

**ИСТОЧНИКИ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ
ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ БЫСТРИНСКОЙ СВИТЫ
АРГУНСКОГО МАССИВА**

Ю.Н. Смирнова¹, А.В. Куриленко^{2,3}, В.Б. Хубанов², С.И. Дриль^{3,4}

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, пер. Релочный 1, г. Благовещенск, 675000;
e-mail: smirnova@ascnet.ru

²ФГБУН Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, ул. Сахьяновой ба, г. Улан-Удэ, 670047;
e-mail: khubanov@mail.ru

³ФГБУ Всероссийских научно-исследовательских геологический институт А.П. Карпинского, Средний проспект 74,
г. Санкт-Петербург, 199106; e-mail: alena_kurilenko@mail.ru

⁴ФГБУН Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского 1А, г. Иркутск, 664033;
e-mail: sdрил@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 24 февраля 2023 г.

В публикации приведены результаты минералого-геохимических, изотопно-геохимических (Sm-Nd) исследований алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты Аргунского континентального массива, а также U-Pb датирования зерен детритового циркона из них. Главной целью исследований являлось выявление основных источников сноса кластического материала, реконструкция палеогеодинамической обстановки накопления и уточнение нижней возрастной границы формирования терригенных пород верхней подсвиты быстринской свиты. Особенности вещественного состава исследованных пород свидетельствуют о накоплении их в обстановке, связанной с субдукционными процессами. Микроэлементный состав алевролитов подсвиты указывает на присутствие в области сноса пород смешанного по кремнекислотности состава. Согласно результатам Sm-Nd изотопно-геохимического исследования установлено, что основными источниками сноса кластического материала для алевролитов стратона являлись породы палеопротерозойского возраста и (или) более молодые образования, формирование которых связано с переработкой континентальной коры палеопротерозойского возраста. В изученном образце алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты доминирующая часть цирконов характеризуется нео- и палеопротерозойскими значениями возраста. Их источниками, вероятно, являются нео- и палеопротерозойские магматические образования, распространенные в пределах Аргунского массива на территории Китая. Согласно возрасту наиболее молодых цирконов (556 ± 9 и 566 ± 10 млн лет), выделенных из алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты, нижняя граница их накопления приходится на середину эдиакария.

Ключевые слова: кембрий, осадочные породы, геохимия, Sm-Nd данные, U-Pb датирование, Аргунский массив, восточное Забайкалье.

ВВЕДЕНИЕ

Аргунский (Аргун-Идермегский) континентальный массив (супертеррейн) является одним из главных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1, а, врезка) [4]. Этот массив представляет собой сложный коллаж разновозрастных и различных по составу геологических комплексов. В северо-западной части массива докембрийские осадочные породы рассматриваются в составе среднерифейской надаровской свиты,

верхнерифейской даурской серии и вендской быркинской серии [10]. Кембрийские осадочные породы объединены в состав аргунской серии. В последние годы авторами проведены комплексные исследования осадочных пород даурской и быркинской серий Аргунского массива, которые внесли существенный вклад в реконструкцию докембрийской истории формирования массива [6, 7].

К одним из наименее исследованных пород относятся осадочные комплексы раннепалеозойского

возраста. На территории восточного Забайкалья в пределах Аргунского массива к раннепалеозойскому этапу развития отнесены осадочные породы нижнекембрийской быстринской свиты и условно ниже-среднекембрийской ерниченской толщи аргунской серии. В составе быстринской свиты преобладают известняки и доломиты, в виде прослоев отмечаются терригенные отложения. Для пород стратона характерна фациальная изменчивость и слабая обнаженность. Возраст свиты принят на основе определения органических остатков, выявленных в её средней части. Однако многие вопросы, касающиеся времени и условий накопления терригенной части свиты, дискуссионны. В этой связи нами были проведены геологические, минералого-геохимические, изотопно-геохимические (Sm-Nd) исследования алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты, а также U-Pb датирование зерен детритового циркона из них, направленные на уточнение нижней возрастной границы их накопления, выявление основных источников сноса кластического материала и реконструкцию палеогеодинамической обстановки формирования.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Осадочные породы быстринской свиты прослеживаются от бассейна рек Борзя и Урулюнгуй на северо-восток до левых притоков р. Аргунь. Впервые отложения свиты описаны Г.И. Князевым в 1962 г. Относительно крупные выходы отмечаются в долине р. Уров и в районе с. Георгиевка. Согласно [3], свита разделена на три подсвиты. Нижняя подсвита мощностью 1500 м сложена светло-серыми и белыми доломитами с массивной, реже пятнистой и крустификационной текстурой. В нижней части подсвиты отмечаются прослои кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и мергелей, а в верхней части подсвиты установлен горизонт интракласта с остатками микрофитолитов *Nubecularites catagraphus* Reitl., *Vermiculites irregularis* Reitl., *Volvatella vadosa* Z. Zhur. и др. [2].

Наиболее полный разрез средней подсвиты общей мощностью 690 м прослеживается в разрезе у с. Георгиевка, где установлено ее согласное залегание на отложениях нижней подсвиты быстринской свиты. В основании средней подсвиты быстринской свиты отмечаются известняки и фитолиновые доломиты с постройками строматолитов в опрокинутом залегании. Фитолиновый комплекс содержит вендские микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. immensis* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* Reitl., кембрийские строматолиты *Glebulella cembrica* Dol., *Collumnaefacta usatica* Sheng., микро-

фитолины *Nubecularites catagraphus* Reitl., *N. alicarius* Yak., *Osagia senta* Z. Zhur. и водоросли *Renalcis textularites* Titor [2]. В средней части подсвиты присутствуют лилово-серые, дымчато-серые и сиреневато-серые доломиты с прослоями известняков, содержащие комплекс археоциат *Compositocyathys chuludensis* (Jazm.), *Tennericyathus burjaticus* (Jazm.), *Denaecyathys biporosus* Zhur., *Morenicyathus macarichus* (Osad.) и микрофитолины *Nubecularites parvus* Z. Zhur., *N. punctatus* Reitl., *Glomus* sp., которые сменяются известняками с тонкими прослоями карбонатных песчаников и кремнисто-глинистых сланцев. Последние содержат трилобиты позднеатабанского возраста: *Sajanaspis modesta* Rep., *S. crassa* Rep., *Argunaspis argunica* Rep., *Hebediscus attleborensis* (Shaler et Foerste), *Chondragraulos* sp. В песчаниках и кремнистых алевролитах выявлены кембрийские моллюски *Pelagiella lorenzi* Kob., *Pojetaia runnegari* Jell., *Mollopegma krasnovae* H. Zheg., *Yochelcionella crassa* H. Zheg., трубчатая зоопроблематика *Hyolites* ex gr. *insolitus* N. Grid., *Cambrotubulus* sp., *Mongolitubulus squamifer* Miss., *Mongolitubulus* sp., брахиоподы *Bicia sofia* Ushat., *Magnicanalis georgievskensis* Ushat. и остракоды *Bradoria sajutinae* Meln., *Sunella harva* Meln., *Indonia uslonensis* Meln. В верхней части подсвиты наблюдаются темно-серые до черных известняки и доломиты с трилобитами *Redlichia vologdini* Lerm., *Redlichia knjazevi* Rep., *Inoyina quadratica* Polet., *Proerbia quadratica* Pokr., *Rondocephalus mirandus* Pokr. и археоциатами? *Baikalocyathus* sp., *Tumulifungia* sp., *Carinaecyathidae* gen. indet., *Eris-macoscinus* sp. [2].

В бассейне р. Газимур в составе средней подсвиты быстринской свиты отмечено присутствие трилобитов *Sajanaspis modesta* Rep., *Argunaspis argunica* Rep., *Hebediscus minutes* Rep., *Redlichia* sp. и археоциат *Archaeolyntus sibiricus* (Toll), *A. nalivkini* (Vol.), *Tumulyntus osiptchuki* Jazm., *Nochoroicyathus pachomovi* Bel., *Tumuloicyathus pustulatus* Vol., *Syringocnema* sp., типичных для атабанского и ботомского ярусов [2].

Согласно залегают на отложениях средней подсвиты образования верхней подсвиты быстринской свиты. Последняя представлена белыми, реже дымчатыми доломитами, сменяющимися в верхней части серыми тонкослоистыми известняками общей мощностью 620 м [2]. Также в составе подсвиты отмечаются прослои терригенных пород [10]. В известняках обнаружены опрокинутые постройками строматолитов *Collumnaefacta usatica* Schenf., *Glebulella cembrica* Dol., микрофитолины *Osagia columnata* var. *baicalica* Yak., *O. columnata* var. *ovsianica* Yak., *O. aff. grandis* Z. Zhur., *O. delicate* Yak., *Vesicularites lobatus* Reitl., *Nubecularites punctatus* Reitl. и водоросли *Renalcis* sp. [2].

