдержанным прослоем кварц-серицитовых филлитов, сланцев, кварцитов. Болбраунская свита, распространенная южнее пос. Карсакпай, образована метаморфизованными вулканитами базальтового состава с прослоями кремнистых и кремнисто-железистых пород.

Типичный состав метабазальтов — актинолит, эпидот, альбит, хлорит, рудный минерал, реже встречаются биотит, апатит, цоизит. Первичные вкрапленники, представленные плагиоклазом, часто альбитизированы и сосюритизированы. Структуры пород порфировые, текстуры массивные, реже сланцеватые. Зеленые (хлорит-актинолитовые) сланцы тесно ассоциируют в разрезах с метабазальтами. По составу и строению они близки к основной массе в метабазальтах. Минералогический состав их следующий: амфибол, хлорит, эпидот, цоизит, плагиоклаз, биотит, серицит, гематит, магнетит, кальцит. Структуры этих пород немато- и лепидобластовые. Текстуры сланцеватые. Вероятнее всего, зеленые сланцы образованы за счет метаморфизма туфогенных пород.

Метаморфизованные осадочные породы представлены кварц-серицит-хлоритовыми сланцами (филлитами), кварцитосланцами, кварцитами и железистыми кварцитами. Сланцы характеризуются лепидогранобластовыми и лепидобластовыми структурами и сланцеватыми текстурами. В некоторых разновидностях встречаются реликты первичной слоистости. Минералогический состав их следующий: кварц, серицит, хлорит, мусковит, гематит, магнетит, апатит, турмалин, сфен. Породы, как правило, тонкозернистые, хотя иногда в них встречаются более крупные зерна кварца и турмалина. Кварциты состоят в основном из кварца (до 80—85 %), серицита и мусковита, среди которых рассеяны отдельные кристаллики гематита и магнетита. Они характеризуются гранобластовыми, микрогранобластовыми и реже лепидогранобластовыми структурами; текстуры массивные, иногда сланцеватые. В железистых кварцитах содержание рудных минералов не менее 10—15 %, а иногда достигает 50—60 %. Они представляют собой черные, яснополосчатые породы. Минералогический состав их следующий: гематит, магнетит, кварц, хлорит, серицит, реже пирит, апатит, альбит, карбонат. Структуры пород микрогранобластовые, лепидогранобластовые.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения особенностей вещественного состава и изотопных характеристик метаморфических пород карсакпайской серии отобраны пробы пород, представляющих наиболее типичные минералогическо-петрографические различия. Анализы породообразующих элементов сделаны в Аналитическом центре ИЗК СО РАН (г. Иркутск) методом классической «мокрой химии» (аналитики Г.В. Бондарева, Е.Г. Колтунова). Содержания редких и редкоземельных элементов определены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования СО РАН») (аналитик И.В. Николаева) методом ИСП-МС с помощью 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 выполнена в соответствии с методикой, опубликованной в работе [Николаева и др., 2008].

Определение концентраций Nd и Sm и изотопного состава Nd для всех образцов, кроме М-40-13, выполнено в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) по методике, описанной Т.Б. Баяновой [2004]. Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проведены на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Среднее значение отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте La Jolla [Lugmair, Carlson, 1978] за период измерений составило  $0.511835 \pm 18$  ( $N = 15$ ). Ошибка в  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношениях составляет 0.4 % ( $2\sigma$ ) — 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 внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm — 0.06 нг. Точность определения концентраций 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.

Определение изотопного состава Sm и Nd для обр. М-40-13 выполнено в Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск) по модифицированной методике [Pin, Zalduegui, 1997]. Измерение изотопных отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  осуществлено на мультиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262.  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношения рассчитаны методом ICP-MS, исходя из определенных концентраций Sm и Nd. Измеренные изотопные отношения нормализованы по отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Коррекция на фракционирование проведена по закону Рэлея. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодима JNd-1 [Tanaka et al., 2000]. В период измерений значение изотопного стандарта составляло  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512102 \pm 9$  ( $N = 20$ ).

При расчете  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  и модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  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 (деплетированная мантия) —  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ , по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

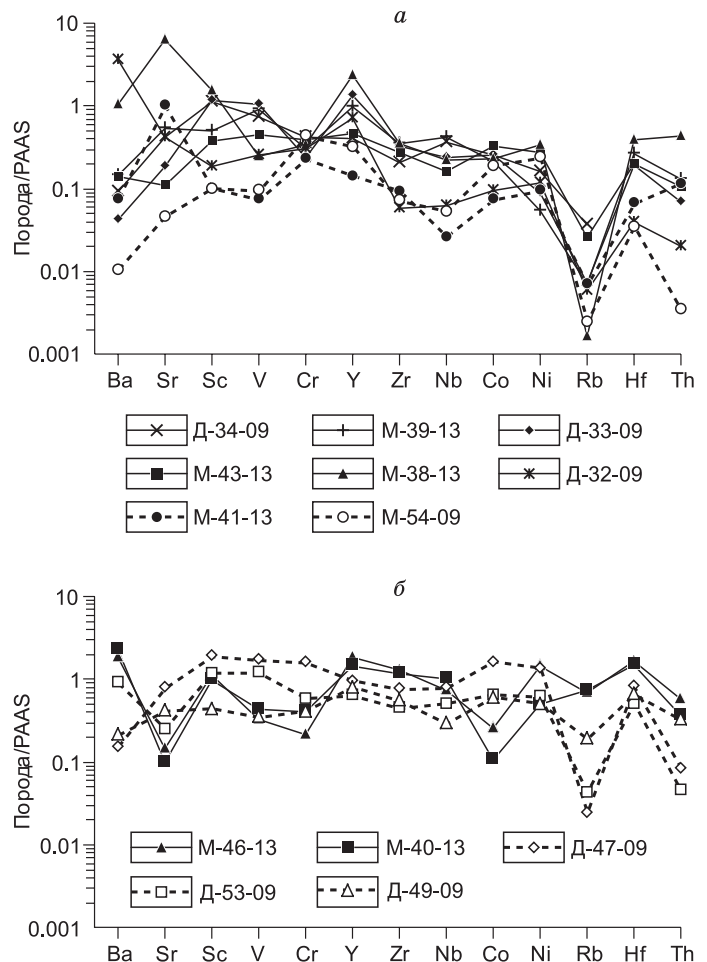
Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в представительных пробах карсакапайской серии приведены в табл. 1.

### Метаосадочные породы

**Петрогенные элементы.** Анализ основных элементов показывает, что для железистых кварцитов (мас. %)  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  (29.67—71.13) и  $\text{SiO}_2$  (25.74—67.38) являются основными компонентами,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.57—4.45) — второй по распространенности среди рассматриваемых компонентов. Содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  составляют не более 0.5 мас. % (см. табл. 1). По результатам расчета коэффициента корреляции Пирсона (табл. 2) установлены значимые положительные корреляционные связи между содержанием  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  и  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ;  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ . Между содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  и  $\text{SiO}_2$  наблюдается сильная отрицательная корреляция. В безрудных кварцитах, как и в железистых, основными компонентами являются  $\text{SiO}_2$  (90.73—92.32 мас. %) и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (4.91—6.98 мас. %). Наиболее высокие содержания (мас. %)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8.68—16.69),  $\text{TiO}_2$  (0.38—2.47),  $\text{K}_2\text{O}$  (0.45—3.71) — компонентов, характерных для обломочных пород, отмечаются в кварц-серицит-хлоритовых сланцах. Причем в сланцах болбраунской свиты наблюдается преобладание  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$ , пониженные  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ ,  $\text{TiO}_2$ , ( $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MgO}$ ) относительно сланцев бурмашинской свиты (см. табл. 1). По классификации Ф. Петтиджона с соавторами [1976], составы сланцев бурмашинской свиты соответствуют железистым песчаникам, а болбраунской — сланцам и ваккам.

**Редкие и редкоземельные элементы.** Содержания редких элементов в метаосадочных породах карсакапайской серии значительно варьируют. Относительно среднего австралийского постархейского глинистого сланца (РААС) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] железистые и безрудные кварциты обеднены практически всеми редкими элементами (рис. 2). Сланцы и кварцитосланцы карсакапайской серии обогащены относительно кварцитов всеми редкими элементами и приближаются к РААС. Кроме того, для сланцев болбраунской свиты относительно бурмашинской наблюдаются повышенные содержания Y, Zr, Rb, Hf, Th — элементов, геохимически связанных с породами кислого состава, и пониженные Sc, V, Cr, Co — элементов, типичных для основных магматических пород.

Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) и Y приведены в табл. 1. Рассматриваемым метаосадочным породам присущи варьирующие значения суммы РЗЭ. Для сланцев отмечаются наиболее высокие значения ( $\Sigma\text{РЗЭ} = 60\text{—}241$  г/т), более высокие для разновидностей болбраунской свиты, безрудные кварциты имеют минимальные значения ( $\Sigma\text{РЗЭ} = 8\text{—}17$  г/т), железистым кварцам свойственны промежуточные значения ( $\Sigma\text{РЗЭ} = 28\text{—}75$  г/т), за исключением одного образца, где  $\Sigma\text{РЗЭ} = 241$  г/т. Спектры



**Рис. 2.** Нормированные по РААС [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] содержания редких элементов для метаосадочных пород карсакапайской серии:

*а* — железистых (сплошные линии) и безрудных (штриховые) кварцитов; *б* — сланцев и кварцитосланцев болбраунской (сплошные линии) и бурмашинской (штриховые) свит. Составы приведены в табл. 1.

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

Компонент	Бурмашинская свита				Болбраунская свита								
	Д-47-09	Д-53-09	Д-49-09	Д-54-09	Д-34-09	М-39-13	Д-33-09	М-43-13	М-38-13	Д-32-09	М-46-13	М-40-13	М-41-13
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	57.06	68.82	79.22	90.73	25.74	31.75	32.64	44.39	61.21	67.38	64.96	80.21	92.32
TiO <sub>2</sub>	2.47	1.6	0.38	0.04	0.2	0.23	0.17	0.21	0.41	0.07	0.89	0.63	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.9	9.1	11.2	0.25	1.35	1.76	0.8	1.76	4.45	0.57	16.69	8.68	0.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.58	4.97	0.71	6.98	69.38	63.41	65.21	51.35	29.12	30.59	2.14	5.69	4.91
FeO	3.57	3.83	1.31	1.48	1.59	0.82	0.67	0.76	0.50	0.85	2.70	0.25	0.48
MnO	0.13	0.09	0.02	0.03	0.02	0.05	0.01	0.03	0.01	0.01	0.08	0.01	0.01
MgO	3.93	2.8	0.62	0.11	0.4	0.16	0.05	0.05	0.11	0.05	3.65	0.53	0.13
CaO	5.81	3.52	0.53	0.53	0.38	0.12	0.05	0.05	0.05	0.05	0.32	0.05	0.05
Na <sub>2</sub> O	3.44	4.14	4.1	0.03	0.06	0.02	0.04	0.04	0.05	0.06	0.22	0.13	0.06
K <sub>2</sub> O	0.45	0.59	0.95	0.01	0.13	0.01	0.01	0.11	0.01	0.03	3.71	2.31	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.14	0.11	0.25	0.25	0.21	0.1	0.09	0.50	0.25	0.14	0.04	0.11
П.п.п.	1.75	0.66	0.97	0.05	0.8	1.13	0.76	0.95	3.27	0.53	3.98	1.82	0.46
Сумма	99.63	100.39	100.49	100.61	100.36	99.81	100.55	99.88	99.90	100.46	99.56	100.44	99.58
Sc	31	19	7	1.61	18	8.0	19	6.0	25	3.0	18.2	15.9	1.61
V	259	180	53	14.2	110	136	160	68	37	38	49	66	11.1
Cr	175	64	45	47	47	33	26	43	37	34	24	44	25
Co	37	15	14	4.4	6	5	6	7.5	5.3	2.2	6.0	2.5	1.71
Ni	75	34	28	13.0	9	3	<5	15.2	18.8	6.6	78	28	5.2
Cu	87	58	190	29	24	45	24	18.3	45	18.0	44	53	18.4
Zn	102	52	44	9.2	50	24	48	18.3	29	8.0	109	42	11.4
Rb	3.9	6.9	31	0.39	6	1.15	1.16	4.2	0.26	0.95	109	119	1.12
Sr	158	50	84	9.2	84	107	38	22	1 293	86	29	20	203
Y	26	17.2	22	8.6	11	27	37	12.7	64	19.3	50	38	3.8
Zr	161	95	116	15.1	43	75	68	58	75	12.1	271	247	19.6
Nb	15.0	9.6	5.6	1.00	7	7.9	4.5	3.1	4.3	1.19	14.3	19.3	0.50
Ba	100	592	138	6.8	61	94	28	92	682	2 363	1 189	1 512	49
La	12.1	9.0	17.4	2.4	<5	11.2	7.6	8.1	36	3.3	43	29	1.22
Ce	31	19.9	35	5.5	12	27	18.3	16.5	68	7.9	97	56	2.4
Pr	4.4	2.8	4.3	0.72	—	3.3	2.5	2.1	10.0	1.00	12.1	7.5	0.30
Nd	19.4	12.9	16.3	3.0	<9	13.7	9.9	8.0	50	4.4	45	28	1.24
Sm	5.2	2.9	3.6	0.81	—	3.5	2.2	1.43	16.9	1.11	9.2	5.8	0.33
Eu	1.73	1.01	0.90	0.21	—	0.80	0.55	0.29	4.9	0.31	2.1	1.08	0.11
Gd	5.8	3.7	4.1	1.09	—	3.8	3.1	1.35	22	1.63	9.6	5.9	0.56
Tb	0.93	0.53	0.63	0.20	—	0.62	0.67	0.23	3.2	0.34	1.50	0.97	0.14
Dy	5.3	3.2	3.3	1.28	—	3.8	4.4	1.65	16.3	2.7	8.5	5.8	0.88
Ho	1.05	0.58	0.68	0.28	—	0.91	1.12	0.37	2.7	0.63	1.70	1.34	0.14
Er	2.5	1.53	1.90	0.81	—	2.8	3.5	1.21	5.8	1.80	5.0	3.9	0.40
Tm	0.35	0.22	0.30	0.13	—	0.43	0.60	0.23	0.70	0.30	0.78	0.64	0.060
Yb	2.1	1.20	1.90	0.81	—	3.0	4.1	1.69	3.9	2.0	5.2	4.3	0.41
Lu	0.29	0.18	0.29	0.12	—	0.46	0.64	0.27	0.54	0.30	0.76	0.64	0.060
Hf	4.1	2.6	3.3	0.17	—	1.31	0.99	0.99	1.99	0.20	8.4	7.5	0.34
Ta	0.98	0.72	0.44	<0.05	—	1.10	3.9	0.72	0.57	<0.05	0.90	1.61	0.060
Th	1.2	0.7	4.7	0.1	1.5	1.9	1.0	1.5	6.4	0.3	8.3	5.4	1.7
U	0.3	0.4	3.0	0.5	0.7	0.8	0.9	0.7	3.2	1.1	2.1	0.9	0.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Зобц	12.51	9.18	2.15	8.61	71.13	64.31	65.95	52.19	29.67	31.53	5.12	5.97	5.44

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ + MgO	16.44	11.98	2.77	8.72	71.53	64.47	66.00	52.24	29.78	31.58	8.77	6.50	5.57
∑РЗЭ	92	60	91	17	—	75	59	43	241	28	241	150	8
(Eu/Eu*) <sub>PAAS</sub>	1.44	1.42	1.08	1.01	—	1.03	0.95	0.96	1.15	1.04	1.03	0.86	1.15
(Ce/Ce*) <sub>PAAS</sub>	0.95	0.91	0.93	0.97	—	1.03	0.96	0.92	0.83	1.01	0.98	0.88	0.94
(La/Yb) <sub>PAAS</sub>	0.42	0.55	0.67	0.21	—	0.27	0.14	0.35	0.68	0.12	0.61	0.49	0.22
Y/Ho	24.9	29.3	31.8	30.5	—	29.7	33.0	34.3	23.8	30.9	29.7	28.6	27.0

Примечание. 1, 2 — кварц-серицит-хлоритовые сланцы, 3 — кварцитосланец, 4 — кварцит бурмашиной свиты; 5—10 — железистые кварциты, 11 — кварц-серицит-хлоритовый сланец, 12 — кварцитосланец, 13 — кварцит болбраунской свиты. ∑РЗЭ не включает Y,  $(Eu/Eu^*)_{PAAS} = 2 \cdot Eu_{PAAS} / (Sm_{PAAS} + Gd_{PAAS})$ ,  $(Ce/Ce^*)_{PAAS} = 2 \cdot Ce_{PAAS} / (La_{PAAS} + Pr_{PAAS})$ ,  $(La/Yb)_{PAAS} = La_{PAAS} / Yb_{PAAS}$ , нормированные по PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Таблица 2. Коэффициенты корреляции Пирсона для главных элементов в железистых кварцитах карсакапайской серии

