

**ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДАУРСКОЙ СЕРИИ АРГУНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО
МАССИВА**

Ю.Н. Смирнова¹, Р.О. Овчинников¹, Ю.В. Смирнов¹, С.И. Дриль²

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

²ФГБУН Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского 1А, г. Иркутск 664033;
e-mail: sdril@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 22 марта 2021 г.

В статье представлены результаты геохимических и изотопно-геохимических (Sm-Nd) исследований условно верхнерифейских (в стратиграфической шкале России) осадочных пород урулюнгуйской и дырбылкейской свит даурской серии Аргунского континентального массива, а также U-Th-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов из указанных свит. По минеральному составу и содержанию макроэлементов отложения урулюнгуйской и дырбылкейской свит существенно различаются, что, вероятно, обусловлено степенью химического выветривания исходных пород. Анализ концентраций микроэлементов в осадочных породах урулюнгуйской и дырбылкейской свит позволил установить, что их формирование происходило в обстановке, определяемой субдукционными процессами. На тектоническую и магматическую активность региона в период осадконакопления указывает присутствие в составе изученных свит конгломерато-брекчий, конгломератов, гравелитов, обломков магматических и вулканических пород, слабая степень окатанности обломочного материала, а также наличие значительного количества неопротерозойских детритовых цирконов. Согласно результатам Sm-Nd изотопно-геохимических исследований осадочные породы урулюнгуйской свиты характеризуются величинами двустадийных модельных возрастов $TNd_{(DM2)} = 2.0-2.1$ млрд лет, а дырбылкейской свиты – $TNd_{(DM2)} = 1.6-1.8$ млрд лет. Присутствие в песчаниках урулюнгуйской и дырбылкейской свит значительного количества неопротерозойских цирконов позволяет предполагать, что основными источниками сноса обломочного материала послужили неопротерозойские магматические образования, широко развитые в пределах западной части Аргунского континентального массива. В то же время, наличие детритовых цирконов раннедокембрийского возраста свидетельствует о том, что в области сноса также присутствовали раннедокембрийские породы. Однако в настоящее время в пределах Аргунского континентального массива раннедокембрийские магматические и метаморфические комплексы, возраст которых был бы надежно обоснован геохронологическими исследованиями, не выявлены. В связи с чем не исключено, что отложения даурской серии слагают «экзотический блок», внедренный в структуру Аргунского массива.

Ключевые слова: даурская серия, осадочные породы, источники сноса, геодинамические обстановки накопления, детритовые цирконы, Аргунский массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Аргунский континентальный массив является одной из наиболее крупных тектонических единиц в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В качестве раннедокембрийского кристаллического фундамента в восточной части Аргунского массива традиционно рассматриваются метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации осадочные и вулканиче-

ские комплексы гонжинской серии, а также породы бекетского габбро-перидотитового и гонжинского гранитного комплексов, относимые к позднему архею [2, 10, 12] или раннему протерозою [14]. Однако полученные за последние годы геохронологические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что протолиты метаосадочных и метавулканических пород гонжинской серии, а также наложенные на них структурно-метаморфические преобразования

имеют возраст не древнее неопротерозоя [6, 7, 9, 13]. К более высокому раннепротерозойскому [2, 10, 12] или рифейскому [5] структурному этажу Аргунского массива относят слабометаморфизованные (зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая фации) вулканогенно-осадочные отложения чаловской серии и гранитоиды чаловского комплекса. Вместе с тем, согласно проведенным геохронологическим исследованиям [18], установлено, что возраст пород чаловской серии ордовикский.

Древнейшими образованиями западной части Аргунского массива в пределах юго-восточного Забайкалья являются нео-мезопротерозойские (?) гнейсовидные известково-щелочные палингенные биотитовые граниты и лейкограниты дырбылкейского и урулюнгуйского (урулюнгуевского) комплексов [3, 24]. Возраст первого, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 740 ± 20 млн лет [1], а второго – 850 ± 20 млн лет [1]. Более поздние геохронологические исследования цирконов из гранитоидов урулюнгуйского комплекса дали возраста 804 ± 7 млн лет и 784 ± 7 млн лет [4]. На коре выветривания этих гранитоидов в районе Кличкинского хребта залегают отложения даурской серии условно нео-мезопротерозойского возраста, представленные переслаиванием слабо метаморфизованных песчаников, алевролитов, мраморизованных известняков и доломитов, органических и хемогенных известняков, кремнистых пород, сланцев с высоким содержанием углеродистого вещества [3].

Для уточнения докембрийской истории формирования Аргунского массива нами были изучены осадочные породы урулюнгуйской и дырбылкейской свит условно нео-мезопротерозойской даурской серии (рис. 1), которые, возможно, являются одними из наиболее древних стратифицированных образований этого массива.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В составе даурской серии выделяются (снизу вверх) урулюнгуйская, дырбылкейская и нортуйская свиты (рис. 2).

Урулюнгуйская свита сложена, согласно [24], дресвяниками, осадочными брекчиями, конгломерато-брекчиями, конгломератами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками и гравелитами. Конгломераты сложены хорошо окатанными обломками кварца и кварцитов. В гравелитах среди обломков присутствуют кварц, измененные полевые шпаты, гранитоиды, пегматиты, кварциты, серицит-кварцевые сланцы и кварц-турмалиновые породы. В верхней части разреза свиты наблюдаются тонкообломочные осадочные

породы с горизонтами карбонатов. Также в составе урулюнгуйской свиты присутствуют метаэффузивы основного, среднего и кислого состава, а также туфы, туфопесчаники и туфобрекчии, подверженные интенсивному рассланцеванию. Общая мощность урулюнгуйской свиты оценивается в 2670 м. В настоящее время урулюнгуйская свита отнесена условно к нео-мезопротерозою на основании ее несогласного залегания на отложениях условно мезопротерозойской надаровской свиты, нео-мезопротерозойских (?) гранитоидах урулюнгуевского комплекса и согласного перекрытия отложениями дырбылкейской свиты [24].

Дырбылкейская свита (по [24]) сложена доломитами, известковистыми доломитами и известняками, среди которых залегают пачки гравелитов, песчаников, алевролитов, кварц-серицитовых и углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев. Обломочный материал в гравелитах аналогичен описанным в урулюнгуйской свите. Мощность свиты составляет 5000 м. В отложениях дырбылкейской свиты установлены водорослевые остатки *Girvanella* (?), *Panomnienella*, *Shanganella*, строматолиты *Conophyton metula* Kir. и микрофитолиты *Osagia grandis* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites consuetus* Yak., *V. flexuosus* Reitl., *V. compositus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. horridus* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. [8, 24].

Нортуйская свита, согласно [24], сложена в основании разреза кварцевыми и аркозовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, выше которых залегают известняки и известковистые доломиты. Восточнее с. Красный Великан в основании нортуйской свиты отмечается горизонт седиментационных брекчий, дресвяников, песчаников и глинисто-кремнисто-серицитовых сланцев. Свита охарактеризована остатками водорослей *Renalcis?* sp. и *Subtiffioria* sp., микрофитолитов *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Osagia nimia* Z. Zhur., *O. minuta* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl. В районе пади Кадавасун собраны остатки *Paleoshaeroidina knjasevi* Korol., аналогичные встреченным в белетуйской свите в окрестностях с. Георгиевка. Перекрывается даурская серия отложениями быркинской серии условно эдиакарского возраста [24].