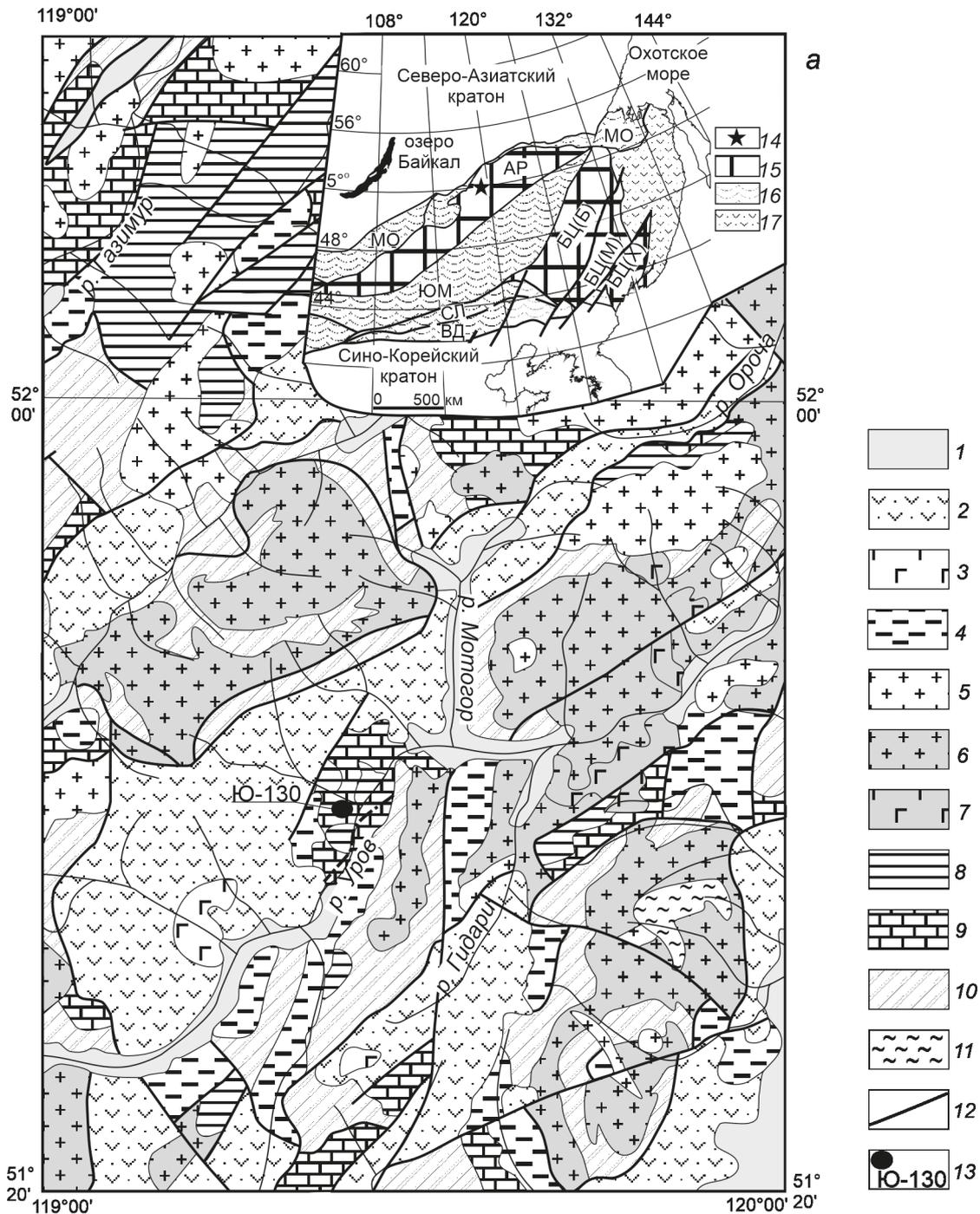


Рис. 1. Положение исследуемого объекта в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (врезка по [4]) и геологическая схема северо-западной части Аргунского континентального массива (по [3], с изменениями авторов) (а) и фотография обнажения осадочных пород верхней подсвиты быстринской свиты в бассейне р. Уров (б).

а: 1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – нижнемеловые осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 3 – раннемеловые вулканические породы; 4 – юрские осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 5 – мезозойские гранитоиды; 6 – пермские и пермско-раннетриасовые граниты, гранодиориты, монцодиориты и граносиениты; 7 – раннепермские габбро, габбродиориты и диориты; 8, 9 – нижнепалеозойские осадочные породы аргунской серии: 8 – ерниченской толщи, 9 – быстринской свиты; 10 – условно венские метасадочные породы белётуйской свиты быркинской серии; 11 – раннепротерозойские метаморфические образования; 12 – разломы; 13 – место отбора образца для U-Pb датирования зерен детритового циркона и его номера;

б: места отбора образцов для минералого-геохимических, изотопно-геохимических (Sm-Nd) и изотопных (U-Pb) исследований и их номера.



На врезке: 14 – положение объекта исследований; 15 – континентальные массивы: АР – Аргунский, БЦ – Буряя-Цзямусинский, в том числе террейны: Бурейнский (БЦ(Б)), Малохинганский (БЦ(М)), Ханкайский (БЦ(Х)); 16 – палеозойские–раннемезозойские складчатые пояса (ЮМ – Южно-Монгольско-Хинганский, МО – Монголо-Охотский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмиао); 17 – позднерюско-раннемеловые орогенные пояса.

Соотношение пачек внутри свиты дискуссионно, т.к. контакты между ними часто тектонические. В коренных обнажениях взаимоотношения с нижележащей вендской белётуйской свитой не наблюдаются. Контакты с перекрывающей ернической толщей тектонические. Однозначно датированы слои со скелетной фауной средней подсвиты быстринской свиты концом атдабанского–началом ботомского веков [2]. По решению Межведомственного стратиграфического комитета свита в целом отвечает томмотскому–ботомскому векам [3]. В публикации приведены результаты исследований терригенных отложений (алевролитов) верхней подсвиты быстринской свиты. Образцы пород были отобраны в обнажении высотой 1–2 м при протяженности ~15 м через 2–3 м в бассейне р. Уров (51°39'30.5" с.ш., 119°25'05.2" в.д.) (рис. 1, а, б). Кроме алевролитов в обнажении встречаются прослой известняков и доломитов.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания породообразующих элементов в породах определены рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО

РАН (г. Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Концентрации микроэлементов определены методом ICP-MS на квадрупольном ICP масс-спектрометре NexION 300D в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования пород проведены в ЦКП Изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Около 100 мг истертого образца разлагалось в смеси кислот HF, HNO₃ и HClO₄. Перед разложением к образцу добавлялся смешанный изотопный ¹⁴⁹Sm–¹⁵⁰Nd трассер. Сумма редкоземельных элементов выделялась с использованием ионообменной смолы BioRad AGW50-X8 (200–400 меш) по традиционным методикам [26, 29, 31]. Чистые фракции Sm и Nd выделялись из суммы редких земель при помощи ионообменной смолы LN-Spec (100–150 меш) согласно [36].

Измерения изотопного состава Sm и Nd проводились на 9-коллекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой MC-ICP-MS Neptune Plus в статическом режиме. В течение проведения измерений бланк составил 0.1–0.2 нг для Sm и 0.2–0.5 нг для Nd. Погрешности определения отношений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составили не более 0.003 % и 0.4 %, соответственно. Полученные данные были нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Результаты измерений международного изотопного стандарта JNdi-1 ($n = 40$) составили $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512107 \pm 4$ при рекомендованном значении $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115 \pm 7$ [33]. Для изотопного состава Nd и концентраций Nd и Sm в международных породных стандартах получены следующие значения: 1) BCR-2 ($n = 28$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630 \pm 14$; Nd = 28.8 ± 0.1 мкг/г; Sm = 6.52 ± 0.03 мкг/г; 2) AGV-2 ($n = 8$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512769 \pm 16$; Nd = 30.3 ± 0.1 мкг/г; Sm = 5.42 ± 0.03 мкг/г.

При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [23] и деплетированной мантии (DM) по [19].

Выделение детритовых цирконов произведено в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Непосредственно U–Pb датирование детритовых цирконов выполнено в ЦКП «Геоспектр» Геологического института им. Н.Л. Дубрецова СО РАН (г. Улан-Удэ) на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Element XR (Termo Scientific), оснащенный устройством лазерной абляции UP-213 (New Wave Research). Детально описание аналитических процедур приведено в публикации [9]. Диаметр лазерного пучка составлял 30 мкм при плотности потока энергии ~ 4.5 Дж/см². Масс-спектрометром измеряли сигналы следующих изотопов: в режиме счета «Counting» – ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb ; в аналоговом режиме – ^{232}Th , ^{238}U . Сигнал ^{235}U рассчитывали из сигнала ^{238}U , основываясь на постоянстве современного значения их отношения ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$). Съемку осуществляли в скоростном режиме электростатического сканирования (E-scan). В течение одного измерения проводили 800 сканирований. В качестве внешнего стандарта измеряли эталонные цирконы 91500 (1065 млн лет [34]), в качестве контрольного образца – эталоны Plešovice (337 млн лет [32]) и GJ-1 (608 млн лет [22]).

Обработку первичных сигналов и расчет изотопных отношений проводили с помощью программы Glitter [20], конвертацию в excel-формат и расчет значений концентраций U, Th и U/Th – с помощью программы Gtail (автор М.Д. Буянтуев, ГИН СО РАН), построение графиков – с помощью excel-макроса Isoplot [25]. Поправку на нерадиоогенный свинец не проводили. Относительные погрешности измерения изотопных отношений в контрольных образцах варьировали в пределах: 1.0–3.7 % для $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 0.7–1.3 % для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. При этом значения средневзвешенных конкордантных возрастов цирко-

нов Plešovice и GJ-1, определенных LA-ICP-MS методом (по 12 измерений каждого контрольного эталона), составили 338 ± 2 и 598 ± 4 млн лет, соответственно. Для стандартов GJ-1 и Plešovice средневзвешенные значения возраста по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ составляют 643 ± 30 , 606 ± 3 , 598 ± 2.5 млн лет и 350 ± 40 , 338 ± 2 , 350 ± 18 млн лет, соответственно. Для анализа выбирали зерна циркона без микротрещин и включений.

Для построения кривой относительной вероятности возраста зерен детритового циркона использовали конкордантные оценки возрастов. Пики для кривой относительной вероятности возрастов зерен циркона рассчитаны с помощью программы AgePick [17].

РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Алевролиты верхней подсвиты быстринской свиты темно-серого цвета с алевритовой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал алевролитов характеризуется слабой степенью окатанности и представлен кварцем, глинистыми минералами, реже встречаются полевые шпаты. В виде единичных обломков наблюдаются карбонатные и вулканические породы, а также слюдястые и слюдисто-кварцевые сланцы. В алевролитах отмечается значительное (до 25 %) количество углеродистого вещества. Цемент базальный серицит-кварцевый состава. Среди акцессорных минералов выявлены циркон, гранат, рудные минералы и гидроксиды железа.

По содержанию основных породообразующих компонентов, лежащих в основе диаграммы $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [21], алевролиты верхней подсвиты быстринской свиты соответствуют сланцам (рис. 2, а). На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [5] алевролиты по составу близки осадочным породам аркозового состава (рис. 2, б). На классификационной диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) - \text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [1] алевролиты соответствуют полимиктовым отложениям (рис. 2, в).

В алевролитах подсвиты содержания редкоземельных элементов варьируют от 152 до 184 мкг/г при умеренно дифференцированных спектрах лантаноидов ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 5.05\text{--}6.02$) и четко проявленной отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.56\text{--}0.60$) (рис. 3, а, табл. 1).