Компонент	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
SiO <sub>2</sub>	1									
TiO <sub>2</sub>	0.06	1								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.31	<b>0.96</b>	1							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	<b>-0.99</b>	-0.21	-0.45	1						
MnO	-0.55	-0.58	-0.60	0.56	1					
MgO	-0.70	-0.35	-0.42	<b>0.66</b>	-0.15	1				
CaO	-0.76	-0.48	-0.54	<b>0.73</b>	-0.11	<b>0.99</b>	1			
Na <sub>2</sub> O	0.40	-0.18	-0.05	-0.37	<b>-0.89</b>	0.52	0.52	1		
K <sub>2</sub> O	-0.41	<b>0.65</b>	<b>0.85</b>	0.36	-1.00	1.00	1.00	0.20	1	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.50	<b>0.70</b>	<b>0.80</b>	-0.61	<b>-0.63</b>	0.05	-0.10	0.33	0.17	1

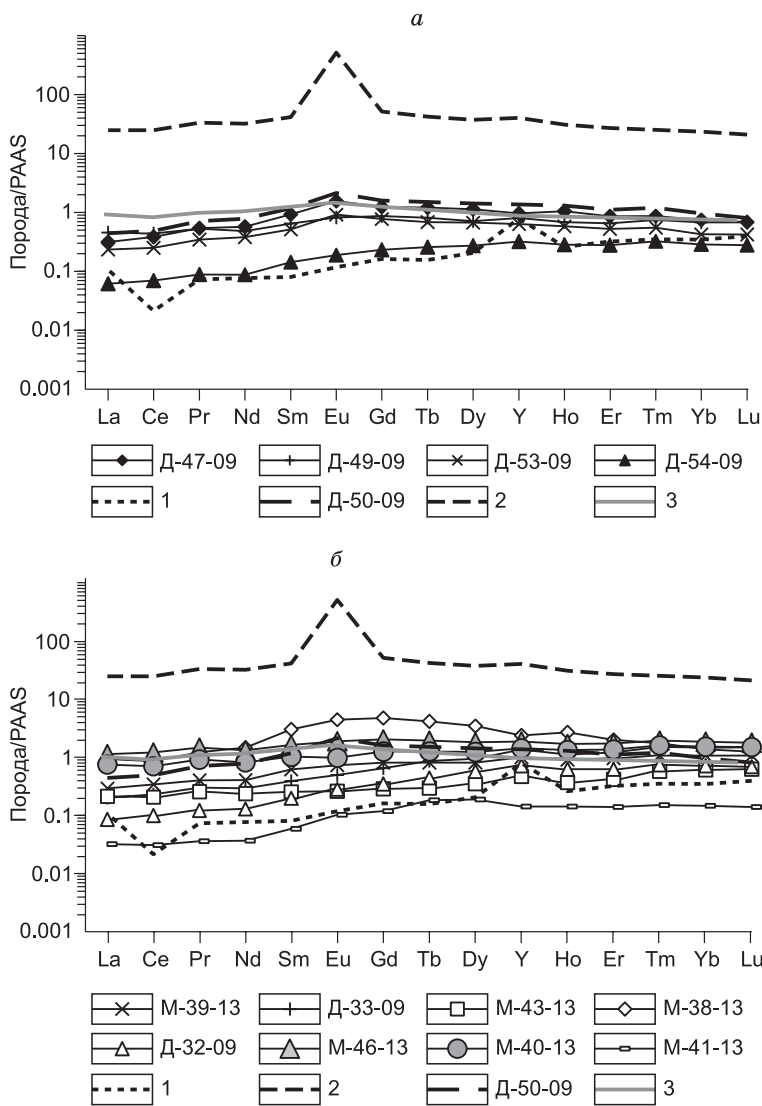
Примечание. Цифры, выделенные жирным, обсуждаются в тексте. Корреляция значима на уровне 0.05 % (критическое значение коэффициента корреляции 0.55).

распределения РЗЭ, нормированные по PAAS, для метаосадочных пород карсакапайской серии показаны на рис. 3. Все рассматриваемые породы характеризуются обеднением легкими РЗЭ (ЛРЗЭ). Значения  $(La/Yb)_{PAAS}$  варьируют от 0.12 до 0.68. Для сланцев наблюдаются максимальные  $(La/Yb)_{PAAS}$ , близкие к таковым в базальтах карсакапайской серии (0.5). Для всех пород типично отсутствие Eu аномалии  $((Eu/Eu^*)_{PAAS} = 0.9—1.1)$ , за исключением сланцев бурмашиной свиты  $((Eu/Eu^*)_{PAAS} = 1.4)$ . В рассматриваемых породах отсутствует или слабо выражена отрицательная Ce аномалия  $((Ce/Ce^*)_{PAAS} = 0.83—1.03)$ . Для них характерна относительно невысокая величина Y/Ho отношения (24—34).

Таким образом, наиболее высокие содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O — компонентов, свойственных обломочным породам, наблюдаются в кварц-серицит-хлоритовых сланцах. Для них же типичны наиболее высокие значения суммы РЗЭ и повышенные относительно кварцитов содержания других редких элементов. Значения  $(La/Yb)_{PAAS}$  близки базальтам карсакапайской серии. Скорее всего, сланцы являются метаморфизованными глинистыми образованиями, содержащими обломочный материал, преимущественно основного состава. Для сланцев болбраунской свиты характерно преобладание K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O, пониженные относительно пород бурмашиной свиты содержания Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>общ, TiO<sub>2</sub>, (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>общ+MgO), Sc, V, Cr и повышенные — Y, Zr, Rb, Hf, Th, что может указывать на добавление терригенного материала, образованного при эрозии пород кислого состава.

### Метавулканогенные породы

Для metabазальтоидов карсакапайской серии определены содержания (мас. %) SiO<sub>2</sub> = 46.83—51.03, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 13.55—15.30, MgO = 5.21—6.8, FeO<sub>общ</sub> = 10.00—15.56, Na<sub>2</sub>O = 2.97—4.06, K<sub>2</sub>O = 0.12—1.00, сумма щелочей 3.17—4.87, TiO<sub>2</sub> = 1.24—3.46 (табл. 3). По содержанию SiO<sub>2</sub> и суммы щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) породы соответствуют базальтам (рис. 4, а). На треугольной диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—(TiO<sub>2</sub> + FeO<sub>общ</sub>)—



**Рис. 3. Нормированные по РААС [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] содержания редкоземельных элементов:**

*a* — для метаосадочных пород бурмашинской и *б* — болбраунской свит карсакапайской серии в сравнении с составами морской воды ( $\times 10^6$ ) [Zhang, Nozaki, 1996] (1), высокотемпературных гидротермальных флюидов Восточно-Тихоокеанского поднятия  $13^\circ$  с.ш. и  $17\text{--}19^\circ$  ю.ш. [Douville et al., 1999] (2), низкотемпературных флюидов [Michard et al., 1993] (3) и типичным метабазитом карсакапайской серии (обр. Д-50-09). Остальные номера в усл. обозн. соответствуют номерам образцов в табл. 1, 3.

MgO [Jensen, 1976] породы попадают в поле высоко-Fe толеитов (см. рис. 4, *в*). Рассматриваемые породы среднемагнезиальные ( $\text{MgO} = 5.21\text{--}6.80$  мас. %). По распределению щелочных элементов они классифицируются как низко- и умеренно калиевые (см. рис. 4, *б*), существенно-натровые ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$  %). Метабазиты представляют собой умеренно дифференцированные разновидности. Магнезиальность ( $\text{MgO}\#$ ) варьирует от 41 до 57. Более высокие значения наблюдаются для метабазальтов болбраунской свиты. По содержанию  $\text{TiO}_2$  все изученные породы, за исключением одного образца из болбраунской свиты, высокотитанистые ( $\text{TiO}_2 > 1.5$  мас. %).

По распределению редкоземельных элементов, нормированных на хондрит, по [Boynnton, 1984], метабазальтоиды характеризуются обогащением легкими лантаноидами и фракционированными спектрами распределения РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.8\text{--}5.3$ ). Максимальное значение типично для низкотитанистого обр. М-42-13 (см. табл. 3) из болбраунской свиты.  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  варьируют от 1.5 до 2.9, несколько повышенные для пород болбраунской свиты. Eu аномалия для всех образцов практически отсутствует ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9\text{--}1.1$ ) (см. табл. 3, рис. 5, *а*).

Относительно N-MORB базальтоиды характеризуются существенным обогащением крупноионных литофильных и легких редкоземельных элементов. Распределение нормированных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] элементов показано на рис. 5, *б*. Рассчитанные кривые занимают промежуточное поле между E-MORB и OIB. Особенностью метабазальтоидов бурмашинской свиты является положительная аномалия Nb ( $\text{Nb}/\text{Nb}^* = 1.2\text{--}1.3$ ), являющаяся типичным признаком базальтов, образованных в связи с действием мантийных плюмов. Метабазальтам болбраунской свиты присущи слабопроявленные отрицательные аномалии Nb (0.76—0.91), величина которых резко возрастает у низкотитанистого образца (0.31) одновременно с появлением титанового минимума, что может свидетельствовать о влиянии корового материала на состав вулканитов. Величины  $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$  (от 0.26—1.05 до 1.31—1.58) и  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  (от 0.37—0.78 до 1.00—1.08) возрастают от метабазальтов болбраунской свиты к метабазальтам бурмашинской. Величины  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} < 1$  для всех образцов (0.72—0.93), за исключением низкотитанистого образца (см. табл. 3).