На основании единичных находок водорослей, а также микрофитолитов, строматолитов [8, 24], возраст отложений даурской серии принят условно нео-мезопротерозойским (условно позднерифейским – в стратиграфической шкале России).

Для уточнения условий формирования и времени накопления осадочных толщ даурской серии

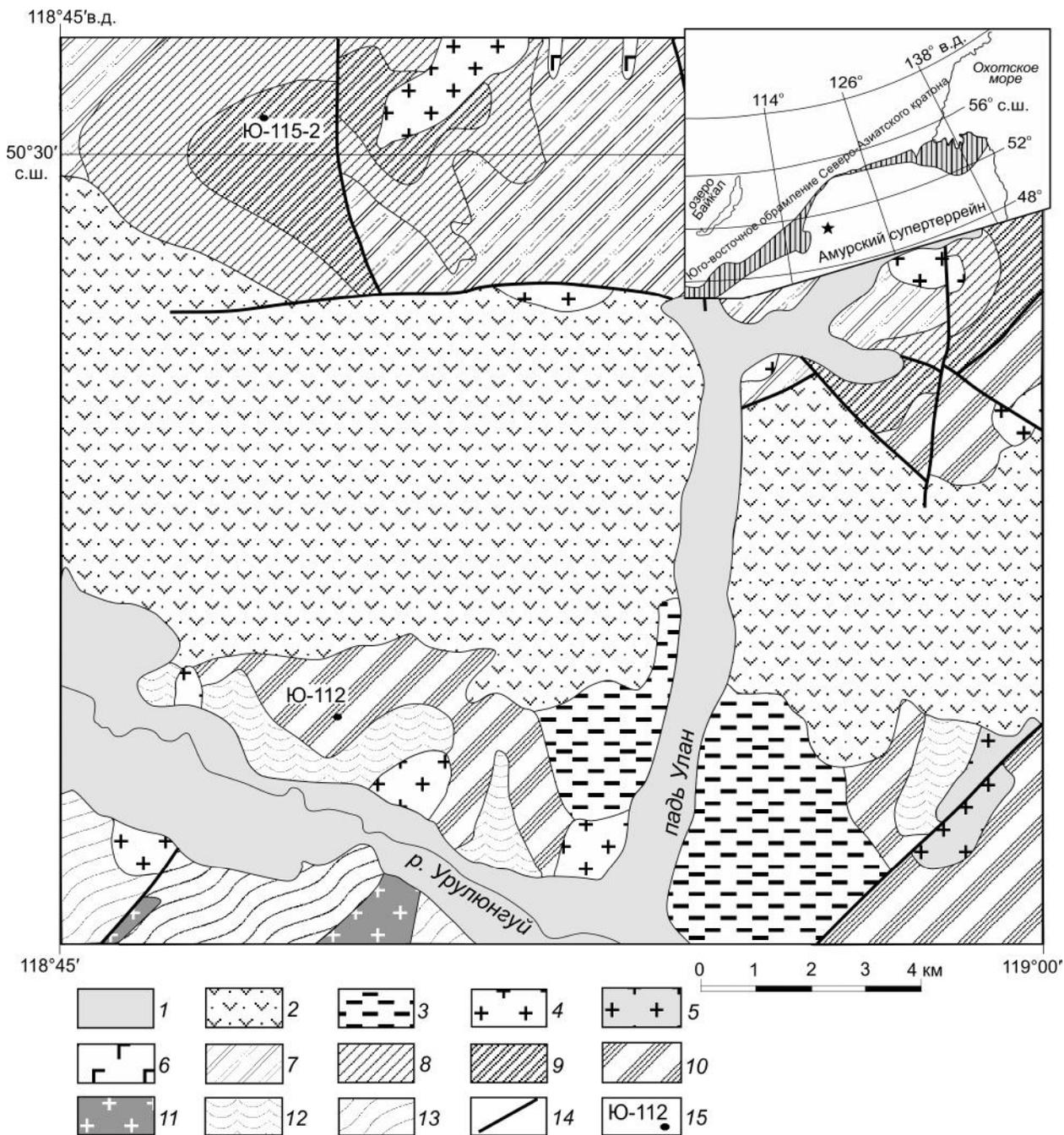


Рис. 1. Геологическая схема западной части Аргунского массива. Составлена по [8], с изменениями авторов.

1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – меловые вулканогенные и осадочные комплексы; 3 – верхнеюрские терригенные отложения; 4 – триасовые и позднеюрские гранитоиды; 5 – раннепермские граниты ундинского комплекса; 6 – неопротерозойские метагаббро быркинского комплекса; 7 – неопротерозойские метаморфические породы; 8–10 – нео-мезопротерозойские (?) терригенные и терригенно-карбонатные отложения даурской серии: 8 – нортугуйской свиты, 9 – дырбылкейской свиты, 10 – урулонгуйской свиты; 11 – нео-мезопротерозойские (?) гранитоиды урулонгуйского комплекса; 12 – мезопротерозойские (?) метаморфические породы; 13 – раннепротерозойские (?) метаморфические породы; 14 – разломы; 15 – места отбора образцов для U-Th-Pb изотопных исследований детритовых цирконов и их номера. На врезке: звездочка – район исследований, заштрихованная область – Монголо-Охотский складчатый пояс.