При нормировании на верхнюю континентальную кору в изученных алевролитах отмечаются сходные с коровыми содержания большинства элементов-примесей при незначительном обогащении Co (9–24 мкг/г), V

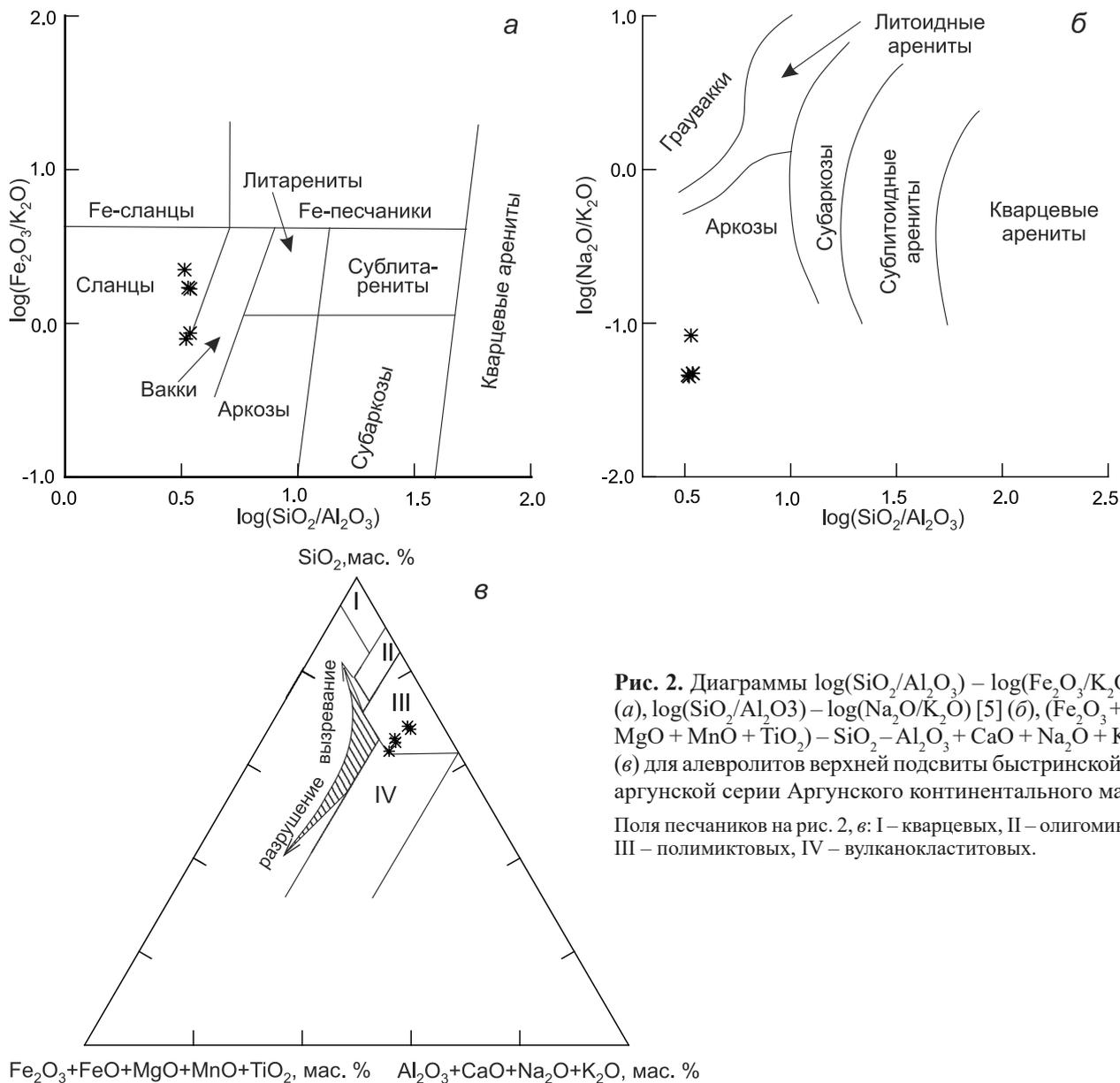


Рис. 2. Диаграммы $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [21] (а), $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [5] (б), $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [1] (в) для алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты аргунской серии Аргунского континентального массива. Поля песчаников на рис. 2, в: I – кварцевых, II – олигомиктовых, III – полимиктовых, IV – вулканокластитовых.

(145–151 мкг/г), Ni (51–68 мкг/г) и Cr (120–135 мкг/г) (рис. 3, б, табл. 1). Подобные содержания Co (20 мкг/г) и V (140 мкг/г) характерны для палеозойских андезитов, а концентрации Ni (70 мкг/г) и Cr (147 мкг/г) типичны для палеозойских базальтов [13].

Для реконструкции источников сноса одним из эффективных методов является анализ соотношений микроэлементов, содержания которых существенно не изменяются при выветривании, переносе, седиментации и диагенезе, вследствие чего они несут в себе информацию о составе исходных (материнских) пород. В алевролитах верхней подсвиты быстринской свиты значения соотношений Zr/Sc и Th/Sc составляют 10.00–14.14 и 0.72–0.83, соответственно, что характерно, согласно [28], для петрогенных осадочных

пород (first cycle rocks) (рис. 4, а). Такие породы по составу наиболее близки к исходным магматическим породам и сформировались в результате одного цикла, начиная с процесса выветривания до непосредственно седиментации.

На преимущественно кислый состав исходных пород указывает положение точек состава исследуемых алевролитов на диаграмме La/Sc – Th/Co [14] (рис. 4, б). Положение фигуративных точек состава алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты на диаграммах Rb – K [16] и Th – La – Sc [14] свидетельствует о присутствии в области сноса образований кислого и среднего состава (рис. 4, в, г). Для реконструкции источников сноса подсвиты было проведено сравнение геохимического состава алевроли-

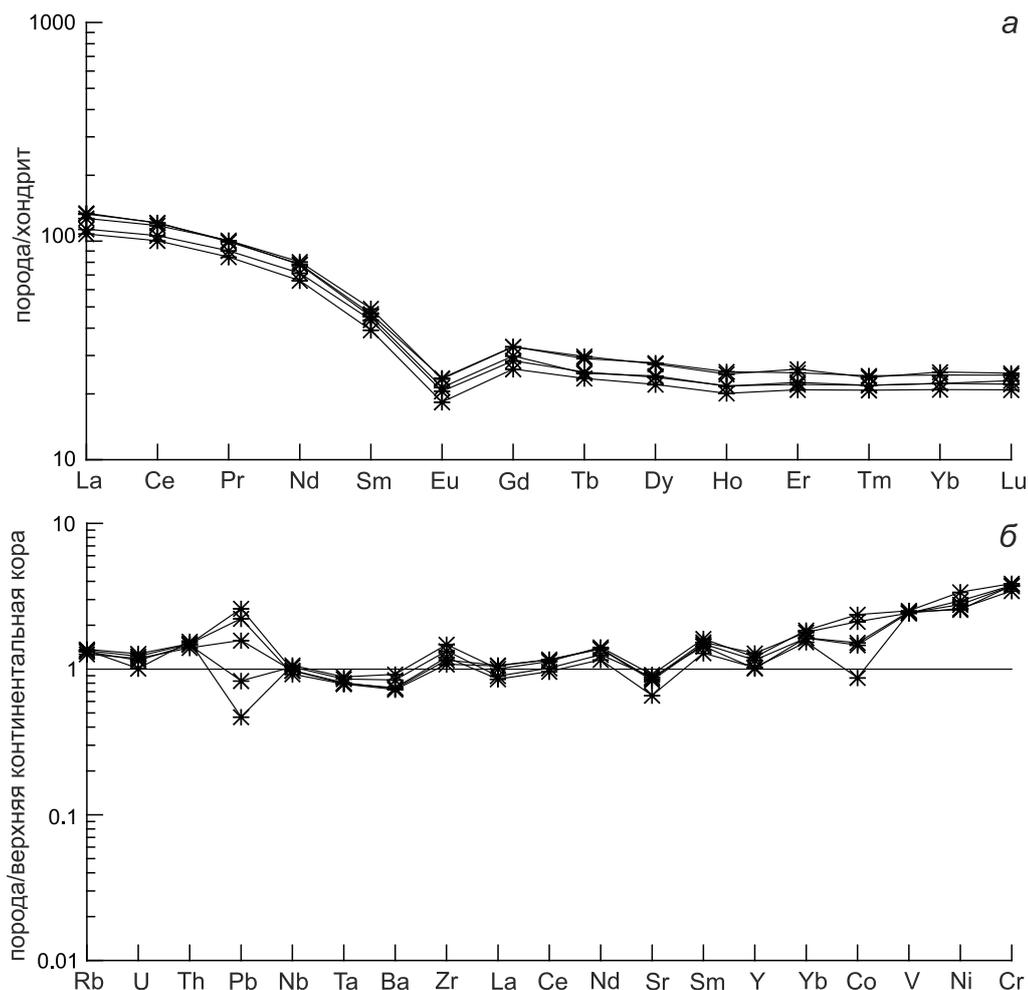


Рис. 3. График распределения лантаноидов (а) и спайдер-диаграмма (б) для алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты аргунской серии Аргунского континентального массива.

Состав хондрита по [27]. Состав верхней континентальной коры по [8].

тов с составом «эталонных», а именно, фанерозойских гранитов, палеозойских андезитов и базальтов, предложенных [13]. Изученные алевролиты по значениям соотношений Th/Sc (0.72–0.83), La/Sc (1.24–1.57), La/Co (1.27–2.93), Th/Cr (0.12–0.13), Cr/Zr (0.46–0.53) близки к среднему составу палеозойских андезитов (рис. 5, а–д), а по величине V/Ni (2.24–2.90) – к фанерозойским гранитам (рис. 5, е).

Алевролиты верхней подсвиты быстринской свиты характеризуются высокими содержаниями $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ (4.86–11.54 мас. %) и TiO_2 (0.99–1.13 мас. %) при повышенных величинах $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0.29–0.31). Подобные вариации породообразующих компонентов, согласно [11], типичны для осадочных пород, сформированных в бассейнах, сопряженных с континентальной, либо океанической островной дугой (рис. 6). В свою очередь, на диаграммах Co–Th–Zr/10, Sc–Th–Zr/10, Th–La–Sc

[12] фигуративные точки состава рассматриваемых алевролитов локализируются в поле пород континентальной островной дуги (рис. 7).

Алевролиты верхней подсвиты быстринской свиты характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -13.4 \dots -13.0$ и $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -7.7 \dots -6.9$ при палеопротерозойских значениях Nd-модельного возраста ($t_{\text{Nd(DM)}} = 1.8\text{--}1.6$ млрд лет) (рис. 8, табл. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Из алевролита верхней подсвиты быстринской свиты (обр. Ю-130) выделено 120 зерен детритового циркона. Для 48 из них получены конкордантные оценки возраста. Доминирующая часть зерен характеризуется неопротерозойским возрастом (967–772 млн лет) с пиками на кривой относительной вероятности возрастов зерен циркона 963, 885 и 787 млн лет