Таким образом, метабазальтоиды карсакапайской серии соответствуют высоко-Fe толеитовым базальтам, низко- и умеренно калиевым, существенно-натровым, высокотитанистым (за исключением одного образца из болбраунской свиты) и представляют собой умеренно дифференцированные разновидности. По редкоэлементному составу базальты сопоставимы с внутриплитными вулканитами. Для базальтов болбраунской свиты можно предположить влияние корового материала на состав вулканитов.

Таблица 3. Содержания главных (мас. %) и малых элементов (г/т) в представительных образцах метабазальтоидов карсакапской серии

Компонент	Бурмашинская свита				Болбраунская свита		
	Д-50-09	Д-51-09	Д-52-09	Д-46-09	М-45-13	М-44-13	М-42-13
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	46.83	47.24	48.34	49.44	47.82	49.54	51.03
TiO <sub>2</sub>	3.46	3.08	2.91	2.50	2.44	2.27	1.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.65	13.75	13.55	14.6	14.62	14.01	15.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.63	5.45	8.41	3.89	5.24	4.43	3.55
FeO	7.79	9.65	6.13	8.44	8.33	8.75	6.80
MnO	0.17	0.19	0.17	0.19	0.20	0.20	0.16
MgO	5.21	5.61	5.33	5.54	6.80	6.02	6.37
CaO	4.58	5.22	6.25	8.00	7.60	7.34	8.54
Na <sub>2</sub> O	3.82	4.1	3.69	4.06	2.97	4.05	3.71
K <sub>2</sub> O	0.66	0.77	1.00	0.28	0.20	0.12	0.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.35	0.27	0.19	0.28	0.25	0.23
П.п.п.	2.94	3.32	3.40	2.94	3.31	3.33	2.99
Сумма	99.88	99.68	99.89	100.21	99.94	100.40	100.40
Sc	32	37	38	31	41	43	33
V	390	333	341	295	370	363	177
Cr	59	71	110	182	80	94	166
Co	38	37	45	32	42	47	32
Ni	67	47	56	80	43	47	34
Cu	140	104	129	106	87	155	26
Zn	140	148	147	143	152	139	96
Rb	12.1	8.6	18.7	8.9	8.4	2.0	4.1
Sr	131	105	218	169	439	178	262
Y	37	34	31	29	33	34	32
Zr	192	210	192	190	167	194	145
Nb	17.6	19.5	16.2	16.5	13.7	13.8	9.5
Cs	1.50	1.38	3.4	2.4	0.33	0.67	0.39
Ba	578	207	609	387	291	76	225
La	16.9	18.3	14.5	15.4	16.9	18.2	25
Ce	39	42	35	36	37	40	48
Pr	5.8	5.7	5.0	5.0	5.1	5.5	6.6
Nd	26	25	22	22	21	23	25
Sm	6.6	6.8	6.1	5.8	5.8	6.0	5.3
Eu	2.3	2.1	2.0	1.89	2.1	1.98	1.61
Gd	7.5	7.6	7.0	6.4	6.3	6.8	5.6
Tb	1.16	1.19	1.13	1.05	1.07	1.14	0.95
Dy	6.7	6.7	6.4	6.0	6.4	7.0	5.5
Ho	1.30	1.25	1.16	1.11	1.27	1.34	1.10
Er	3.2	3.2	3.0	2.8	3.5	3.6	3.1
Tm	0.48	0.43	0.40	0.39	0.51	0.54	0.48
Yb	2.7	2.6	2.4	2.4	3.0	3.4	3.1
Lu	0.35	0.38	0.35	0.35	0.45	0.49	0.46
Hf	5.1	5.3	4.9	4.8	4.3	4.9	4.4
Ta	1.20	1.26	1.10	1.19	0.92	0.99	0.60
Th	1.6	1.7	1.3	1.3	1.6	2.1	4.3
U	0.7	0.6	0.5	0.9	0.7	0.6	0.6
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4.48	4.87	4.69	4.34	3.17	4.17	4.13



Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0.83	0.79	0.59	0.47	0.39	0.55	0.43
FeO <sub>общ.</sub>	15.56	14.56	13.70	11.94	13.05	12.74	10.00
Mg#	41	45	45	49	52	50	57
(La/Yb) <sub>N</sub>	4.20	4.73	4.06	4.33	3.77	3.65	5.28
(La/Sm) <sub>N</sub>	1.62	1.69	1.49	1.67	1.82	1.90	2.93
Eu/Eu*	1.02	0.89	0.93	0.94	1.05	0.94	0.90
Nb/Nb*	1.15	1.20	1.28	1.28	0.91	0.76	0.31
(Nb/Th) <sub>PM</sub>	1.31	1.41	1.51	1.58	1.05	0.78	0.26
(Nb/La) <sub>PM</sub>	1.00	1.03	1.08	1.04	0.78	0.73	0.37
(Th/La) <sub>PM</sub>	0.77	0.73	0.72	0.66	0.74	0.93	1.42

Примечание. 1—3 — хлорит-актинолитовые сланцы, 4 — метабазальт бурмашинской свиты; 5 — хлорит-актинолитовый сланец, 6, 7 — метабазальты болбраунской свиты.  $Mg\# = 100 \cdot Mg/(Mg+Fe^{2+})$ , где  $Fe^{2+}/Fe_{общ.} = 0.85$ ,  $Eu/Eu^* = 2 \cdot Eu_N/(Sm_N + Gd_N)$ ,  $(La/Yb)_N = La_N/Yb_N$ ,  $(La/Sm)_N = La_N/Sm_N$ , нормированные по хондриту [Boynnton, 1984],  $Nb/Nb^* = Nb_{PM}/(Th_{PM} \cdot La_{PM})^{0.5}$ ,  $(Nb/Th)_{PM} = Nb_{PM}/Th_{PM}$ ,  $(Nb/La)_{PM} = Nb_{PM}/La_{PM}$ ,  $(Th/La)_{PM} = Th_{PM}/La_{PM}$ , нормированные по примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989].

### Nd изотопная систематика пород карсакапайской серии

Метабазальтоиды карсакапайской серии характеризуются как положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(t) = +3.4 \dots +8.0$ , так и отрицательными  $\epsilon_{Nd}(t) = -6.8$ , рассчитанными на минимально возможный возраст их образования ~1000 млн лет (табл. 4). Судя по приведенным данным, время образования метаба-