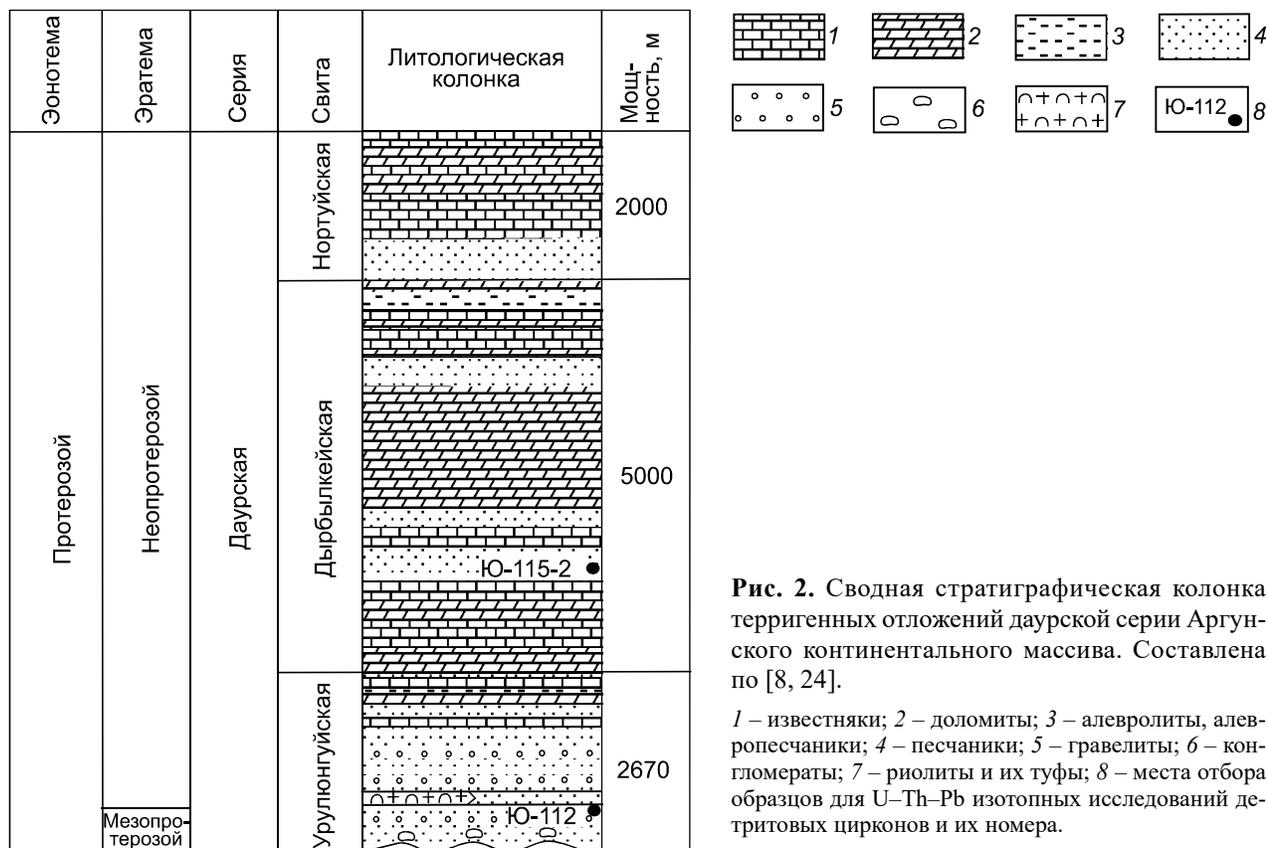


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка терригенных отложений даурской серии Аргунского континентального массива. Составлена по [8, 24].

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – алевролиты, алевропесчаники; 4 – песчаники; 5 – гравелиты; 6 – конгломераты; 7 – риолиты и их туфы; 8 – места отбора образцов для U–Th–Pb изотопных исследований детритовых цирконов и их номера.

нами были проведены геохимические (в том числе изотопно-геохимические) исследования осадочных пород урулюнгуйской и дырбылкейской свит. Коллекция образцов была отобрана в пределах Аргунского хребта (урулюнгуйская свита – 50°24'28.2" с.ш., 118°49'18.3" в.д., дырбылкейская свита – 50°30'23.6" с.ш., 118°48'08.4" в.д.). Также для двух образцов (по одному из каждой свиты) были проведены U–Th–Pb и Lu–Hf изотопные исследования детритовых цирконов. Места отбора образцов показаны на рис. 1, 2.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний породообразующих элементов и Zr в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S, а микроэлементов (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) методом ICP-MS в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск) на масс-спектрометре Elan 6100 DRC. Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа осуществлялась путем их сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при T = 1050–1100 °C. Величины интенсивности анали-

тических линий в ходе анализа корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний малых элементов методом ICP-MS проводилось путем кислотного разложения. Для калибровки чувствительности масс-спектрометра по всей шкале масс были использованы стандартные растворы, включающие все анализируемые элементы. Относительная погрешность определения содержаний породообразующих элементов и микроэлементов составила 3–10 %.

Sm–Nd изотопно-геохимические исследования пород проводились 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 [37, 41, 42]. Чистые фракции Sm и Nd выделялись из суммы редких земель при помощи ионообменной смолы LN-Spec (100–150 меш) согласно [49].

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 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 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 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115 \pm 7$ [44]. 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 \pm 0.1 мкг/г; Sm = 6.52 \pm 0.03 мкг/г; 2) AGV-2 ($n = 8$)— $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512769 \pm 16$; Nd = 30.3 \pm 0.1 мкг/г; Sm = 5.42 \pm 0.03 мкг/г.

Исследование изотопного состава Nd в международном образце BCR-2, подготовленного к анализу по описанной выше методике, проводилось также с использованием 7-коллекторного термоионизационного масс-спектрометра Finnigan MAT-262 (ЦКП Геодинамика и геохронология ИЗК СО РАН). Измерения изотопного состава неодима выполнялись с использованием 2-х-ленточного источника ионов с ренийевыми катодами в статическом режиме. Количество наносимого образца составляло в среднем 100–200 нг. Ионный ток ^{146}Nd обычно был равен 0.5–1.0 $\cdot 10^{(-11)}$ А. Присутствие в спектре неодима следов самария контролировалось по величине отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, которое всегда было ниже 0.00005. Правильность результатов определения изотопного состава оценивалась по результатам измерения стандартных образцов JNdi-1 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512107 \pm 4$ (2SD, $n = 35$) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512629 \pm 8$ (2SD, $n = 18$), соответственно. Полученные результаты свидетельствуют о полной сопоставимости Sm-Nd изотопных данных, полученных с использованием как высокоточной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, так и классического термоионизационного изотопного анализа. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}(DM)}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [35] и деплетированной мантии (DM) по [31].

Извлечение детритовых цирконов выполнено в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U-Th-Pb изотопные исследования индивидуальных цирконов проведены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) на ICP масс-спектрометре Thermo Element 2, оснащенный системой лазерной абляции Photon Machines Analyte G2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина – 15 мкм. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте

лаборатории (www.laserchron.org). Возрасты рассчитаны в программе Isoplot v. 3.6 [36]. Из расчетов были исключены цирконы, для которых невозможно было вычислить конкордантный возраст и для которых значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с ошибками более 3 %.

Lu-Hf изотопные исследования цирконов выполнены также в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. При этом Lu-Hf изотопные анализы проводились в том же участке цирконов (в той же точке), что и U-Th-Pb анализы. Детали аналитической методики изложены на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Для расчета величин $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ использованы константа распада ^{176}Lu ($\lambda = 1.867e^{-11}$) по [43], хондритовые отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282785) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.0336) по [28]. Коровые Hf-модельные возраста $T_{\text{Hf}(C)}$ рассчитаны, принимая среднее отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в континентальной коре, равное 0.0093 [46]. Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ [32].

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

В коллекции образцов, отобранных из урулюн-гуйской свиты, преобладают песчаники. Они представлены темно-серыми и светло-серыми с коричневатым оттенком разновидностями с мелко-крупнозернистой псаммитовой структурой. Текстура массивная, слоистая горизонтальная и косоволнистая прерывистая. Обломочный материал (0.10–1.00 мм) угловатой и угловато-окатанной форм, представленный преимущественно кварцем (40–70 %). В значительно меньших количествах встречаются серицит-кварцевые сланцы (до 7 %), чешуйки мусковита и биотита (до 3 %), а обломки гранитов и полевых шпатов присутствуют в виде единичных зерен. Цемент контактовый либо базальный серицит-кварцевого состава с примесью углеродистого вещества. Акцессорные минералы: циркон, апатит, гранат, сфен, магнетит, гидроксиды железа.

Среди терригенных пород дырбылкейской свиты нами были изучены песчаники, алевропесчаники и алевролиты. Песчаники дырбылкейской свиты желтовато-серого и светло-серого цвета с псаммитовой мелко- и среднезернистой структурой и массивной либо слоистой горизонтальной текстурой. Обломочный материал (0.10–0.50 мм) угловатой и угловато-окатанной форм. Он представлен кварцем (20–50 %), полевыми шпатами (10–25 %), чешуйками мусковита, серицита

и биотита (15–30 %), единичными обломками слюдяных сланцев и гранитов. Аксессуары: циркон, сфен, апатит, гранат, магнетит, гидроксиды железа.