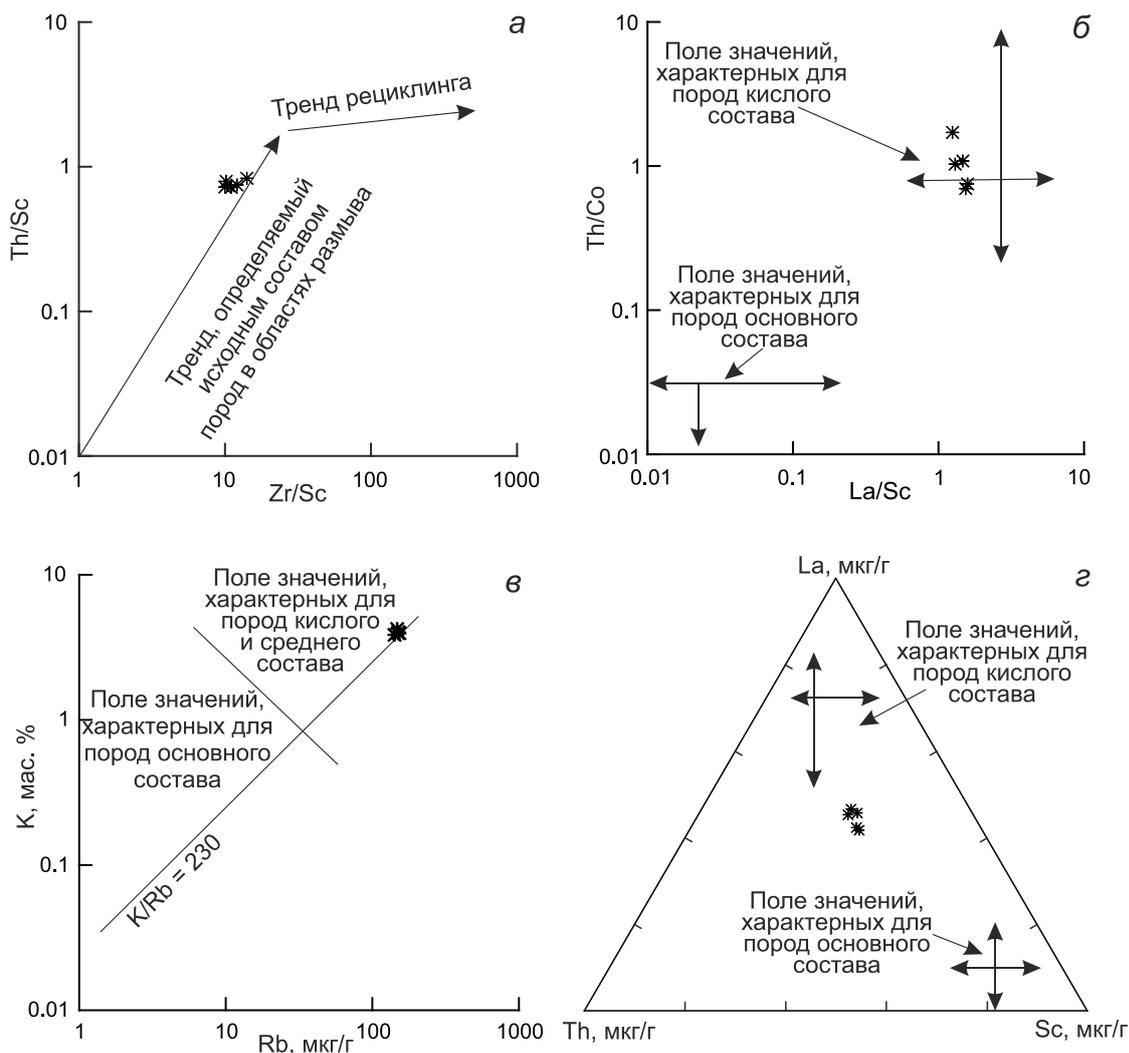


Рис. 4. Диаграммы (а) Zr/Sc–Th/Sc [28], (б) La/Sc–Th/Co [14], (в) Rb–K [16], (г) Th–La–Sc [14] для алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты аргунской серии Аргунского континентального массива.

(рис. 9, табл. 3). Кроме того, присутствуют два зерна циркона с конкордантными значениями возраста 1328 и 1388 млн лет. Для 15 зерен циркона получены палеопротерозойские оценки возраста (2396–1624 млн лет) с пиками на кривой относительной вероятности возрастов зерен циркона 1898, 1850 и 1733 млн лет. Наиболее молодые конкордантные зерна детритового циркона характеризуются эдиакарским возрастом (556 ± 9 и 566 ± 10 млн лет).

ОБСУЖДЕНИЕ

Прежде всего, рассмотрим результаты геохимических исследований. Аркозный состав алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты, а также особенности распределения микроэлементов свидетельствуют о том, что они являются породами первого цикла, накопление которых происходило за счет раз-

мыва пород преимущественно кислого состава при участии образований среднего и основного составов. По своим геохимическим особенностям исследуемые алевролиты близки осадочным породам, сформированным в обстановке континентальной или океанической островной дуги. Эти данные в совокупности со слабой степенью окатанности обломочного материала и присутствием в составе изученных алевролитов обломков вулканических пород позволяют нам предполагать, что накопление терригенных пород быстринской свиты происходило в период тектонической и магматической активности в регионе.

Согласно результатам Sm–Nd изотопно-геохимических исследований терригенные отложения верхней подсвиты быстринской свиты характеризуются оценками $t_{Nd(DM)} = 1.8–1.6$ млрд лет. Это свидетельствует о том, что основными поставщиками исходного мате-

Таблица 1. Содержания основных петрогенных компонентов и микроэлементов в алевролитах верхней подсвиты быстринской свиты Аргунского массива.

Образцы/ Компо- ненты	Ю-130	Ю-130-1	Ю-130-2	Ю-130-3	Ю-130-4
SiO ₂	65.12	64.21	61.75	58.28	62.00
TiO ₂	1.13	1.10	0.99	1.01	1.05
Al ₂ O ₃	18.92	19.40	18.27	17.87	17.96
Fe ₂ O ₃ *	4.22	4.06	8.20	10.74	7.83
MnO	0.05	0.01	0.02	0.03	0.01
MgO	0.83	0.80	0.74	0.80	0.76
CaO	0.01	0.02	0.11	0.05	0.01
Na ₂ O	0.23	0.23	0.40	0.22	0.22
K ₂ O	4.87	5.11	4.79	4.79	4.66
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.12	0.13	0.14
п.п.п.	4.14	4.17	4.72	5.24	4.58
Сумма	99.62	99.20	100.11	99.16	99.22
Rb	151	148	150	153	142
Sr	320	308	293	300	230
Ba	506	463	404	398	410
La	30.13	26.88	31.85	31.53	25.58
Ce	72.26	64.94	74.08	74.46	61.54
Pr	9.34	8.38	9.31	9.21	7.85
Nd	36.74	32.64	35.67	35.91	30.14
Sm	7.27	6.45	6.69	6.88	5.80
Eu	1.32	1.16	1.21	1.33	1.03
Gd	6.54	5.64	5.94	6.55	5.17
Tb	1.07	0.91	0.90	1.05	0.85
Dy	6.73	5.87	5.94	6.82	5.44
Ho	1.35	1.19	1.19	1.38	1.10
Er	4.15	3.54	3.61	4.00	3.34
Tm	0.59	0.54	0.54	0.60	0.51
Yb	4.05	3.60	3.59	3.93	3.37
Lu	0.61	0.54	0.57	0.60	0.51
Y	27	22	25	28	22
Th	16.53	15.67	15.90	15.98	14.97
U	2.83	3.21	3.42	3.56	3.31
Zr	280	253	219	205	229
Hf	8.32	8.20	7.51	7.18	7.68
Nb	27	26	24	23	24
Ta	1.94	1.88	1.77	1.74	1.75
Zn	130	88	112	92	66
Co	24	15	15	21	9
Ni	68	51	55	59	52
Sc	20	21	22	20	21
V	151	148	146	145	146
Cr	135	131	130	131	120
Pb	9	17	52	44	32

Примечание. Оксиды приведены в мас. %, микроэлементы – в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃.

риала послужили палеопротерозойские образования и/или более молодые изверженные породы, исходные расплавы которых сформировались за счет переработки континентальной коры палеопротерозойского возраста.

На диаграмме возраст – $\epsilon_{Nd(t)}$ линии эволюции Nd-изотопного состава алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты близки линиям Nd-состава осадочных пород быркинской и даурской серий (рис. 8, а). Кроме того, для них характерны подобные значения величины Nd-модельного возраста. Так в отложениях дырбылкейской свиты даурской серии значения $t_{Nd(DM)} = 1.8–1.6$ млрд лет, а в отложениях кличкинской и белётуйской свит быркинской серии – $t_{Nd(DM)} = 1.9–1.6$ млрд лет (рис. 8, б). Это позволяет предполагать, что при накоплении терригенных отложений быстринской свиты аргунской серии, а также осадочных пород быркинской и даурской серий Аргунского массива принимали участие единые источники сноса кластического материала.

Далее рассмотрим результаты U-Pb датирования зерен детритового циркона. Наиболее молодые цирконы (2 зерна), выявленные в алевролитах быстринской свиты, характеризуются эдиакарским возрастом. В связи с их присутствием достаточно условно можно сделать вывод о том, что нижняя возрастная граница накопления терригенной части верхней подсвиты быстринской свиты приходится на середину эдиакария. Данный вывод не противоречит принятому на геологических картах возрасту свиты [3, 10].

Согласно U-Pb изотопным исследованиям выявлено, что доминирующая часть детритовых цирконов в терригенных отложениях верхней подсвиты быстринской свиты имеет неопротерозойский возраст. Источниками неопротерозойских цирконов, по всей видимости, являлись массивы гранитов и гранодиоритов, выявленные на территории Китая в пределах Аргунского массива [35]. Кроме того, поставщиками неопротерозойских цирконов можно рассматривать неопротерозойские гранитогайсы массива Ухусишань (Wuhuxishan) Аргунского массива, которые характеризуются $t_{Nd(DM)} = 1.8–1.6$ млрд лет при $\epsilon_{Nd(0)} = -14.0...-8.7$ [24], а также тонийские гранодиориты и граниты комплекса Синхуадукоу (Xinghuadukou), Hf-модельный возраст цирконов в которых составляет $t_{Hf(DM)} = 1.8–1.0$ млрд лет [15].

Помимо неопротерозойских цирконов в алевролитах быстринской свиты присутствует значительное количество цирконов палеопротерозойского возраста, поставщиками которых, по-видимому, являются выявленные недавно палеопротерозойские массивы гранитогайсов комплекса Синхуадукоу (Xinghuadukou)