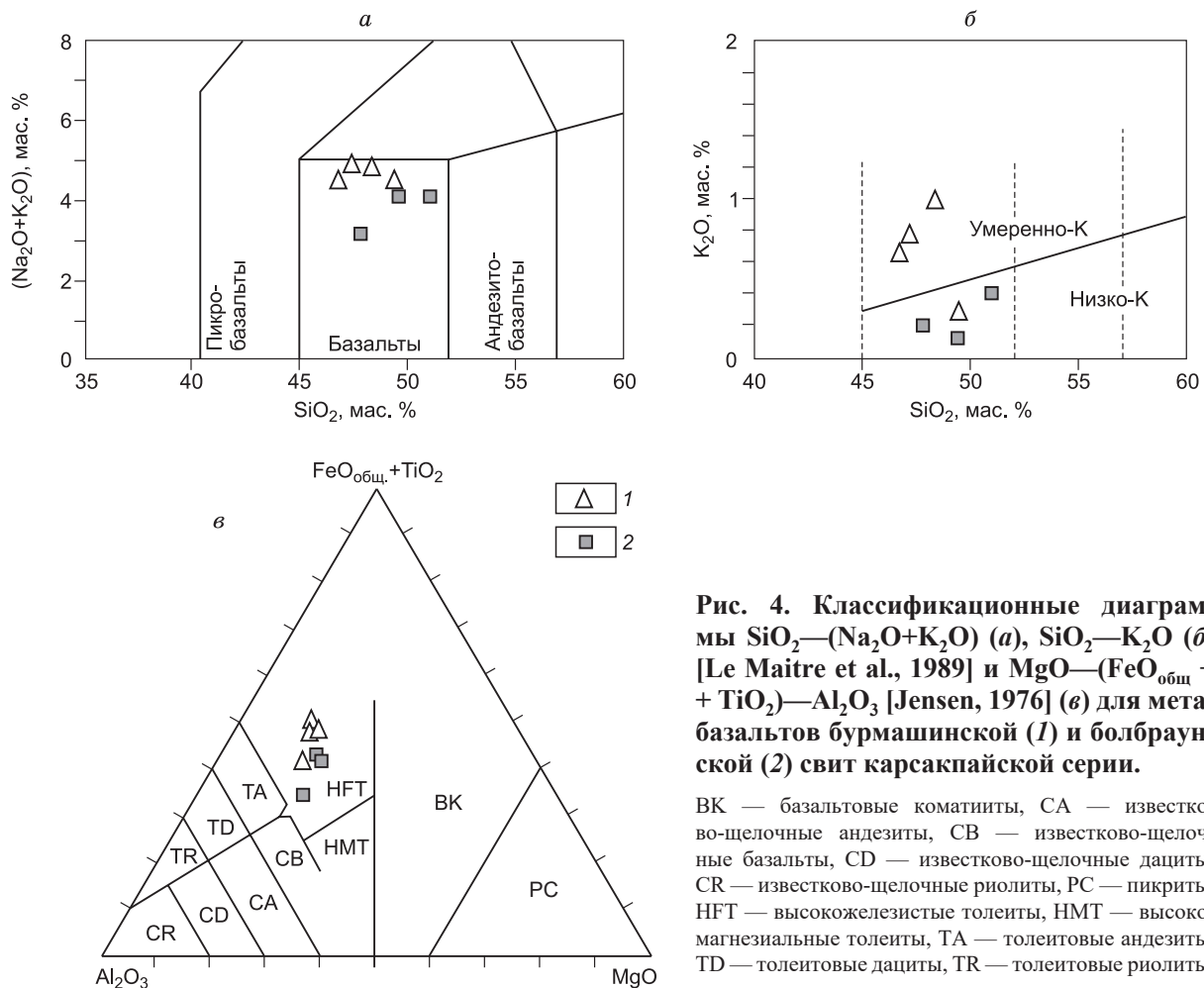


Рис. 4. Классификационные диаграммы  $SiO_2$ — $(Na_2O+K_2O)$  (а),  $SiO_2$ — $K_2O$  (б) [Le Maitre et al., 1989] и  $MgO$ — $(FeO_{общ.} + TiO_2)$ — $Al_2O_3$  [Jensen, 1976] (в) для метабазальтов бурмашинской (1) и болбраунской (2) свит карсакапайской серии.

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.

Таблица 4.

## Sm-Nd изотопные данные для пород карсакпайской серии

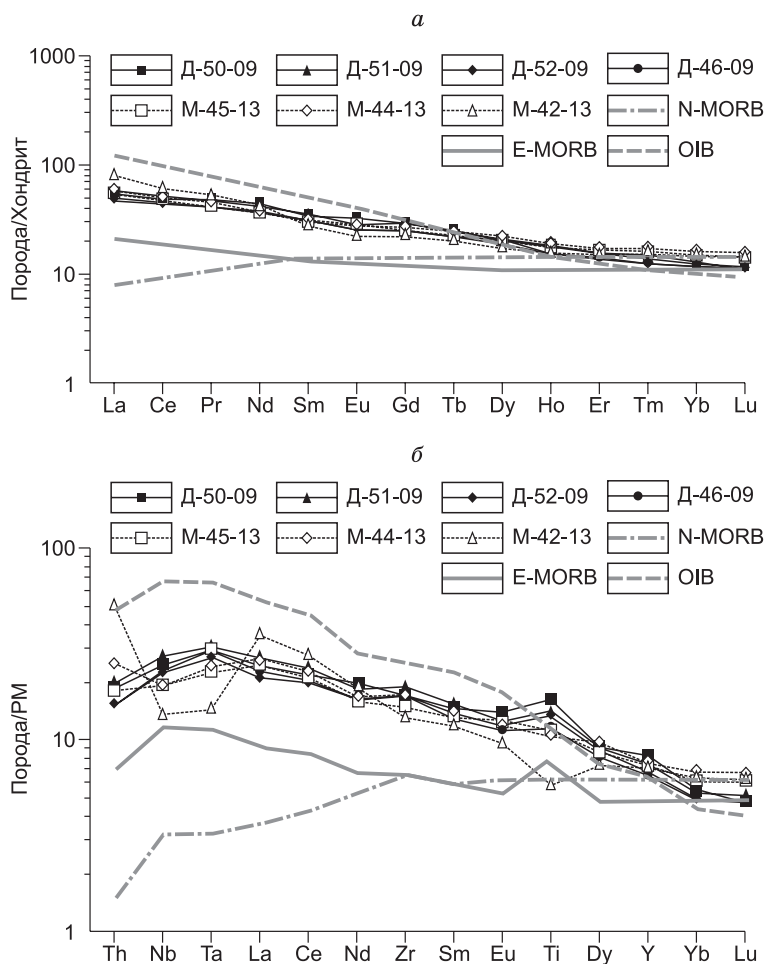
№ образца	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ( $\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$ )	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
	мкг/г				млн лет		
<b>Болбраунская свита</b>							
М-39-13 (железистый кварцит)	2.60	11.80	0.1341	0.512412 $\pm$ 9	1414	1351	+3.2
М-43-13 (железистый кварцит)	1.30	7.70	0.1053	0.512292 $\pm$ 9	1208	1240	+5.0
М-40-13 (кварцитосланец)	5.80	28.0	0.1247	0.512408 $\pm$ 10	1273	1258	+4.7
М-46-13 (сланец)	9.50	44.2	0.1300	0.512184 $\pm$ 4	1758	1677	-0.3
М-42-13 (метабазит)	5.30	24.5	0.1310	0.511859 $\pm$ 14	2372	2211	-6.8
М-45-13 (метабазальт)	8.80	32.5	0.1630	0.512592 $\pm$ 15	—	1367	+3.4
<b>Бурмашинская свита</b>							
Д-49-09 (кварцитосланец)	3.90	13.50	0.1761	0.512590 $\pm$ 9	—	1510	+1.7
Д-50-09 (метабазит)	7.40	29.0	0.1550	0.512776 $\pm$ 8	—	983	+8.0

Примечание. Величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  и  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$  рассчитаны на возраст 1000 млн лет.

зальтоидов бурмашинской свиты не превышало 1000 млн лет ( $\epsilon_{\text{Nd}}(1000) = +8.0$ ), так как в противном случае для их образования потребовался бы сильнодеплетированный мантийный источник, имеющий значительно более высокие значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , чем стандартная деплетированная мантия ( $\epsilon_{\text{Nd}}(1000) = +7.9$  [Goldstein, Jacobsen, 1988]). Близкими положительными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +3.2 \dots +5.0$  обладают железистые кварциты. Для сланцев значения Nd модельных возрастов варьируют в диапазоне 1.8—1.3 млрд лет, величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -0.3 \dots +4.7$ .

**Рис. 5.** Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] распределения РЗЭ (а) и нормированные по РМ [Sun, McDonough, 1989] содержания редких элементов (б) для метабазитов бурмашинской (сплошные линии) и болбраунской (штриховые) свит карсакпайской серии в сравнении с обогащенными (E-MORB) и деплетированными (N-MORB) базальтами срединно-океанических хребтов и базальтами океанических островов (OIB) [Sun, McDonough, 1989].

Номера в усл. обозн. соответствуют номерам образцов в табл. 3.



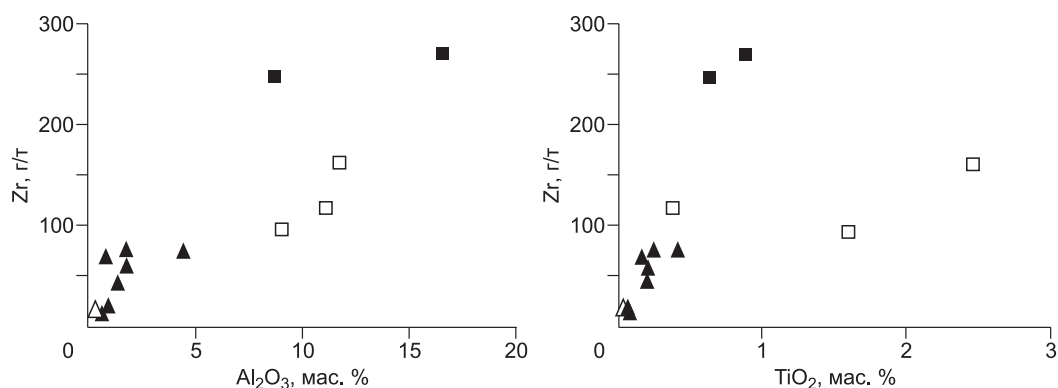
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Метаосадочные породы.** Данные о распределении основных элементов в железистых формациях можно использовать для определения их генезиса (гидротермальный или гидрогенный) [Bostrom, 1970; Гурвич, 1998; Cox et al., 2013].