Алевропесчаники и алевролиты дырбылкейской свиты темно-серого и светло-серого цвета с массивной текстурой и бластоалевропсаммитовой и грубой алевритовой структурой, соответственно. Обломки (0.05–0.25 мм) угловатой и угловато-окатанной форм. В их составе преобладает кварц (25–45 %), значительно меньше полевых шпатов (до 10 %), мусковита и хлоритизированного биотита (5–15 %), обломков гранитов (ед. зерна). Аксессуарные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом, гранатом, гидроксидами железа.

Осадочные породы урулюнгульской и дырбылкейской свит даурской серии различаются не только по минеральному составу, но и по химическому (табл. 1). Так на классификационных диаграммах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [11], $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [34] фигуративные точки составов песчаников урулюнгульской свиты располагаются в поле субаркозов и сублитоидных аренитов (рис. 3, а, б). Терригенные отложения дырбылкейской свиты, согласно классификации Ф.Дж. Петтиджона с соавторами, разработанной для песчаников, близки по составу к грауваккам (рис. 3, а). Тогда как на диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [34], используемой для классификации не только песчаников, но и для более тонкозернистых осадочных пород, они характеризуются значительным разбросом значений $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ и соответствуют по составу ваккам, Fe-песчаникам и Fe-сланцам (рис. 3, б).

Концентрации основных породообразующих оксидов в осадочных породах зависят не только от минерального состава, но и от степени химического выветривания материнских пород. Для определения степени «зрелости» исходных пород был проведен анализ петрохимических модулей и индексов химического выветривания. Значения гидролизатного (ГМ = $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$), алюмокремниевое (АМ = $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) и фемического (ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$) [25] модулей зависят от содержания в терригенных отложениях продуктов гидролиза и кремнезема. В породах урулюнгульской свиты величины ГМ, АМ, ФМ варьируют в диапазонах 0.05–0.09, 0.04–0.08 и 0.01–0.03, соответственно (табл. 2). Такие значения, согласно классификациям [25], типичны для мономиктовых кварцевых песчаников и кремнистых пород, исходные породы которых были подвержены сильному и глубокому выветриванию. Для отложений дырбылкейской свиты характерны более высокие значения ГМ (0.15–0.27), АМ (0.12–0.23), ФМ (0.02–0.06), что, видимо, связано

с увеличением в их составе содержания железистых и железисто-магнезиальных минералов и уменьшением степени химического выветривания исходных пород. Различная степень выветривания пород областей сноса также хорошо отражается в значениях индекса выветривания Паркера ($\text{WIP} = 100 \times ((2 \times \text{Na}_2\text{O}/0.35) + (\text{MgO}/0.9) + (2 \times \text{K}_2\text{O}/0.25) + (\text{CaO}/0.7))$) [40], индексах химического выветривания $\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \times 100$ [39] и $\text{CIW} = (\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})) \times 100$ [33]. Составы пород урулюнгульской свиты характеризуются низкими значениями WIP (8–14), высокими величинами CIA (64–72) и CIW (71–80), что свидетельствует о присутствии в источниках сноса геохимически «зрелых» исходных пород. Тогда как более высокие значения WIP (36–147) и низкие величины CIA (34–64), CIW (35–64) в терригенных отложениях дырбылкейской свиты указывают на накопление их за счет размытия пород с низкой степенью химического выветривания. Подобный вывод также следует из анализа диаграммы CIA – WIP [26] (рис. 3, в). Приведенные выше данные указывают на существенную трансформацию песчаников урулюнгульской свиты, в связи с чем они не могут дать полную информацию об областях сноса кластического материала.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-TH-Pb И LU-Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Геохронологические U-Th-Pb исследования были выполнены для детритовых цирконов из песчаников урулюнгульской (обр. Ю-112) и дырбылкейской (обр. Ю-115-2) свит даурской серии Аргунского континентального массива.

Из 117 зерен детритовых цирконов из мелко-среднезернистого песчаника урулюнгульской свиты (обр. Ю-112) конкордантные оценки возраста получены для 98 зерен (Приложение, см. на сайте http://itig.as.khb.ru/POG/2022/n_1/pdf/Smirnova.pdf), отвечающие трем возрастным группам: нео-мезоархейской (3112–2502 млн лет, 20 зерен), палеопротерозойской (2495–1692 млн лет, 44 зерна) и мезо-неопротерозойской (1381–877 млн лет, 34 зерна). Неопротерозойский возраст установлен для 31 зерна. На кривой относительной вероятности возрастов детритовых цирконов выделяются пики 2823, 2763, 2578, 2514, 2072, 2005, 1915, 1844, 899 млн лет (рис. 4, а). Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 877 ± 5 млн лет.

Из мелкозернистого песчаника дырбылкейской свиты (обр. Ю-115-2) проанализированы 118 зерен детритовых цирконов. Конкордантные оценки возраста получены для 104 зерен. Доминирующая часть цирконов мезо-неопротерозойского возраста (1505–732 млн лет, 86 зерен). Из них 73 зерна цирконов имеют нео-