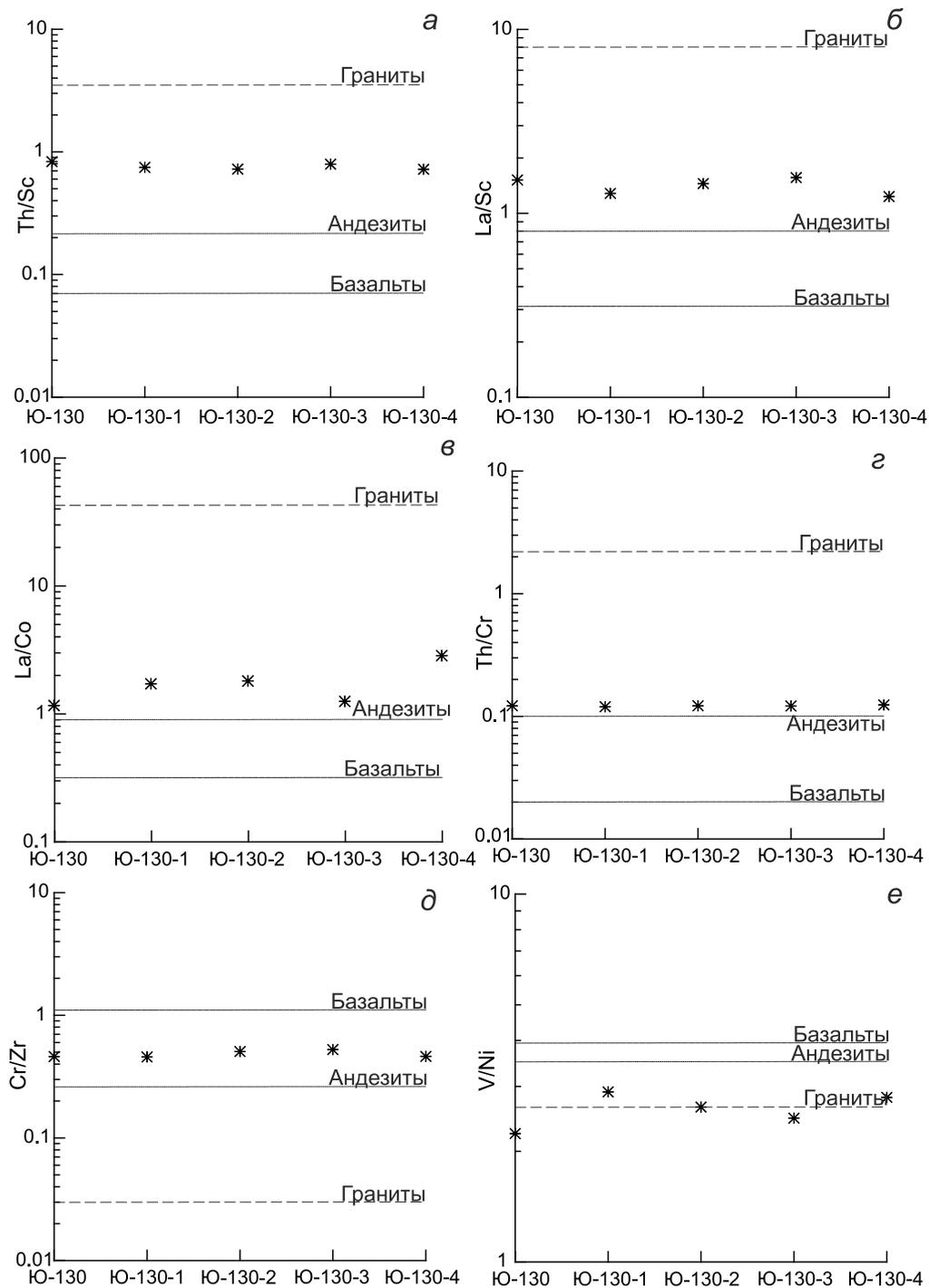


Рис. 5. Диаграммы вариаций отношений микроэлементов (а) Th/Sc, (б) La/Sc, (в) La/Co, (г) Th/Cr, (д) Cr/Zr, (е) V/Ni в алевролитах верхней подсвиты быстринской свиты аргунской серии Аргунского континентального массива и в геохимических «эталонах» (фанерозойских гранитах, палеозойских базальтах и андезитах по данным [13]).

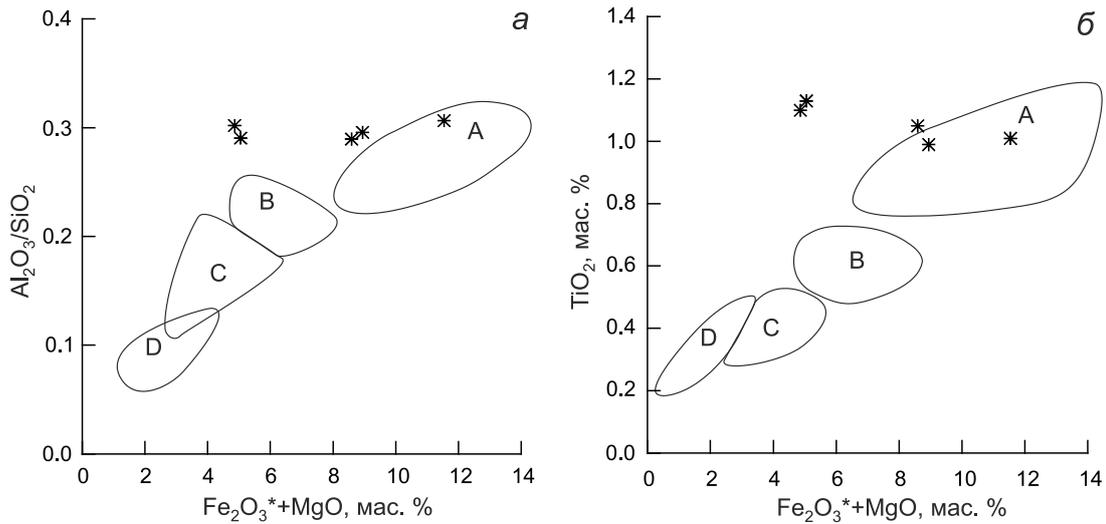


Рис. 6. Диаграммы (а) $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})\text{-Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, (б) $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})\text{-TiO}_2$ [11] для алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты аргунской серии Аргунского континентального массива.

Поля, характеризующие обстановки, в которых происходило накопление осадочных пород: А – океаническая островная дуга, В – континентальная островная дуга, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

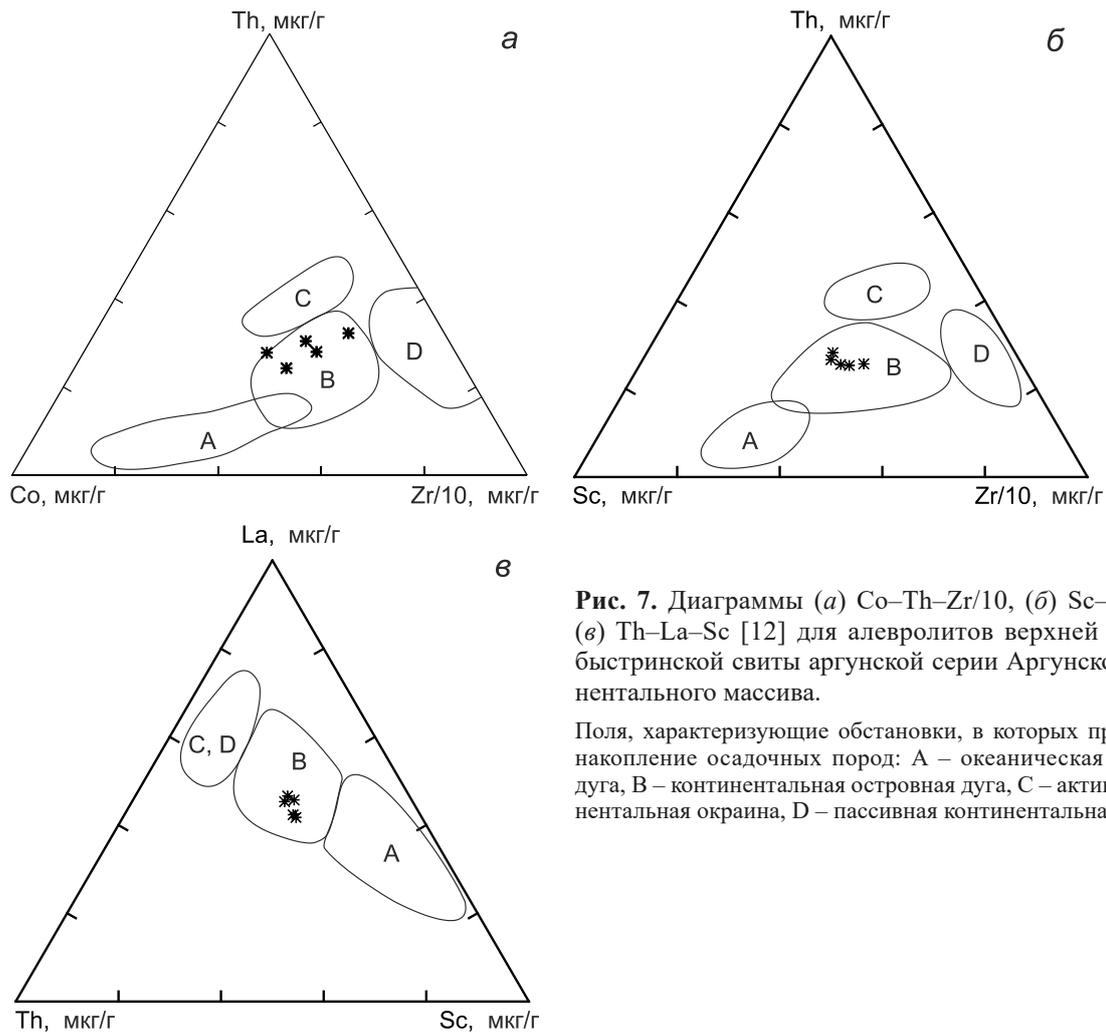


Рис. 7. Диаграммы (а) Co–Th–Zr/10, (б) Sc–Th–Zr/10, (в) Th–La–Sc [12] для алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты аргунской серии Аргунского континентального массива.

Поля, характеризующие обстановки, в которых происходило накопление осадочных пород: А – океаническая островная дуга, В – континентальная островная дуга, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

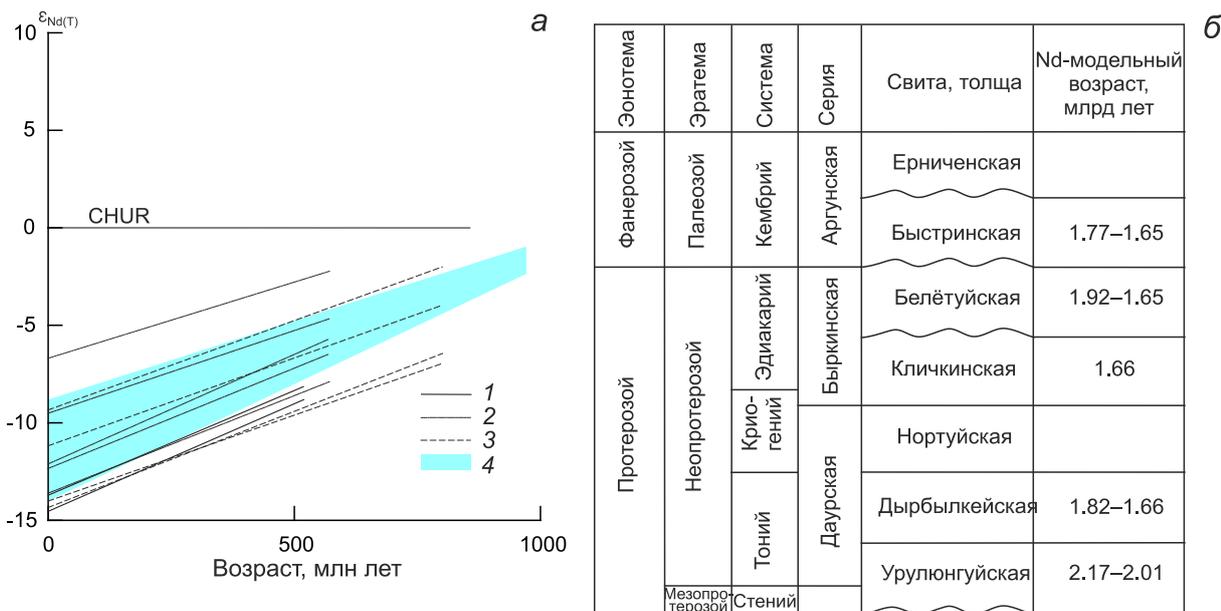


Рис. 8. Диаграмма (а) возраст – $\epsilon Nd(t)$ для алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты аргунской серии Аргунского континентального массива в сравнении с докембрийскими осадочными породами даурской и быркинской серий Аргунского массива, неопротерозойскими магматическими образованиями Аргунского массива и (б) стратиграфическая колонка со значениями Nd-модельного возраста ($t_{Nd(DM)}$) для нижнепалеозойских и докембрийских осадочных пород северо-западной части Аргунского массива.