Сильная положительная корреляция К с Al и Ti предполагает одинаковый механизм поступления их в осадок. Вероятнее всего, это был детритовый источник. Положительные связи между Mg и Ca, скорее всего, указывают на совместное их нахождение в карбонатных минералах. Кроме того, для метаосадочных пород карсакапайской серии наблюдается положительная корреляция Zr с  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  (рис. 6), что предполагает примесь обломочного компонента в осадках [Ewers, Morris, 1981]. Содержания  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , Zr, Nb максимальны в сланцах карсакапайской серии, что согласуется с детритовым источником материала. Высокие ( $MgO + Fe_2O_{3общ}$ ) (12—16 %) и пониженные относительно PAAS  $K_2O/Na_2O$  (0.1—0.2) указывают на значительную долю пород основного состава в области сноса для сланцев бурмашинской свиты. Сланцам болбраунской свиты свойственно преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$ , пониженные  $Fe_2O_{3общ}$ ,  $TiO_2$ , ( $Fe_2O_{3общ} + MgO$ ), что может указывать на добавление терригенного материала, образованного при эрозии магматических и метаморфических пород кислого состава.

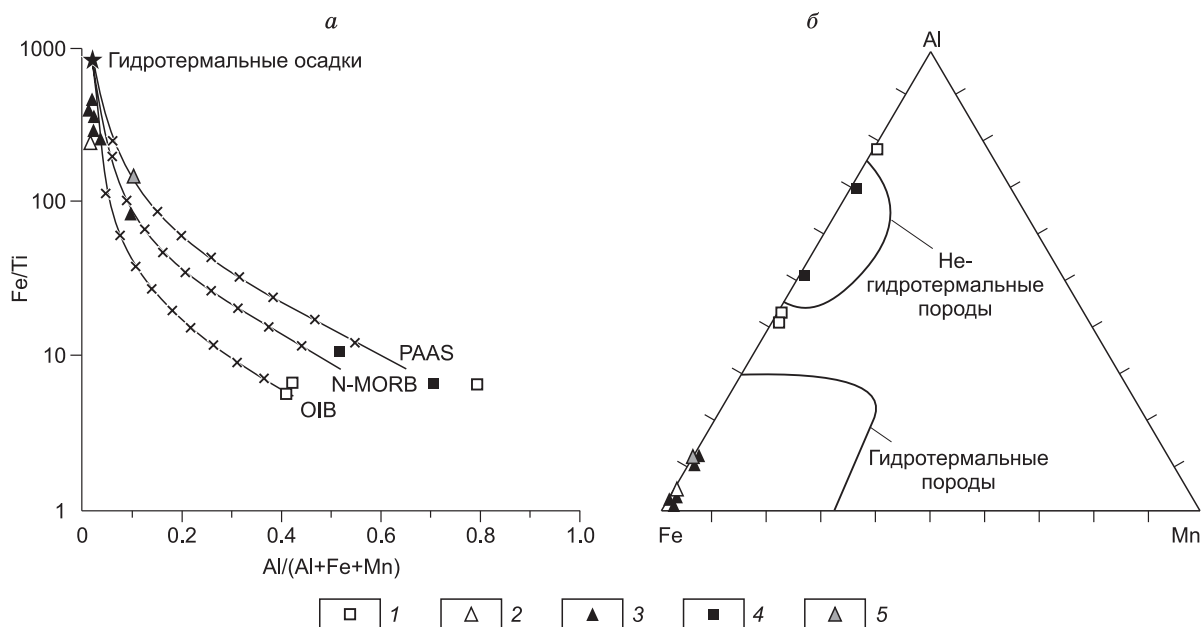
Гидротермальные флюиды характеризуются высокими Fe/Ti, Fe/Al и Si/Al отношениями [Bostrom et al., 1969; Bostrom, 1970; Гурвич, 1998]. Для железистых кварцитов карсакапайской серии наблюдаются высокие значения Si/Al (> 4), типичные для осадков, образованных преимущественно за счет гидротермального компонента [Гурвич, 1998]. На диаграмме Fe/Ti—Al/(Al+Fe+Mn) [Bostrom, 1973], часто используемой для определения кластической и гидротермальной компоненты в железистых формациях, видно, что составы кварцитов карсакапайской серии могли быть получены в результате смешения гидротермального и детритового компонентов. Причем обломочный материал, вероятнее всего, был представлен базальтами или вулканогенными осадками, а не типичными глинистыми сланцами PAAS (рис. 7, а). В составе сланцев, скорее всего, значимой примеси эксгальвативного компонента нет. Различие в химическом составе кварцитов и сланцев демонстрируется на тройной диаграмме Al—Fe—Mn [Bostrom, 1973], где составы кварцитов попадают в поле гидротермальных отложений, а составы сланцев в поле негидротермальных отложений (см. рис. 7, б).

Изучение распределения РЗЭ является одним из важных геохимических инструментов, используемых для понимания происхождения железорудных формаций [Fryer, 1977; Klein, Beukes, 1989; Bau, Dulski, 1996; Bekker et al., 2010]. По спектрам РЗЭ и наличию или отсутствию аномалий можно предполагать участие гидротермальных источников, реконструировать окислительно-восстановительные условия водных бассейнов и степень взаимодействия с морской водой. На рис. 3 показаны кривые распределения РЗЭ в сравнении с составами гидротермальных растворов [Michard et al., 1993; Douville et al., 1999] и морской воды [Zhang, Nozaki, 1996]. Гидротермальные растворы Восточно-Тихоокеанского поднятия характеризуются слабым обогащением ЛРЗЭ и сильной положительной аномалией Eu [Michard et al., 1983; Michard, Albarède, 1986; Bau, Dulski, 1999; Douville et al., 1999], низкотемпературным гидротермальным растворам свойственно отсутствие Eu аномалии [Michard et al., 1993]. Для морской воды типично обогащение ТРЗЭ с отрицательной Ce и положительной Y аномалиями [Elderfield, Greaves, 1982; Piergras, Jacobsen, 1992; Zhang, Nozaki, 1996]. Спектры распределения РЗЭ, нормированные к PAAS, для железисто-кремнистых пород карсакапайской серии характеризуются преимущественно обе-



**Рис. 6.** Диаграммы Zr— $Al_2O_3$  и Zr— $TiO_2$ , демонстрирующие положительные корреляционные связи между компонентами пород бурмашинской (знаки без заливки) и болбраунской (знаки с черной заливкой) свит карсакапайской серии.

Треугольники — кварциты, квадраты — кварцитосланцы и сланцы.



**Рис. 7. Диаграммы Fe/Ti—Al/(Fe + Mn + Al) (а) и Fe—Al—Mn (б) [Bostrom, 1973] для метасадочных пород карсакпайской серии.**

Линии смешения рассчитаны для гидротермальных осадков (металлоносные осадки Красного моря [Гурвич, 1998]) и PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], N-MORB, OIB [Sun, McDonough, 1989]. 1, 2 — бурмашинская свита: 1 — сланцы, 2 — кварцит; 3—5 — болбраунская свита: 3 — железистые кварциты, 4 — сланцы, 5 — кварцит.

днением ЛРЗЭ  $((La/Yb)_{PAAS} = (0.12—0.27)…0.68)$ . Это может быть результатом взаимодействия с морской водой, отражать РЗЭ характеристики детритового материала или быть комбинацией обоих указанных факторов. Как видно на рис. 3, величина обеднения ЛРЗЭ является весьма переменной, что, скорее всего, отражает различное количество детритового материала. В сланцах и кварцитосланцах наблюдается повышенное  $(La/Yb)_{PAAS} = 0.42—0.67$ , близкое к таковому в базальтах карсакпайской серии (0.46—0.57), и даже несколько выше, что может говорить о некотором участии кислых пород, обогащенных La, при образовании детритового материала.

Иттрий химически очень похож на РЗЭ [Henderson, 1984]. Самое близкое сходство существует между Y и Ho [Bau, Dulski, 1999]. Обломочные осадочные породы, например, PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], верхняя континентальная кора [Rudnick, Gao, 2003], океаническая кора [Sun, McDonough, 1989], характеризуются близкими к хондритовым отношениями Y/Ho (~26), так как у Y и Ho схожие ионные радиусы, плотность заряда и степень окисления. Гидротермальные растворы также не имеют суперхондритовых отношений [Douville et al., 1999], в то время как морская вода имеет благодаря более высокой реакционной способности Ho [Bau et al., 1996; Bau, Dulski, 1999]. Для кварцитов карсакпайской серии среднее значение Y/Ho (~31) несколько меньше, чем у морской воды (>44). Можно предположить, что небольшая примесь детритового материала к осадкам из морской воды могла бы уменьшить Y/Ho отношение, типичное для морской воды. У сланцев Y/Ho отношения близки к хондритовым.