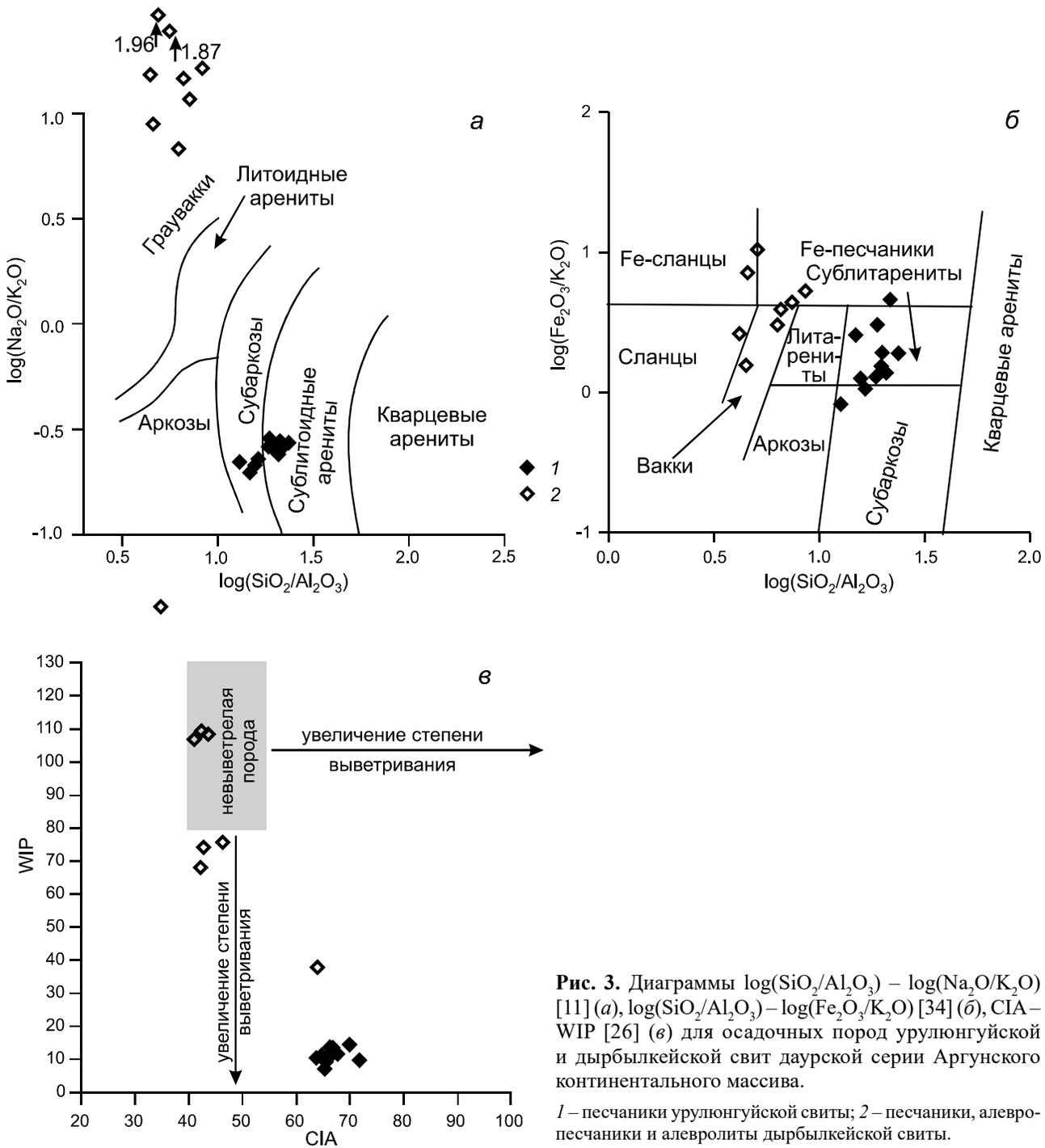


Рис. 3. Диаграммы $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [11] (а), $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [34] (б), CIA – WIP [26] (в) для осадочных пород урулонгуйской и дырбылкейской свит даурской серии Аргунского континентального массива.

1 – песчаники урулонгуйской свиты; 2 – песчаники, алевропесчаники и алевролиты дырбылкейской свиты.

протерозойский возраст. В подчиненном количестве присутствуют палеопротерозойские (2311–1787 млн лет, 12 зерен) и неоархейские (2746–2565 млн лет, 6 зерен) цирконы. На кривой относительной вероятности возрастов детритовых цирконов выделяются пики 2728, 2074, 1970, 1036, 893, 771 млн лет (рис. 4, б). Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 732 ± 9 млн лет.

Согласно результатам Lu-Hf изотопных исследований, палеопротерозойские и архейские детритовые цирконы характеризуются величинами модельных возрастов $T_{\text{Hf(C)}} > 2.2$ млрд лет (рис. 5, табл. 3). Неопротерозойские цирконы характеризуются значительными вариациями Hf-изотопных параметров, при этом обособляются две группы зерен: с мезопротерозойскими ($T_{\text{Hf(C)}} = 1.6-1.1$ млрд лет) и палеопротерозой-

Таблица 1. Химический состав представительных образцов осадочных пород урулюнгуйской и дырбылкейской свит даурской серии Аргунского континентального массива.

Компо- ненты	Урулюнгуйская свита										
	Песчаники										
	Ю-112	Ю-112-1	Ю-112-2	Ю-112-3	Ю-112-4	Ю-112-5	Ю-112-6	Ю-112-7	Ю-112-8	Ю-112-9	Ю-112-10
SiO ₂	89.09	89.26	89.55	90.58	87.59	90.68	91.31	89.74	87.30	92.26	89.68
TiO ₂	0.37	0.38	0.29	0.39	0.55	0.35	0.38	0.32	0.49	0.29	0.39
Al ₂ O ₃	4.57	5.61	4.04	4.80	6.71	4.52	4.34	4.37	5.76	3.82	5.27
Fe ₂ O ₃ *	2.20	1.28	2.60	1.02	0.92	1.22	0.98	1.06	1.72	0.83	0.88
MnO	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
MgO	0.44	0.47	0.40	0.42	0.44	0.40	0.42	0.42	0.41	0.40	0.42
CaO	0.78	0.75	0.72	0.78	0.73	0.77	0.75	0.79	0.74	0.76	0.74
Na ₂ O	0.19	0.21	0.14	0.22	0.24	0.16	0.20	0.17	0.13	0.11	0.19
K ₂ O	0.71	1.01	0.54	0.77	1.09	0.64	0.72	0.71	0.66	0.41	0.81
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
П.п.п.	1.39	0.65	1.41	0.58	1.34	0.78	0.54	1.72	2.25	0.65	1.12
Сумма	99.78	99.66	99.78	99.60	99.65	99.55	99.67	99.35	99.50	99.56	99.53
Li	1.76	1.68	3.18	1.85	1.62	2.54	1.95	2.74	7.02	2.90	2.60
Rb	30	47	25	36	42	33	40	38	37	24	30
Sr	22	31	18	31	37	30	31	35	28	24	30
Ba	61	68	51	52	105	50	51	67	58	31	64
La	9.09	12.71	6.25	10.85	17.03	5.75	13.92	9.00	11.89	9.53	5.56
Ce	19.38	25.91	13.55	21.16	32.94	12.14	26.60	24.33	27.36	20.15	11.50
Pr	2.26	2.99	1.79	2.65	3.73	1.54	3.31	3.24	3.38	2.78	1.48
Nd	8.43	11.04	7.26	10.03	12.66	6.16	12.60	13.32	13.34	10.42	5.02
Sm	1.59	1.96	1.54	2.00	2.32	1.19	2.53	2.99	2.68	2.00	1.11
Eu	0.30	0.41	0.31	0.40	0.45	0.24	0.52	0.58	0.49	0.35	0.26
Gd	1.31	1.65	1.41	1.61	1.89	1.08	2.09	2.48	2.29	1.53	1.10
Tb	0.16	0.20	0.18	0.20	0.24	0.14	0.25	0.34	0.28	0.18	0.17
Dy	0.76	0.99	0.91	0.99	1.14	0.75	1.14	1.68	1.25	0.79	0.93
Ho	0.14	0.17	0.17	0.18	0.21	0.15	0.20	0.30	0.21	0.14	0.18
Er	0.44	0.54	0.53	0.56	0.65	0.46	0.60	0.91	0.64	0.42	0.58
Tm	0.07	0.08	0.08	0.09	0.10	0.07	0.09	0.14	0.09	0.06	0.09
Yb	0.51	0.61	0.59	0.69	0.73	0.51	0.69	1.02	0.70	0.42	0.67
Lu	0.08	0.10	0.10	0.11	0.12	0.09	0.11	0.16	0.11	0.07	0.11
Y	3.34	4.28	4.07	3.82	5.27	3.78	4.88	7.07	5.37	3.80	4.92
Th	3.14	3.99	2.41	2.93	4.73	3.22	3.00	2.46	3.93	2.37	3.42
U	0.92	0.92	0.73	0.80	1.13	0.80	0.75	0.67	0.92	0.50	0.98
Zr	200	206	188	277	292	236	251	161	247	198	307
Hf	1.54	1.64	1.17	1.74	2.18	1.53	1.53	1.12	1.82	1.06	1.88
Nb	10.00	9.00	8.00	10.00	12.00	11.00	9.00	9.00	10.00	9.00	11.00
Ta	0.28	0.33	0.21	0.29	0.48	0.27	0.18	0.21	0.36	0.18	0.32
Zn	19.00	15.00	21.00	17.00	17.00	17.00	17.00	18.00	25.00	15.00	15.00
Co	8.00	5.00	8.00	5.00	4.00	5.00	5.00	5.00	6.00	4.00	4.00
Ni	26.00	23.00	26.00	21.00	19.00	19.00	21.00	32.00	24.00	20.00	22.00
Sc	3.45	3.24	2.33	2.98	4.61	2.81	3.04	2.58	3.81	1.65	3.30
V	32.00	39.00	40.00	38.00	62.00	34.00	35.00	27.00	44.00	21.00	54.00
Cr	126.00	121.00	145.00	116.00	105.00	104.00	132.00	135.00	142.00	112.00	118.00
Pb	0.70	0.49	0.23	1.29	3.12	0.98	1.86	2.48	1.74	0.69	1.43
Eu/Eu*	0.62	0.67	0.62	0.65	0.64	0.65	0.66	0.63	0.59	0.58	0.72
[La/Yb] _n	12.10	14.19	7.19	10.63	15.86	7.60	13.79	6.00	11.61	15.32	5.67
ΣREE	44	59	35	52	74	30	65	60	65	49	29