Условные обозначения на рис. 8, а: 1–3 – линии Nd-изотопного состава осадочных пород Аргунского массива: 1 – быстринской свиты аргунской серии, 2 – быркинской серии [7], 3 – даурской серии [6]; 4 – поле Nd-изотопного состава неопротерозойских гранитогнейсов массива Ухусишань (Wuhuxishan) [24].

Таблица 2. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты Аргунского континентального массива.

№ образца	Порода	Nd, мкг/г	Sm, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	+/-2σ изм.	$\epsilon Nd(0)$	$\epsilon Nd(t)$	$t_{Nd(DM)}$, МЛН ЛЕТ
Ю-130	алевролит	36.74	7.27	0.11073	0.51195	7	-13.4	-7.7	1773
Ю-130-1	алевролит	32.64	6.45	0.10534	0.511973	24	-13.0	-6.9	1653

Примечание. Величины $\epsilon Nd(0)$ пород рассчитаны на возраст 525 млн лет.

Аргунского массива, в цирконах которых значения Hf-модельного возраста составляют 2.5–1.2 млрд лет [15]. Вопрос об источниках цирконов мезопротерозойского возраста остается открытым, так как в структуре Аргунского массива с помощью геохронологических методов исследований до сих пор не выявлены мезопротерозойские образования.

ВЫВОДЫ

Полученные в рамках данных исследований результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Нижняя возрастная граница накопления терригенных отложений верхней подсвиты быстринской свиты, согласно возрасту наиболее молодых

зерен детритового циркона, приходится на середину эдиакария.

2. Геохимические особенности алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты в совокупности со слабой окатанностью обломочного материала и наличием среди обломков вулканических пород свидетельствуют о накоплении их в обстановке, связанной с субдукционными процессами в период магматической и тектонической активности.

3. Микроэлементный состав алевролитов верхней подсвиты быстринской свиты позволяет предполагать, что они являются отложениями первого цикла, в накоплении которых принимали участие различные по кремнекислотности исходные породы.

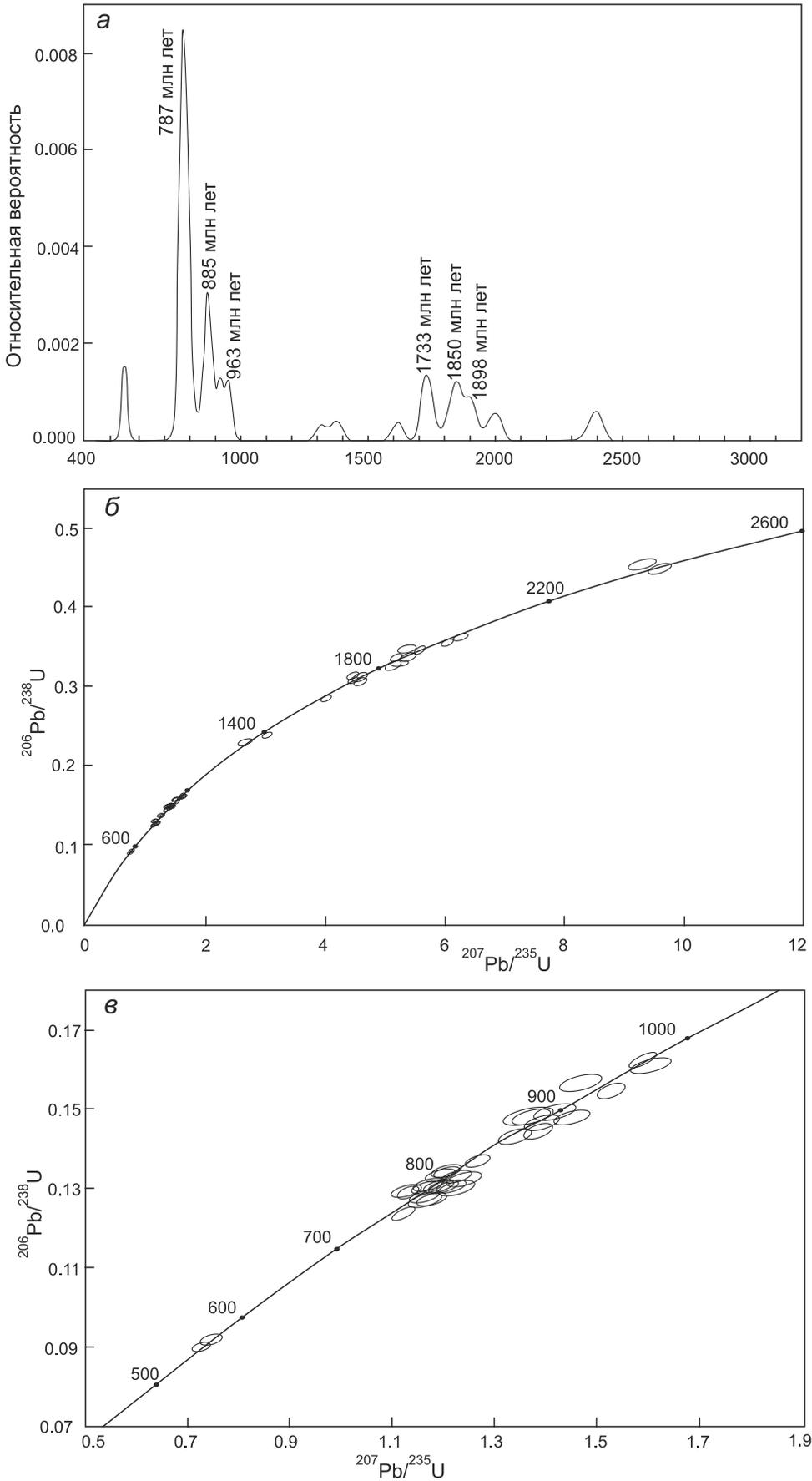


Рис. 9. Кривая относительной вероятности возрастов зерен детритового циркона (а) и диаграммы с конкордией для конкордантных протерозойских зерен циркона (б) и неопротерозойских зерен циркона (в) из алеврита верхней подсвиты быстринской свиты аргунской серии (обр. Ю-130) Аргунского континентального массива.

Таблица 3. U–Pb (LA-ICP-MS) данные для зерен детритового циркона из алевролита верхней подсвиты быстринской свиты (обр. Ю-130) аргунской серии Аргунского континентального массива.

Анализы	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/ Th	Изотопные отношения					Возраст, млн лет					D	**					
				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$			$\pm 1\sigma$	CA	$\pm 2\sigma$		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ю-130/001	211	244	1.2	8.9466	0.0014	5.1708	0.0541	0.3357	0.0026	0.74	1830	22	1848	9	1866	13	1847	18	2.0	**
Ю-130/003	236	423	1.8	14.8997	0.0009	1.2041	0.0145	0.1302	0.0010	0.65	843	29	802	7	789	6	793	11	-6.4	**
Ю-130/006	47	72	1.5	6.3263	0.0020	9.6170	0.1067	0.4414	0.0036	0.74	2436	22	2399	10	2357	16	Discordant		-3.3	
Ю-130/007	938	927	1.0	9.6718	0.0012	3.2871	0.0319	0.2307	0.0018	0.78	1687	22	1478	8	1338	9	Discordant		-	
Ю-130/008	136	456	3.4	13.9564	0.0010	1.5270	0.0176	0.1546	0.0012	0.67	978	27	941	7	927	7	933	13	-5.2	**
Ю-130/009	106	406	3.8	13.1773	0.0010	1.5680	0.0185	0.1499	0.0012	0.66	1094	27	958	7	900	7	Discordant		-	
Ю-130/010	329	568	1.7	14.0777	0.0009	1.5880	0.0176	0.1622	0.0012	0.70	960	26	966	7	969	7	967	13	0.9	**
Ю-130/011	136	139	1.0	8.6398	0.0016	5.1265	0.0599	0.3214	0.0026	0.70	1893	24	1840	10	1796	13	Discordant		-5.1	
Ю-130/012	85	392	4.6	9.3885	0.0013	3.7827	0.0396	0.2577	0.0020	0.74	1742	23	1589	8	1478	10	Discordant		-	
Ю-130/013	67	408	6.8	15.7037	0.0009	1.1307	0.0146	0.1288	0.0010	0.61	733	31	768	7	781	6	777	11	6.6	**
Ю-130/014	598	360	0.6	11.6734	0.0012	1.4388	0.0180	0.1219	0.0010	0.64	1332	28	905	8	741	6	Discordant		-	
Ю-130/015	317	285	0.9	8.5452	0.0015	5.5665	0.0581	0.3451	0.0027	0.75	1913	22	1911	9	1911	13	1911	18	-0.1	**
Ю-130/016	230	90	0.4	13.5886	0.0018	0.9509	0.0218	0.0938	0.0009	0.42	1032	49	679	11	578	5	Discordant		-	
Ю-130/017	100	302	3.0	14.7711	0.0010	1.1787	0.0160	0.1263	0.0010	0.59	861	32	791	8	767	6	Discordant		-	
Ю-130/019	328	250	0.8	6.2793	0.0020	8.8977	0.0907	0.4054	0.0032	0.76	2449	21	2328	9	2194	14	Discordant		-	
Ю-130/021	1268	598	0.5	10.5551	0.0019	3.2823	0.0341	0.2514	0.0019	0.74	1524	23	1477	8	1446	10	Discordant		-5.2	
Ю-130/022	156	115	0.7	8.0861	0.0018	6.0430	0.0750	0.3546	0.0030	0.68	2011	25	1982	11	1956	14	1979	22	-2.7	**
Ю-130/023	96	786	8.2	9.4966	0.0013	1.8915	0.0201	0.1303	0.0010	0.73	1721	23	1078	7	792	6	Discordant		-	
Ю-130/024	1023	1233	1.2	19.4609	0.0010	0.1463	0.0026	0.0207	0.0002	0.46	260	44	139	2	132	1	132	2	-	
Ю-130/025	6	14	2.4	1.4072	0.0121	29.5733	0.4867	0.3020	0.0044	0.89	4753	24	3473	16	1701	22	Discordant		-	
Ю-130/026	40	35	0.9	11.8865	0.0021	2.6601	0.0619	0.2294	0.0025	0.46	1297	47	1318	17	1332	13	1328	25	2.7	**
Ю-130/027	246	1132	4.6	9.1837	0.0013	4.3137	0.0439	0.2874	0.0022	0.76	1782	22	1696	8	1629	11	Discordant		-8.6	
Ю-130/028	839	1604	1.9	6.9225	0.0017	4.5535	0.0453	0.2287	0.0018	0.77	2283	21	1741	8	1328	9	Discordant		-	
Ю-130/029	505	1182	2.3	9.1921	0.0013	4.5789	0.0458	0.3054	0.0023	0.76	1780	22	1745	8	1718	12	Discordant		-3.5	
Ю-130/030	222	219	1.0	6.7056	0.0019	8.5225	0.0918	0.4147	0.0033	0.74	2337	22	2288	10	2236	15	Discordant		-4.3	
Ю-130/031	100	187	1.9	14.9087	0.0012	1.1737	0.0186	0.1270	0.0011	0.53	842	36	788	9	770	6	773	12	-8.5	**
Ю-130/032	945	877	0.9	6.9385	0.0018	6.80618	0.06910	0.3427	0.0026	0.76	2279	21	2086	9	1899	13	Discordant		-	