Рассматриваемые породы карсакпайской серии характеризуются отсутствием или слабовыраженной отрицательной Ce аномалией  $((Ce/Ce^*)_{PAAS} = 0.88—1.03)$ . Европиевая аномалия либо отсутствует, либо положительная  $((Eu/Eu^*)_{PAAS} = 0.9—1.4)$ . Отсутствие европиевой аномалии в рассматриваемых осадках может быть унаследовано от низкотемпературных гидротермальных растворов или высокотемпературных, которые могли потерять свою положительную аномалию при взаимодействии с морской водой, базальтами, терригенными осадками. Вероятнее всего, разброс значений Eu аномалии объясняется варьирующим вкладом детритового компонента, что согласуется с вариациями обеднения ЛРЗЭ и значений Y/Ho.

Обобщая вышеизложенный материал, можно сказать, что образование железисто-кремнистых осадков карсакпайской серии тесно связано с подводными излияниями лав основного состава и гидротермальной деятельностью, возможно, с небольшой примесью детритового компонента. Установлено, что сланцы карсакпайской серии не содержат в своем составе эксгальтивного материала. Это породы с существенной долей продуктов размыва основных магматических образований. В сланцах болбраун-

ской свиты, вероятно, присутствуют также и продукты размыва геохимически более зрелых, обогащенных La и Th кислых пород.

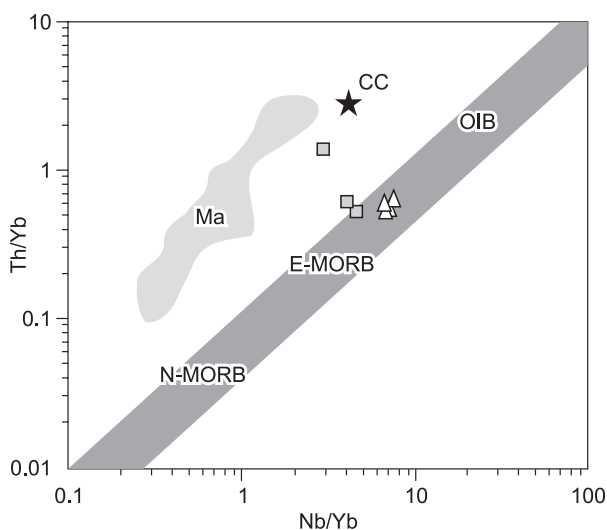
Неодимовые изотопные отношения ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , показанные как  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ), могут быть использованы для распознавания источника материала, слагающего осадочные породы [Goldstein et al., 1984; Cox et al., 2016]. Железистые кварциты характеризуются  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +3.2 \dots +5.0$ . Для сланцев значения Nd модельных возрастов варьируют в диапазоне 1.8—1.3 млрд лет, величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -0.3 \dots +4.7$ . Можно считать, что формирование железисто-кремнистых образований карсакапайской серии связано с гидротермальной активностью и подводным вулканизмом, в результате чего формировались отложения с величиной  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , близкой к таковым для пород мантийного происхождения. Изотопно-геохимические данные рассматриваемых метатерригенных пород карсакапайской серии (мезопротерозойские значения Nd модельных возрастов и положительные величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ) свидетельствуют о существовании в источниках сноса ювенильного материала мезопротерозойского возраста. Более древний Nd модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.8$  млрд лет и отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -0.3$  для хлоритового сланца отражают поступление в бассейн осадочного материала из более древних источников.

**Метавулканииты.** Поскольку натрий, калий и другие крупноионные литофильные элементы (Rb, Sr, Ba) являются наиболее подвижными при постмагматических преобразованиях [Humphris, Thompson, 1978; Rudnick et al., 1985], то для определения геодинамической природы пород и петрогенетических построений использовались только малоподвижные высокозарядные и редкоземельные элементы. Базальтоиды карсакапайской серии не обнаружили корреляции между содержаниями легких лантаноидов и потерями при прокаливании ( $r_{\text{La-п.п.п.}} = -0.13$ ), но при этом содержания La в них хорошо коррелируют с Th (см. табл. 3). Это говорит о том, что содержания ЛРЗЭ, 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].

По распределению нормированных к примитивной мантии редких элементов (см. рис. 5, табл. 3) видно, что для metabазальтов бурмашинской свиты  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  и  $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} \geq 1$ , что подавляющим большинством исследователей [Sun, McDonough, 1989; Hofmann, 1997] рассматривается как диагностический признак базальтов, образованных в связи с действием мантийных плюмов. На диаграмме Th/Yb—Nb/Yb [Pearce, 2008] (рис. 8) точки составов пород располагаются в области внутриплитных базальтовых расплавов. Для образца с наиболее близкими к PM индикаторными отношениями  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 1.0$ ;  $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 1.3$ ;  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.8$  значение  $\epsilon_{\text{Nd}}(1000) = +8.0$  (см. табл. 4), что близко к составу деплетированной мантии соответствующего возраста ( $\epsilon_{\text{Nd}}(1000) = +7.9$ ). Вероятнее всего, значимого влияния процессов контаминации на состав базальтов бурмашинской свиты не было. Метабазальты болбраунской свиты характеризуются значениями индикаторных геохимических отношений  $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$ ,  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} < 1$ ,  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} > 1$ . Наличие в той или иной степени выраженной отрицательной аномалии Nb, так же как и обогащение Th и La, могут свидетельствовать о влиянии корового материала на состав вулканиитов. В пользу коровой контаминации свидетельствуют отчетливая отрицательная корреляция  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  и  $\text{Nb}/\text{Nb}^*$  с  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ , а также коррелирующие значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(1000) = +3.4 \dots -6.8$  с  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$  и  $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$ . На диаграмме Th/Yb—Nb/Yb [Pearce, 2008] (см. рис. 8) точки составов metabазальтов болбраунской свиты смещаются от области внутриплитных базальтовых расплавов в сторону континентальной коры.

Таким образом, metabазальты карсакапайской серии по редкоэлементному составу сопоставимы с

внутриплитными вулканиитами. Судя по изотопно-геохимическим данным, значимого влияния процессов контаминации на состав базальтов бурмашинской свиты не было. Породы болбраунской свиты характеризуются геохимическими признаками, указывающими на контаминацию базальтов материалом коры.



**Рис. 8.** Составы metabазальтоидов карсакапайской серии на диаграмме Th/Yb—Nb/Yb [Pearce, 2008].

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

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам анализа изотопно-геохимических особенностей вулканогенно-осадочных пород карсакапайской серии, представленных вулканитами основного состава, кремнистыми, кремнисто-железистыми осадками и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, можно сделать выводы.

Наиболее высокие содержания  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $K_2O$  — компонентов, типичных для обломочных пород, наблюдаются в кварц-серицит-хлоритовых сланцах. Для них же характерны наиболее высокие значения суммы РЗЭ и повышенные относительно кварцитов содержания других редких элементов. Значения  $(La/Yb)_{PAAAS}$  близки базальтам карсакапайской серии. Установлено, что сланцы карсакапайской серии не содержат в своем составе эксгальтивного материала. Скорее всего, сланцы являются метаморфизованными глинистыми образованиями, содержащими обломочный материал, преимущественно основного состава. В сланцах болбраунской свиты, вероятно, присутствуют также и продукты размыва геохимически более зрелых, обогащенных La и Th кислых пород. Изотопно-геохимические данные метатерригенных пород ( $T_{Nd}(DM) = 1.8—1.3$  млрд лет,  $\epsilon_{Nd}(t) = -0.3...+4.7$ ) свидетельствуют о существовании в источниках сноса ювенильного материала мезопротерозойского возраста. Более древний Nd модельный возраст  $T_{Nd}(DM) = 1.8$  млрд лет и отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t) = -0.3$  для хлоритового сланца отражают поступление в бассейн осадочного материала из более древних источников.

Для железисто-кремнистых осадков карсакапайской серии наблюдается сильная положительная корреляция K с Al и Ti, которая предполагает одинаковый механизм поступления их в осадок, вероятнее всего, из детритового источника. Железистым кварцитам свойственны высокие значения Si/Al, типичные для осадков, образованных преимущественно за счет гидротермального компонента. Соотношения Fe/Ti и Al/(Al+Fe+Mn) свидетельствуют о том, что составы кварцитов карсакапайской серии могли быть получены в результате смешения гидротермального и детритового компонентов. Причем обломочный материал, вероятнее всего, был представлен базальтами или вулканогенными осадками. Распределение РЗЭ показало, что разброс значений Eu аномалии, вариации обеднения ЛРЗЭ и значений Y/No, вероятнее всего, объясняются варьирующим вкладом детритового компонента. Железистые кварциты характеризуются близкими к метабазальтам положительными величинами  $\epsilon_{Nd}(t) = +3.2...+5.0$ . Можно считать, что формирование железисто-кремнистых образований карсакапайской серии связано с гидротермальной активностью и подводным вулканизмом, в результате чего формировались отложения с величиной  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , близкой к таковым для пород мантийного происхождения.