Примечание. Оксиды в мас. %, элементы в г/т. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃.

Таблица 1. (Окончание).

Компоненты	Дырбылкейская свита							
	Песчаники				Алевропесчаники		Алевролиты	
	Ю-115-2	Ю-115-6	Ю-115-9	Ю-115-18	Ю-115-4	Ю-115-5	Ю-115	Ю-115-13
SiO ₂	77.81	66.69	73.45	75.53	67.28	67.05	77.62	71.49
TiO ₂	0.38	1.28	0.76	0.43	1.17	1.24	0.70	1.07
Al ₂ O ₃	9.09	14.07	11.59	10.30	15.34	14.68	11.72	13.54
Fe ₂ O ₃ *	1.96	1.26	2.83	2.50	1.79	1.79	0.87	1.56
MnO	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01
MgO	1.92	0.63	1.23	1.44	1.36	0.70	1.04	0.53
CaO	0.94	0.72	0.94	1.03	1.07	0.75	0.66	0.86
Na ₂ O	6.10	15.40	6.69	6.74	10.46	10.39	3.18	11.03
K ₂ O	0.36	0.17	0.96	0.56	0.69	1.14	0.22	0.15
P ₂ O ₅	0.11	0.07	0.07	0.10	0.22	0.04	0.03	0.06
П.п.п.	0.97	1.18	0.95	1.10	2.05	2.00	3.56	0.73
Сумма	99.67	101.49	99.49	99.75	101.44	99.82	99.61	101.03
Li	8.58	3.85	11.35	13.97	10.39	6.20	7.90	1.26
Rb	17	6	57	31	38	56	150	6
Sr	66	98	80	86	111	75	27	121
Ba	23	23	56	36	54	179	438	30
La	17.13	42.25	20.67	16.58	9.00	13.69	21.18	32.08
Ce	45.69	92.16	52.08	34.06	21.78	30.06	49.47	66.03
Pr	4.35	10.56	6.20	4.21	2.76	3.81	5.60	7.32
Nd	15.83	38.21	22.67	15.82	10.76	14.52	21.37	26.35
Sm	3.24	6.04	4.41	3.30	2.52	2.62	4.36	4.42
Eu	0.52	0.67	0.70	0.55	0.30	0.37	0.31	0.46
Gd	2.76	4.09	3.41	2.70	2.79	2.04	3.55	3.32
Tb	0.37	0.47	0.51	0.38	0.46	0.25	0.48	0.38
Dy	1.77	1.79	2.59	2.01	2.62	1.18	2.41	1.58
Ho	0.33	0.27	0.48	0.37	0.50	0.22	0.44	0.25
Er	0.99	0.88	1.60	1.15	1.49	0.75	1.39	0.83
Tm	0.14	0.12	0.24	0.17	0.22	0.12	0.22	0.14
Yb	0.99	0.96	2.01	1.26	1.68	0.97	1.58	0.98
Lu	0.15	0.16	0.28	0.19	0.25	0.16	0.25	0.17
Y	6.96	5.60	11.37	9.18	11.30	4.60	9.58	6.00
Th	11.63	10.42	14.25	12.07	13.00	10.15	7.94	11.44
U	1.29	2.28	9.89	3.04	3.20	1.34	1.21	2.74
Zr	167	321	266	215	287	320	200	275
Hf	1.83	3.53	3.44	2.52	3.74	3.86	2.54	3.39
Nb	15.00	20.00	19.00	16.00	20.00	18.00	22.00	18.00
Ta	0.30	0.82	0.37	0.41	0.55	0.60	0.37	0.42
Zn	27.00	18.00	20.00	20.00	21.00	19.00	20.00	17.00
Co	8.00	6.00	9.00	10.00	7.00	7.00	4.00	6.00
Ni	41.00	21.00	39.00	40.00	31.00	21.00	25.00	22.00
Sc	4.84	4.44	9.05	5.53	7.73	6.88	10.43	4.38
V	38.00	140.00	76.00	47.00	297.00	173.00	140.00	140.00
Cr	113.00	117.00	99.00	88.00	113.00	102.00	115.00	110.00
Pb	2.69	1.97	2.47	1.50	5.84	3.38	4.61	3.68
Eu/Eu*	0.51	0.39	0.53	0.55	0.34	0.46	0.23	0.35
[La/Yb] _n	11.71	29.79	6.97	8.94	3.63	9.63	9.14	22.25
ΣREE	94	199	118	83	57	71	113	144

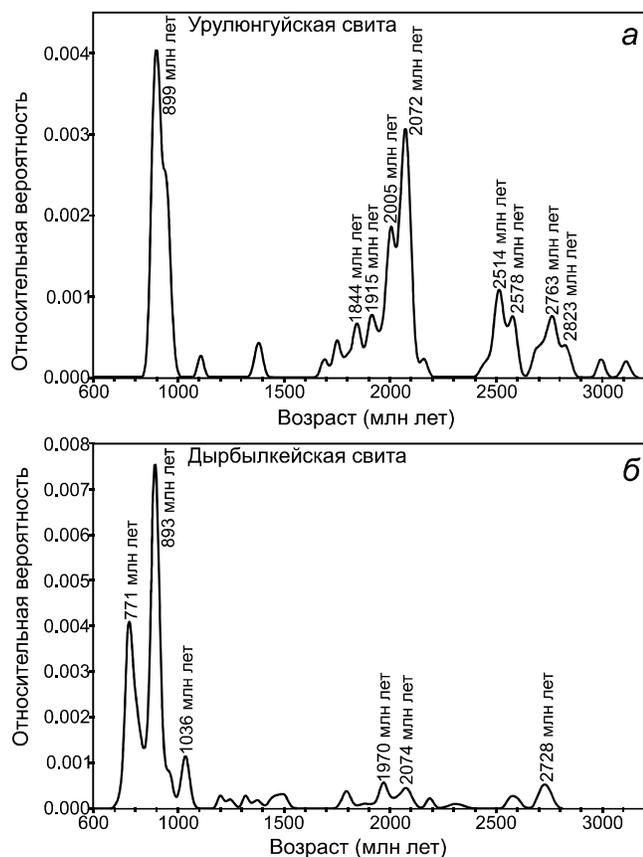


Рис. 4. Кривые относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из (а) мелко-среднезернистого песчаника урулюнгуйской свиты (обр. Ю-112) и (б) мелкозернистого песчаника дырбылкейской свиты (обр. Ю-115-2) даурской серии Аргунского континентального массива.