Таблица 3. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ю-130/033	143	236	1.6	13.3984	0.0014	1.3740	0.0233	0.1336	0.0012	0.52	1060	37	878	10	808	7	Discordant			
Ю-130/035	262	269	1.0	13.2775	0.0012	1.3892	0.0208	0.1338	0.0011	0.56	1078	33	884	9	810	6	Discordant			
Ю-130/036	135	234	1.7	9.4979	0.0014	4.4640	0.0522	0.3076	0.0025	0.69	1721	25	1724	10	1729	12	1725	19	0.5	**
Ю-130/037	135	420	3.1	17.0895	0.0010	0.7266	0.0109	0.0901	0.0007	0.55	551	36	555	6	556	4	556	9	1.0	**
Ю-130/038	249	216	0.9	14.0548	0.0012	1.4516	0.0212	0.1480	0.0012	0.57	963	33	911	9	890	7	894	13	-7.6	**
Ю-130/039	89	347	3.9	7.9758	0.0016	6.2580	0.0689	0.3622	0.0029	0.72	2035	23	2013	10	1992	14	2013	19	-2.1	**
Ю-130/042	304	737	2.4	11.0212	0.0012	1.6615	0.0194	0.1329	0.0010	0.68	1442	26	994	7	804	6	Discordant			
Ю-130/043	74	117	1.6	14.5002	0.0014	1.4179	0.0270	0.1492	0.0014	0.48	899	42	896	11	896	8	896	15	-0.3	**
Ю-130/044	235	489	2.1	11.4506	0.0012	2.3807	0.0283	0.1978	0.0016	0.67	1369	26	1237	8	1164	8	Discordant			
Ю-130/045	394	193	0.5	14.6277	0.0014	0.8428	0.0162	0.0894	0.0008	0.47	881	42	621	9	552	5	Discordant			
Ю-130/046	100	179	1.8	14.5229	0.0012	1.3902	0.0229	0.1465	0.0013	0.52	896	37	885	10	881	7	882	14	-1.6	**
Ю-130/047	375	659	1.8	14.8892	0.0010	1.2671	0.0159	0.1369	0.0011	0.64	844	29	831	7	827	6	828	12	-2.1	**
Ю-130/048	998	960	1.0	7.6702	0.0017	3.3798	0.0377	0.1881	0.0015	0.70	2104	23	1500	9	1111	8	Discordant			
Ю-130/050	66	37	0.6	1.7513	0.0092	25.1904	0.3640	0.3201	0.0037	0.79	4437	23	3316	14	1790	18	Discordant			
Ю-130/051	166	164	1.0	9.7699	0.0015	3.9982	0.0536	0.2834	0.0024	0.63	1669	28	1634	11	1609	12	1624	21	-3.6	**
Ю-130/052	92	143	1.6	13.7052	0.0015	1.2796	0.0241	0.1272	0.0012	0.48	1014	40	837	11	772	7	Discordant			
Ю-130/053	19	25	1.3	8.6939	0.0024	4.9978	0.0982	0.3153	0.0034	0.55	1882	37	1819	17	1767	17	Discordant		-6.1	
Ю-130/054	444	650	1.5	14.3767	0.0010	1.3844	0.0177	0.1444	0.0012	0.63	917	30	882	8	870	7	873	13	-5.2	**
Ю-130/056	343	578	1.7	15.2043	0.0010	1.1592	0.0156	0.1279	0.0010	0.60	801	31	782	7	776	6	777	12	-3.1	**
Ю-130/057	4	179	43.9	19.5872	0.0029	0.1402	0.0078	0.0199	0.0002	0.22	245	126	133	7	127	2	127	3		
Ю-130/058	147	570	3.9	10.7481	0.0013	2.8950	0.0349	0.2258	0.0018	0.66	1490	26	1381	9	1312	10	Discordant			
Ю-130/059	219	368	1.7	16.9681	0.0012	0.7452	0.0138	0.0918	0.0008	0.48	566	43	565	8	566	5	566	9	-0.1	**
Ю-130/061	156	172	1.1	15.0106	0.0013	1.1648	0.0215	0.1269	0.0011	0.49	827	41	784	10	770	6	772	13	-7.0	**
Ю-130/062	366	1049	2.9	14.9138	0.0010	1.1943	0.0152	0.1292	0.0010	0.63	841	30	798	7	784	6	787	11	-6.8	**
Ю-130/063	61123	1437	0.1	15.1468	0.0009	1.1235	0.0135	0.1235	0.0010	0.66	808	28	765	6	751	6	775	11	-7.2	**
Ю-130/064	202	191	1.0	11.2068	0.0016	1.7731	0.0286	0.1442	0.0013	0.55	1410	33	1036	10	868	7	Discordant			
Ю-130/065	32	7	0.2	1.9692	0.0265	6.1315	0.2805	0.0876	0.0032	0.79	4265	75	1995	40	541	19	Discordant			
Ю-130/066	35	31	0.9	2.7435	0.0080	8.9190	0.1771	0.1776	0.0024	0.69	3770	33	2330	18	1054	13	Discordant			
Ю-130/067	199	231	1.2	10.6285	0.0016	1.8689	0.0285	0.1441	0.0012	0.57	1511	31	1070	10	868	7	Discordant			
Ю-130/068	291	892	3.1	6.8614	0.0020	7.6703	0.0939	0.3819	0.0031	0.66	2298	24	2193	11	2085	14	Discordant		-9.3	
Ю-130/069	171	708	4.1	6.4294	0.0021	9.5915	0.1156	0.4475	0.0036	0.67	2409	23	2396	11	2384	16	2396	22	-1.0	**
Ю-130/070	56	108	1.9	11.0161	0.0021	1.1858	0.0260	0.0948	0.0010	0.46	1443	44	794	12	584	6	Discordant			

Таблица 3. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ю-130/072	74	174	2.4	14.6508	0.0015	1.2411	0.0252	0.1319	0.0012	0.46	878	44	819	11	799	7	801	14	-9.0	**
Ю-130/073	92	107	1.2	9.6830	0.0018	4.4511	0.0693	0.3127	0.0028	0.58	1685	31	1722	13	1754	14	1735	23	4.1	**
Ю-130/074	78	120	1.6	9.2070	0.0018	4.5798	0.0689	0.3060	0.0027	0.59	1778	30	1746	12	1721	13	1735	23	-3.2	**
Ю-130/075	4	20	5.3	11.9722	0.0031	1.8422	0.0676	0.1600	0.0022	0.37	1283	72	1061	24	957	12	Discordant		-	-
Ю-130/076	88	108	1.2	14.3480	0.0017	1.2425	0.0286	0.1294	0.0013	0.43	921	49	820	13	784	7	787	14	-	-
Ю-130/077	140	267	1.9	14.7308	0.0012	1.2240	0.0207	0.1308	0.0012	0.52	867	38	812	10	793	6	795	13	-8.5	-
Ю-130/078	87	111	1.3	8.6334	0.0022	5.2526	0.0913	0.3290	0.0032	0.56	1894	33	1861	15	1834	16	1848	27	-3.2	**
Ю-130/079	805	1844	2.3	9.0122	0.0016	1.4752	0.0194	0.0965	0.0008	0.62	1817	27	920	8	594	5	Discordant		-	-
Ю-130/080	526	596	1.1	15.3442	0.0011	1.2060	0.0180	0.1343	0.0011	0.56	781	34	803	8	812	6	810	12	3.9	**
Ю-130/081	118	333	2.8	18.7564	0.0013	0.2307	0.0053	0.0314	0.0003	0.40	344	54	211	4	199	2	199	4	-	-
Ю-130/082	132	216	1.6	15.0132	0.0013	1.2184	0.0225	0.1327	0.0012	0.49	827	41	809	10	803	7	804	13	-2.9	**
Ю-130/083	386	737	1.9	6.6335	0.0022	7.9088	0.1030	0.3807	0.0031	0.63	2356	25	2221	12	2079	15	Discordant		-	-
Ю-130/084	142	353	2.5	14.6976	0.0013	1.2411	0.0220	0.1324	0.0012	0.50	871	39	819	10	801	7	804	13	-8.0	**
Ю-130/085	40	373	9.3	15.3753	0.0012	1.1698	0.0197	0.1305	0.0011	0.52	777	38	787	9	791	6	790	13	1.8	**
Ю-130/086	138	237	1.7	14.8821	0.0014	1.3725	0.0266	0.1482	0.0014	0.48	845	42	877	11	891	8	889	15	5.4	**
Ю-130/087	240	442	1.8	14.7342	0.0012	1.3394	0.0209	0.1432	0.0012	0.55	866	35	863	9	863	7	863	13	-0.4	**
Ю-130/088	352	364	1.0	10.8232	0.0017	1.6841	0.0289	0.1323	0.0012	0.53	1477	35	1002	11	801	7	Discordant		-	-
Ю-130/089	200	130	0.6	16.4879	0.0015	0.7400	0.0178	0.0885	0.0009	0.41	628	54	562	10	545	5	548	10	-	-
Ю-130/090	216	214	1.0	6.8932	0.0023	7.0119	0.1002	0.3507	0.0030	0.60	2290	27	2113	13	1938	14	Discordant		-	-
Ю-130/091	130	397	3.0	13.8233	0.0012	1.6049	0.0255	0.1610	0.0014	0.55	997	35	972	10	962	8	965	15	-3.5	**
Ю-130/093	141	434	3.1	5.9059	0.0026	8.3438	0.1182	0.3576	0.0031	0.60	2552	26	2269	13	1971	14	Discordant		-	-
Ю-130/094	419	183	0.4	13.3149	0.0017	0.9497	0.0204	0.0918	0.0009	0.45	1073	45	678	11	566	5	Discordant		-	-
Ю-130/095	219	419	1.9	15.8389	0.0011	1.1272	0.0189	0.1295	0.0011	0.52	714	38	766	9	785	6	782	13	9.9	**
Ю-130/096	119	119	1.0	8.3736	0.0026	3.0095	0.0623	0.1828	0.0019	0.50	1949	39	1410	16	1082	10	Discordant		-	-
Ю-130/097	183	254	1.4	7.9876	0.0021	5.2050	0.0813	0.3017	0.0027	0.57	2033	30	1853	13	1700	13	Discordant		-	-
Ю-130/099	48	342	7.1	13.0188	0.0014	1.5456	0.0265	0.1460	0.0013	0.52	1118	36	949	11	878	7	Discordant		-	-
Ю-130/100	161	252	1.6	14.6979	0.0013	1.4686	0.0262	0.1566	0.0014	0.51	871	39	918	11	938	8	933	15	7.7	**
Ю-130/101	219	454	2.1	14.6292	0.0014	1.2241	0.0234	0.1299	0.0012	0.48	881	42	812	11	788	7	790	14	-	-
Ю-130/103	121	259	2.1	10.8468	0.0016	3.0201	0.0502	0.2377	0.0022	0.54	1473	34	1413	13	1375	11	1388	21	-6.7	**
Ю-130/104	65	109	1.7	9.3411	0.0021	4.5882	0.0848	0.3110	0.0030	0.53	1751	36	1747	15	1746	15	1746	27	-0.3	**
Ю-130/105	145	224	1.6	6.7052	0.0025	8.5072	0.1317	0.4139	0.0037	0.58	2337	28	2287	14	2233	17	Discordant		-4.5	-
Ю-130/106	60	147	2.5	14.9539	0.0015	1.3638	0.0288	0.1480	0.0014	0.46	836	46	874	12	890	8	887	16	6.5	**