Метабазальтоиды карсакапайской серии соответствуют высоко-Fe толеитовым базальтам, низко- и умеренно калиевым, существенно-натровым, высокотитанистым и представляют собой умеренно дифференцированные разности. По редкоэлементному составу они сопоставимы с внутриплитными вулканитами. Судя по изотопно-геохимическим данным, значимого влияния процессов контаминации на состав базальтов бурмашинской свиты не было. Метабазальты болбраунской свиты характеризуются значениями индикаторных геохимических отношений  $(Nb/Th)_{PM}$ ,  $(Nb/La)_{PM} < 1$ ,  $(La/Sm)_N > 1$  и отчетливой отрицательной корреляцией  $(Nb/La)_{PM}$  и  $Nb/Nb^*$  с  $(La/Sm)_N$ , а также значениями  $\epsilon_{Nd}(1000) = 3.4...-6.8$ , коррелирующими с  $(La/Sm)_N$  и  $(Nb/Th)_{PM}$ . Все это свидетельствует о влиянии корового материала на состав вулканитов.

Таким образом, тесная связь железистых кварцитов с внутриплитными вулканитами указывает на то, что они формировались в тектонически-активном бассейне. Изотопный состав Nd железистых кварцитов определялся синхронным подводным вулканизмом, тогда как для сланцев величина  $^{143}Nd/^{144}Nd$  контролировалась, в том числе и изотопным составом Nd более древних источников. Мезопротерозойские значения Nd модельных возрастов и положительные величины  $\epsilon_{Nd}(t)$  для метатерригенных пород карсакапайской серии свидетельствуют о существовании в источниках сноса ювенильного материала мезопротерозойского возраста. Минимальные значения Nd модельных возрастов позволяют предположить нижнюю границу осадконакопления — не древнее 1.3 млрд лет.

Работа выполнена в рамках государственного задания — проекты НИР ИГМ СО РАН «Геодинамическая и структурно-вещественная эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирской платформы: взаимосвязи и закономерности проявления тектонических процессов и магматизма» № 0330-2016-0014, а также 0330-2016-0015, 0330-2016-0013, проектов РФФИ (гранты 15-20516 мол\_a\_вед, 15-35-20501 мол\_a\_вед).

## ЛИТЕРАТУРА

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

**Гурвич Е.Г.** Металлоносные осадки Мирового океана. М., Научный мир, 1998, 340 с.

**Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневская И.А., Каныгина Н.А., Николаева М.С., Шарф И.В.** Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии

- Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (11), с. 1969—1991.
- Зайцев Ю.А., Розанов С.Б.** Строение зеленокаменных и железорудных серий протерозоя Карсакпайского синклиория в Южном Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. 10. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 107—122.
- 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.
- 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.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.** Пески и песчаники. М., Мир, 1976, 535 с.
- Половинкина Ю.И.** Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1952, 88 с.
- Розанов С.Б.** Спилитовая джеспилитоносная формация раннего протерозоя Казахстана // Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. XI. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976, с. 11—178.
- Сатпаев К.И.** Карсакпайский район и его перспективы // Народное хозяйство Казахстана, 1928, № 1, с. 92—109.
- Страхов Н.М.** Железорудные фации и их аналоги в истории Земли: опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования. М., Изд-во АН СССР, 1947, 267 с. (Тр. ИГи АН СССР, вып. 73).
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора и ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д.** Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарьжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.
- Филатова Л.И.** Докембрий Улу-Тау. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962, 323 с.
- Филатова Л.И.** Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М., Недра, 1983, 160 с.
- Филатова Л.И., Розанов С.Б.** Вулканические комплексы раннепротерозойского Казахстанского зеленокаменного пояса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1995, № 6, с. 11—30.
- Bau M., Dulski P.** Distribution of yttrium and rare earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa // Precambrian Res., 1996, v. 79, p. 37—55.
- Bau M., Dulski P.** Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater // Chem. Geol., 1999, v. 155, № 1/2, p. 77—90.
- Bau M., Koschinsky A., Dulski P., Hein J.R.** Comparison of partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater // Geochim. Cosmochim. Acta, 1996, v. 60, p. 1709—1725.
- Bekker A., Slack J.F., Planavsky A., Krapez B., Hofmann A., Konhauser K.O., Rouxel O.J.** Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes // Econ. Geol., 2010, v. 105, p. 467—508.
- Bostrom K.** Submarine volcanism as a source for iron // Earth Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, № 4, p. 348—354.
- Bostrom K.** The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol., 1973, v. 27, p. 149—243.
- Bostrom K., Peterson M.N.A., Joensuu O., Fisher D.E.** Aluminum-poor ferromanganoan sediments on active oceanic ridges // J. Geophys. Res., 1969, v. 74, № 12, p. 3261—3270.
- Boynnton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry / Ed. P. Henderson. Elsevier, 1984, p. 63—114.
- Cox G.M., Halverson G.P., Minarik W.G., Le Heron D.P., Macdonald F.A., Bellefroid E.J., Strauss J.V.** Neoproterozoic iron formation: an evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance // Chem. Geol., 2013, v. 362, p. 232—249.
- Cox G.M., Halverson G.P., Poirier A., Le Heron D., Strauss J.V., Stevenson R.S.** A model for Cryogenian iron formation // Earth Planet. Sci. Lett., 2016, v. 433, p. 280—292.

**Douville E., Bienvenu P., Charlou J.L., Donval J.P., Fouquet Y., Appriou P., Gamo T.** Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, v. 63, № 5, p. 627—643.

**Elderfield H., Greaves M.J.** The rare earth elements in seawater // *Nature*, 1982, v. 296, p. 214—219.

**Ewers W.E., Morris R.C.** Studies on the Dales Gorge member of Brockman iron formation // *Econ. Geol.*, 1981, v. 76, p. 1929—1953.

**Fryer B.J.** Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, p. 361—367.

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

**Goldstein S.L., O'Nions R.K., Hamilton P.J.** A Sm—Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 70, p. 221—236.

**Henderson P.** General chemical properties and abundances of the rare earth elements // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, v. 2, p. 1—32.

**Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v. 385, p. 219—229.

**Humphris S.E., Thompson G.** Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, p. 107—125.

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

**James H.L., Trendall A.F., Morris R.C.** Chapter 12. Distribution of banded iron formation in space and time // *Dev. Precamb. Geol.*, 1983, v. 6, p. 471—490.

**Jensen L.S.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division Mines Miscellaneous Paper 66, 1976.

**Klein C.** Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin // *Am. Miner.*, 2005, v. 90, № 10, p. 1473—1499.

**Klein C., Beukes N.J.** Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa // *Econ. Geol.*, 1989, v. 84, № 7, p. 1733—1774.

**Klein C., Beukes N.J.** Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canada // *Econ. Geol.*, 1993, v. 88, № 3, p. 542—565.

**Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B.** A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell Scientific Publication, 1989, 193 p.

**Lugmair G.W., Carlson R.W.** Sm—Nd systematics of KREEP // *Lunar and planetary science IX, Pt. II, Lunar and Planetary Institute, Houston*, 1978, p. 669—671.

**Michard A., Albarède F.** The REE contents of some hydrothermal fluids // *Chem. Geol.*, 1986, v. 55, p. 51—60.

**Michard A., Albarède F., Michard G., Minster J.F., Charlou J.L.** Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N) // *Nature*, 1983, v. 303, p. 795—797.

**Michard A., Michard G., Stüben D., Stoffers P., Cheminée J.-L., Binard N.** Submarine thermal springs associated with young volcanoes: the Teahitia vents, Society Islands, Pacific Ocean // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, v. 57, p. 4977—4986.

**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.

**Piegras D.J., Jacobsen S.B.** The behavior of rare earth elements in seawater: precise determination of variations in the North Pacific water column // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1992, v. 56, № 5, p. 1851—1862.

**Pin C., Zalduégi 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.

**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—79.

**Rudnick R.L., Gao S.** Composition of the continental crust // *The crust* / Ed. R.L. Rudnick. Oxford, Elsevier, 2003, v. 3, 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.

**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.** JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.*, 2000, v. 168, p. 279—281.

**Zhang J., Nozaki Y.** Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1996, v. 60, № 23, p. 4631—4644.

*Рекомендована к печати 22 декабря 2016 г.  
А.Э. Изухом*

*Поступила в редакцию 5 октября 2016 г.,  
после доработки — 12 декабря 2016 г.*