скими ($T_{\text{Hf}(C)} = 2.2\text{--}1.7$ млрд лет) значениями модельных возрастов.

РЕЗУЛЬТАТЫ SM-ND ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты Sm-Nd изотопных исследований осадочных пород урулюнгуйской и дырбылкейской свит представлены на рисунке 6 и в таблице 4. Изотопная диаграмма зависимости величины ϵ_{Nd} от возраста осадочных пород (рис. 6) показывает, что породы урулюнгуйской свиты обладают более низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}(t, 800 \text{ млн лет})} = -6.4 \dots -7.0$, по сравнению с таковыми в осадках дырбылкейской свиты $-\epsilon_{\text{Nd}(t, 800 \text{ млн лет})} = -2.0 \dots -4.0$. Это подтверждается и разницей в величинах модельных Sm-Nd изотопных возрастов, которые для первой группы пород лежат в пределах $T_{\text{Nd}(DM2)} = 2.0\text{--}2.1$ млрд лет, а для второй $-\text{T}_{\text{Nd}(DM2)} = 1.6\text{--}1.8$ млрд лет. Такие различия, возможно, связаны с появлением новых (дополнительных) источников сноса при накоплении пород дырбылкейской свиты. Осадочные породы да-

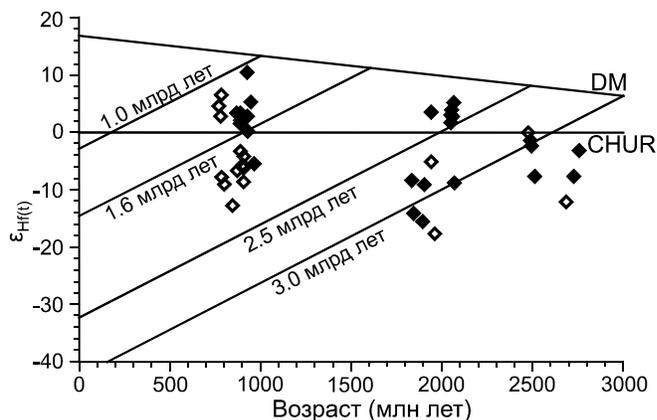


Рис. 5. Диаграмма возраст – $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ для цирконов из мелко-среднезернистого песчаника урулюнгуйской свиты и из мелкозернистого песчаника дырбылкейской свиты даурской серии Аргунского континентального массива.

Условные обозначения на рис. 3. DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар.

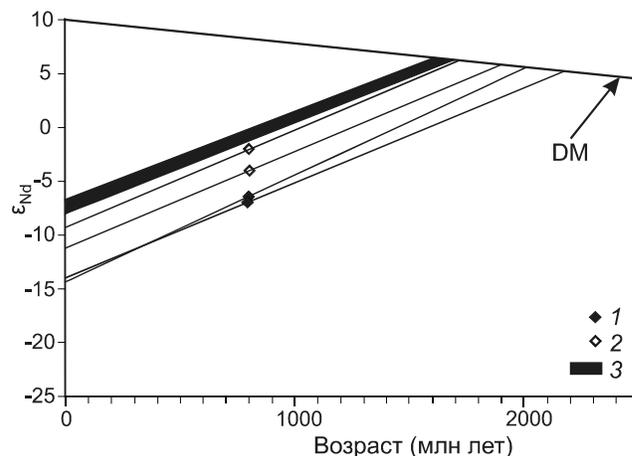


Рис. 6. Диаграмма возраст – ϵ_{Nd} для осадочных пород урулюнгуйской и дырбылкейской свит даурской серии Аргунского континентального массива.

1 – осадочные породы урулюнгуйской свиты; 2 – осадочные породы дырбылкейской свиты; 3 – поле эволюции изотопного состава Nd в гранитах урулюнгуйского (урулюнгуйского) комплекса по данным [4].

урской серии согласно залегают на коре выветривания гранитов урулюнгуйского комплекса [3]. Однако изотопные Sm-Nd характеристики последних [4], показанные на рис. 6, оказываются более «молодыми» по сравнению с таковыми в перекрывающих осадках.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В первую очередь, обратимся к результатам геохимических исследований. Для построения пале-

Таблица 2. Значения литогеохимических модулей и индексов химического выветривания в осадочных породах урулюнгульской и дырбылкейской свит даурской серии Аргунского континентального массива.

Образцы	AM	ГМ	ФМ	CIA	CIW	WIP
Урулюнгульская свита						
Песчаники						
Ю-112	0.05	0.08	0.03	65	72	11
Ю-112-1	0.06	0.08	0.02	67	77	14
Ю-112-2	0.04	0.08	0.03	66	72	9
Ю-112-3	0.05	0.07	0.02	65	73	12
Ю-112-4	0.08	0.09	0.02	70	80	14
Ю-112-5	0.05	0.07	0.02	66	73	10
Ю-112-6	0.05	0.06	0.02	64	72	11
Ю-112-7	0.05	0.06	0.02	64	72	11
Ю-112-8	0.07	0.09	0.02	72	79	10
Ю-112-9	0.04	0.05	0.01	66	71	8
Ю-112-10	0.06	0.07	0.02	68	76	12
<i>min</i>	<i>0.04</i>	<i>0.05</i>	<i>0.01</i>	<i>64</i>	<i>71</i>	<i>8</i>
<i>max</i>	<i>0.08</i>	<i>0.09</i>	<i>0.03</i>	<i>72</i>	<i>80</i>	<i>14</i>
Дырбылкейская свита						
Песчаники						
Ю-115-2	0.12	0.15	0.05	43	44	67
Ю-115-6	0.21	0.25	0.03	34	35	147
Ю-115-9	0.16	0.21	0.06	46	48	76
Ю-115-18	0.14	0.18	0.05	43	44	74
Алевропесчаники						
Ю-115-4	0.23	0.27	0.05	44	44	109
Ю-115-5	0.22	0.26	0.04	43	44	109
Алевролиты						
Ю-115	0.15	0.17	0.02	64	64	36
Ю-115-13	0.19	0.23	0.03	40	41	107
<i>min</i>	<i>0.12</i>	<i>0.15</i>	<i>0.02</i>	<i>34</i>	<i>35</i>	<i>36</i>
<i>max</i>	<i>0.23</i>	<i>0.27</i>	<i>0.06</i>	<i>64</i>	<i>64</i>	<i>147</i>

Примечание. AM = Al_2O_3/SiO_2 [25]; ГМ = $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$ [25]; ФМ = $(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$ [25]; CIA = $(Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) \times 100$ [39]; CIW = $(Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)) \times 100$ [33]; WIP = $100 \times ((2 \times Na_2O/0.35) + (MgO/0.9) + (2 \times K_2O/0.25) + (CaO/0.7))$ [40].

огеодинамических и палеогеографических моделей важную роль играет информация об источниках сноса кластического материала. Для этой цели важны результаты геохимических и изотопно-геохимических исследований. В данной работе нами были использованы диаграммы, в основе которых лежат содержания и соотношения микроэлементов, которые, в отличие от породообразующих оксидов, существенно не изменяются при постседиментационных процессах. Положение фигуративных точек составов терригенных пород урулюнгульской и дырбылкейской свит на диаграммах La/Sc – Th/Co [29], Hf – La/Th [30] и Th – La – Sc [29, 47] указывает на преобладание в области питания пород кислого состава (рис. 7).