Таблица 3. (Окончание).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ю-130/107	16	26	1.6	1.5077	0.0226	28.8581	1.0996	0.3157	0.0107	0.89	4654	48	3449	37	1769	52	Discordant	-	-	-
Ю-130/108	167	313	1.9	15.3113	0.0013	1.1698	0.0217	0.1300	0.0012	0.49	786	41	786	10	788	7	787	13	0.2	**
Ю-130/109	119	168	1.4	8.6186	0.0021	5.3704	0.0887	0.3358	0.0031	0.55	1897	32	1880	14	1867	15	1874	26	-1.6	**
Ю-130/110	189	481	2.6	14.2519	0.0013	1.2235	0.0212	0.1265	0.0011	0.52	935	38	811	10	768	6	Discordant	-	-	-
Ю-130/111	254	483	1.9	14.6281	0.0014	1.2284	0.0231	0.1304	0.0012	0.49	881	41	814	11	790	7	793	14	-	-
Ю-130/112	151	204	1.4	1.9013	0.0095	21.2766	0.3564	0.2935	0.0030	0.62	4317	26	3151	16	1659	15	Discordant	-	-	-
Ю-130/113	42	322	7.7	14.9353	0.0014	1.2017	0.0246	0.1302	0.0012	0.47	838	44	801	11	789	7	791	14	-5.8	**
Ю-130/114	245	47	0.2	2.8876	0.0108	1.9521	0.0542	0.0409	0.0007	0.61	3692	47	1099	19	258	4	Discordant	-	-	-
Ю-130/115	99	155	1.6	8.7795	0.0021	5.1151	0.0886	0.3258	0.0030	0.54	1864	33	1839	15	1818	15	1828	26	-2.5	**
Ю-130/116	172	249	1.4	6.7287	0.0027	9.3003	0.1586	0.4541	0.0043	0.56	2332	31	2368	16	2413	19	2380	30	3.5	**
Ю-130/117	100	193	1.9	8.9217	0.0021	5.3578	0.0949	0.3468	0.0033	0.53	1835	34	1878	15	1920	16	1896	27	4.6	**
Ю-130/118	459	453	1.0	13.9173	0.0014	1.3991	0.0252	0.1413	0.0013	0.51	984	38	889	11	852	7	Discordant	-	-	-
Ю-130/119	208	487	2.3	15.3394	0.0012	1.1988	0.0216	0.1334	0.0012	0.51	782	40	800	10	807	7	806	14	3.2	**
Ю-130/120	66	334	5.0	14.1744	0.0016	1.2876	0.0276	0.1324	0.0013	0.46	946	46	840	12	802	7	Discordant	-	-	-

4. Основными поставщиками материнского материала для терригенных отложений быстринской свиты, согласно U-Pb датированию зерен детритового циркона и Sm-Nd изотопно-геохимическим исследованиям, являлись нео- и палеопротерозойские магматические породы Аргунского массива, образование которых связано с переработкой палеопротерозойской континентальной коры.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников ЦКП «Амурский центр минералого-геохимических исследований» ИГиП ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, В.И. Рождествину, А.С. Сегренёва, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (О.В. Зарубину, Н.В. Брянского, Т.Н. Галкину), а также персонал ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) за проведение аналитических исследований.

Исследования выполнены в рамках фундаментальных исследований ИГиП ДВО РАН (№ 122041800127-8 «Геодинамические обстановки, основные этапы тектонической эволюции и металлогения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералогетрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезн. ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.
2. Куриленко А.В., Котляр Г.В., Кульков Н.П., Раитина Н.И., Ядришская Н.Г., Старухина Л.П., Маркович Е.М., Окунева Т.М., Дольник Т.А., Попеко Л.И., Беляева Г.В., Бяков А.С., Башурова Н.Ф., Тимохин А.В., Коровников И.В., Могучева Н.К., Изох Н.Г., Анисимова С.А., Клец Т.В., Иванова Р.М., Стукалина Г.А. Атлас фауны и флоры палеозоя-мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2002. 714 с.
3. Озерский А.Ф., Винниченко Е.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Приаргунская. Лист М-50-VI (Бол. Зерентуй). М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015.
4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофе-

Примечание к таблице 3. Rho – коэффициент корреляции между ошибками отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$: $\text{Rho} = (\sigma(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})) / (\sigma(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}))$, где σ – относительная ошибка того или иного отношения [18, 30]; CA – конкордантный возраст [25], D – дискордантность, вычислялась как $D = (\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / \text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}) \cdot 100) - 100$ %. ** – для построения кривой относительной вероятности цирконов и вычисления её пиков использовались только те значения возрастов, которые характеризуются конкордантным возрастом (CA) при этом в них значения показателя дискордантности составляли не более 10 %, а ошибка значений отношения возрастов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ не более 3 %.

- ев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
5. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р.М. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
 6. Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Смирнов Ю.В., Дриль С.И. Источники кластического материала и условия накопления осадочных пород даурской серии Аргунского континентального массива // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 1. С. 13–31.
 7. Смирнова Ю.Н., Дриль С.И. Геохимия вендских (?) метасадочных пород быркинской серии Аргунского супертеррейна // Геохимия. 2022. Т. 67, № 5. С. 445–462.
 8. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 9. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃–MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставления с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.
 10. Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раитина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50 (Борзя). Третье поколение / Под ред. В.В. Старченко СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
 11. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, N 6. P. 611–627.
 12. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Miner. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
 13. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104, Is. 1–4. P. 1–37.
 14. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191, Is. 4. P. 305–327.
 15. Feng Z., Zhang Q., Liu Y., Li L., Jiang L., Zhou J., Li W., Ma Y. Reconstruction of Rodinia supercontinent: evidence from the Erguna Block (NE China) and adjacent units in the eastern Central Asian orogenic Belt // Precambrian Res. 2022. V. 368, 106467.
 16. Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144, Is. 4. P. 531–542.
 17. Gehrels G.E. AgePick, Available online: <https://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home/>. 2007.
 18. Gerdes A., Zeh A. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-) ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 249, Is. 1–2. P. 47–61.
 19. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87, Is. 3. P. 249–265.
 20. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Glitter: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser Ablation–ICP-MS in the Earth Sciences. Current practices and outstanding issues. Ed. Sylvester P. Mineralogical Assoc. Canada Short Course Ser. 2008. V. 40. P. 308–314.
 21. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58, Is. 5. P. 820–829.
 22. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., 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, Is. 1–2. P. 47–69.
 23. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67, Is. 2. P. 137–150.
 24. Liu H., Li Y., Wan Z., Lai Ch.-K. Early Neoproterozoic tectonic evolution of the Erguna Terrane (NE China) and its paleogeographic location in Rodinia supercontinent: insights from magmatic and sedimentary record // Gondwana Res. 2020. V. 88. P. 185–200.
 25. Ludwig K.R. Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. N 4. P. 1–77.
 26. Makishima A., Nagender B., Nakamura E. New sequential separation procedure for Sr, Nd and Pb isotope ratio measurement in geological material using MC-ICP-MS and TIMS // Geochemical J. 2008. V. 42, Is. 3. P. 237–246.
 27. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
 28. McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. V. 284. P. 21–40.
 29. Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F. Concomitant separation of strontium and samarium–neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography // Anal. Chim. Acta. 1994. V. 298, Is. 2. P. 209–217.
 30. Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V. A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool 'Dezirteer' along with the suggested universal workflow // Chem. Geol. 2021. V. 583, 120437.
 31. Richard P., Shimizu N., Allègre C.J. ¹⁴³Nd/¹⁴⁶Nd A Natural Tracer: An Application to Oceanic Basalts // Earth Plan Sci Lett. 1976. V. 31, Is. 2. P. 269–278.
 32. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249, Is. 1–2. P. 1–35.
 33. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // Chem. Geol. 2000. V. 168, Is. 3–4. P. 279–281.
 34. Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newslett. 1995. V. 19, Is. 1. P. 1–23.
 35. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41, Is. 1. P. 1–30.

36. Yang Y.H., Chu Z.Y., Wu F.Y., Xia L.W., Yang J.H. Precise and accurate determination of Sm, Nd concentrations and Nd isotopic compositions in geological samples by MC-ICP-MS // J. Anal. At. Spectrom. 2011. V. 26. P. 1237–1244.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным
после доработки 11.05.2023 г.
принята к печати 23.11.2023 г.

Yu.N. Smirnova, A.V. Kurilenko, V.B. Khubanov, S.I. Dril'

Sources of terrigenous sediments of the Lower Cambrian Bystraya Formation of the Argun massif and paleogeodynamic settings of their accumulation

The article presents the results of mineralogical, geochemical, isotopic, and geochemical (Sm-Nd) studies on siltstones from the upper Bystraya subformation of the Argun continental massif, as well as U-Pb dating of detrital zircon grains from them. The main goal of the research was to identify the main sources of clastic material, reconstruct the paleogeodynamic environment of accumulation, and constrain the lower age limit for the formation of terrigenous rocks of the upper Bystraya subformation. The mineralogical composition of the studied rocks indicates their accumulation in an environment associated with subduction processes. The trace element composition of siltstones from the subformation suggests the presence of rocks of mixed composition in the source area in terms of their silica content. Based on Sm-Nd isotopic and geochemical data, it was established that the main sources of clastic material for siltstones of the stratigraphic unit were Paleoproterozoic rocks and (or) younger rocks whose formation is associated with the reworking of the Paleoproterozoic continental crust. Most of the zircons from the studied sample of siltstones of the upper Bystraya subformation are Neo- and Paleoproterozoic in age. Their sources are probably Neo- and Paleoproterozoic igneous rocks widespread within the Argun massif in China. The age of the youngest zircons (556 ± 9 and 566 ± 10 Ma) isolated from siltstones of the upper Bystraya subformation was used to constrain the lower limit of their accumulation in the middle of the Ediacaran.

Key words: Cambrian, sedimentary rocks, geochemistry, Sm-Nd data, U-Pb dating, Argun massif, eastern Transbaikalia.