Характер распределения лантаноидов в песчаниках урулюнгульской свиты однотипен. Для них характерен низкий уровень содержания редкоземельных элементов, суммарные концентрации которых не пре-

вышают 74 г/т при четко проявленной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.58–0.72$) и ($[La/Yb]_n = 5.67–15.86$) (рис. 8, а, табл. 1). Песчаники урулюнгульской свиты характеризуются более низкими концентрациями редкоземельных элементов по сравнению с таковыми в постархейском среднем глинистом сланце Австралии (PAAS) [23]. Закономерности распределения редкоземельных элементов в разнозернистых терригенных породах дырбылкейской свиты тождественны. Суммарные их концентрации варьируют от 57 до 199 г/т. Характер распределения лантаноидов дифференцирован ($[La/Yb]_n = 3.63–29.79$) при отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.23–0.55$) (рис. 8, б). В терригенных отложениях дырбылкейской свиты содержания легких лантаноидов близки к таковым в PAAS, в то же время концентрации тяжелых лантаноидов ниже. В целом, особенности распределения лантаноидов в

Таблица 3. Lu-Hf изотопно-геохимические данные для циркона из песчаников урулюнгуйской и дырбылкейской свит даурской серии Аргунского континентального массива.

№ образца/ № зерна	Воз- раст, млн лет	(¹⁷⁶ Yb+ ¹⁷⁶ Lu)/ ¹⁷⁶ Hf (%)	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	± (1σ)	ε _{Hf} (t)	T _{HfDM} , млрд лет	T _{HfC} , млрд лет
Песчаник урулюнгуйской свиты								
Ю-112/6	893	15.2	0.001029	0.282332	0.000023	3.6	1.3	1.4
Ю-112/8	925	10.8	0.000629	0.282504	0.000023	10.6	1.0	1.1
Ю-112/11	929	14.4	0.000939	0.282285	0.000018	2.8	1.4	1.5
Ю-112/16	2518	10.7	0.000671	0.280996	0.000014	-7.5	3.1	3.2
Ю-112/24	894	19.3	0.001350	0.282288	0.000021	1.8	1.4	1.5
Ю-112/38	2727	10.1	0.000619	0.280853	0.000024	-7.7	3.3	3.4
Ю-112/44	2058	16.6	0.001112	0.281596	0.000019	2.9	2.3	2.4
Ю-112/48	1847	0.5	0.000028	0.281216	0.000015	-13.9	2.8	3.0
Ю-112/53	1906	3.4	0.000206	0.281321	0.000016	-9.1	2.6	2.8
Ю-112/55	2498	4.6	0.000212	0.281138	0.000019	-2.1	2.9	2.9
Ю-112/56	2070	7.0	0.000425	0.281629	0.000023	5.3	2.2	2.2
Ю-112/58	2490	4.9	0.000286	0.281166	0.000016	-1.4	2.9	2.9
Ю-112/61	2755	3.7	0.000255	0.280950	0.000019	-3.0	3.1	3.2
Ю-112/63	2064	6.8	0.000423	0.281601	0.000027	4.1	2.3	2.3
Ю-112/64	963	13.2	0.000811	0.282033	0.000019	-5.4	1.7	1.9
Ю-112/79	2055	14.5	0.000843	0.281555	0.000020	1.7	2.4	2.4
Ю-112/86	2045	21.3	0.001307	0.281613	0.000021	2.9	2.3	2.3
Ю-112/94	1900	5.4	0.000323	0.281155	0.000016	-15.3	2.9	3.1
Ю-112/96	1946	3.5	0.000235	0.281650	0.000027	3.5	2.2	2.2
Ю-112/97	1834	20.6	0.001208	0.281424	0.000021	-8.3	2.6	2.7
Ю-112/114	936	18.7	0.001086	0.282223	0.000018	0.6	1.5	1.6
Ю-112/118	937	11.7	0.000716	0.282212	0.000017	0.5	1.5	1.6
Ю-112/119	2074	15.7	0.000916	0.281250	0.000019	-8.8	2.8	2.9
Ю-112/124	945	12.1	0.000762	0.282349	0.000022	5.5	1.3	1.3
Песчаник дырбылкейской свиты								
Ю-115-2/13	803	191.6	0.010695	0.282174	0.000048	-9.1	2.0	2.0
Ю-115-2/32	782	38.6	0.002139	0.282506	0.000022	6.8	1.1	1.1
Ю-115-2/35	2482	1.0	0.000070	0.281208	0.000020	0.3	2.8	2.8
Ю-115-2/40	881	7.0	0.000514	0.282322	0.000021	3.3	1.3	1.4
Ю-115-2/44	914	37.3	0.001926	0.281992	0.000027	-8.6	1.8	2.0
Ю-115-2/51	772	44.5	0.002571	0.282413	0.000016	3.0	1.2	1.3
Ю-115-2/56	776	29.7	0.001682	0.282437	0.000020	4.4	1.2	1.3
Ю-115-2/58	874	23.3	0.001415	0.282069	0.000023	-6.4	1.7	1.9
Ю-115-2/59	2690	10.6	0.000660	0.280761	0.000019	-11.9	3.4	3.6
Ю-115-2/60	782	22.0	0.001034	0.282385	0.000026	3.0	1.2	1.3
Ю-115-2/77	892	21.8	0.001303	0.282146	0.000020	-3.2	1.6	1.7
Ю-115-2/81	848	30.5	0.001903	0.281915	0.000026	-12.7	1.9	2.2
Ю-115-2/92	902	17.1	0.001072	0.282108	0.000018	-4.2	1.6	1.8
Ю-115-2/97	780	36.7	0.002210	0.282099	0.000020	-7.7	1.7	1.9
Ю-115-2/109	1940	7.2	0.000453	0.281423	0.000022	-5.0	2.5	2.6
Ю-115-2/113	1962	4.2	0.000303	0.281048	0.000019	-17.6	3.0	3.3
Ю-115-2/116	899	24.7	0.001571	0.282053	0.000022	-6.5	1.7	1.9

Примечание. Величины ошибок (1σ) определения отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Таблица 4. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований осадочных пород урулюнгуйской и дырбылкейской свит даурской серии Аргунского континентального массива.

№	Свита	Номер образца	Sm, (г/т)	Nd, (г/т)	¹⁴⁷ Sm / ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd / ¹⁴⁴ Nd	+/-2σ изм.	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (t), 800 млн лет	T _{Nd(DM1)} , млн лет	T _{Nd(DM2)} , млн лет
1	Урулюнгуйская	Ю-112-5	1.56	7.45	0.12733	0.511918	6	-14.0	-7.0	2170	2063
2	Урулюнгуйская	Ю-112	1.91	9.71	0.11971	0.511906	5	-14.3	-6.4	2014	2018
3	Дырбылкейская	Ю-115	6.12	29.62	0.12584	0.512162	9	-9.3	-2.0	1714	1657
4	Дырбылкейская	Ю-115-2	3.95	19.05	0.12638	0.512065	7	-11.2	-4.0	1892	1818

Примечание. Концентрации Sm и Nd определены методом изотопного разбавления. Величины ε_{Nd}(t) пород рассчитаны на возраст 800 млн лет.

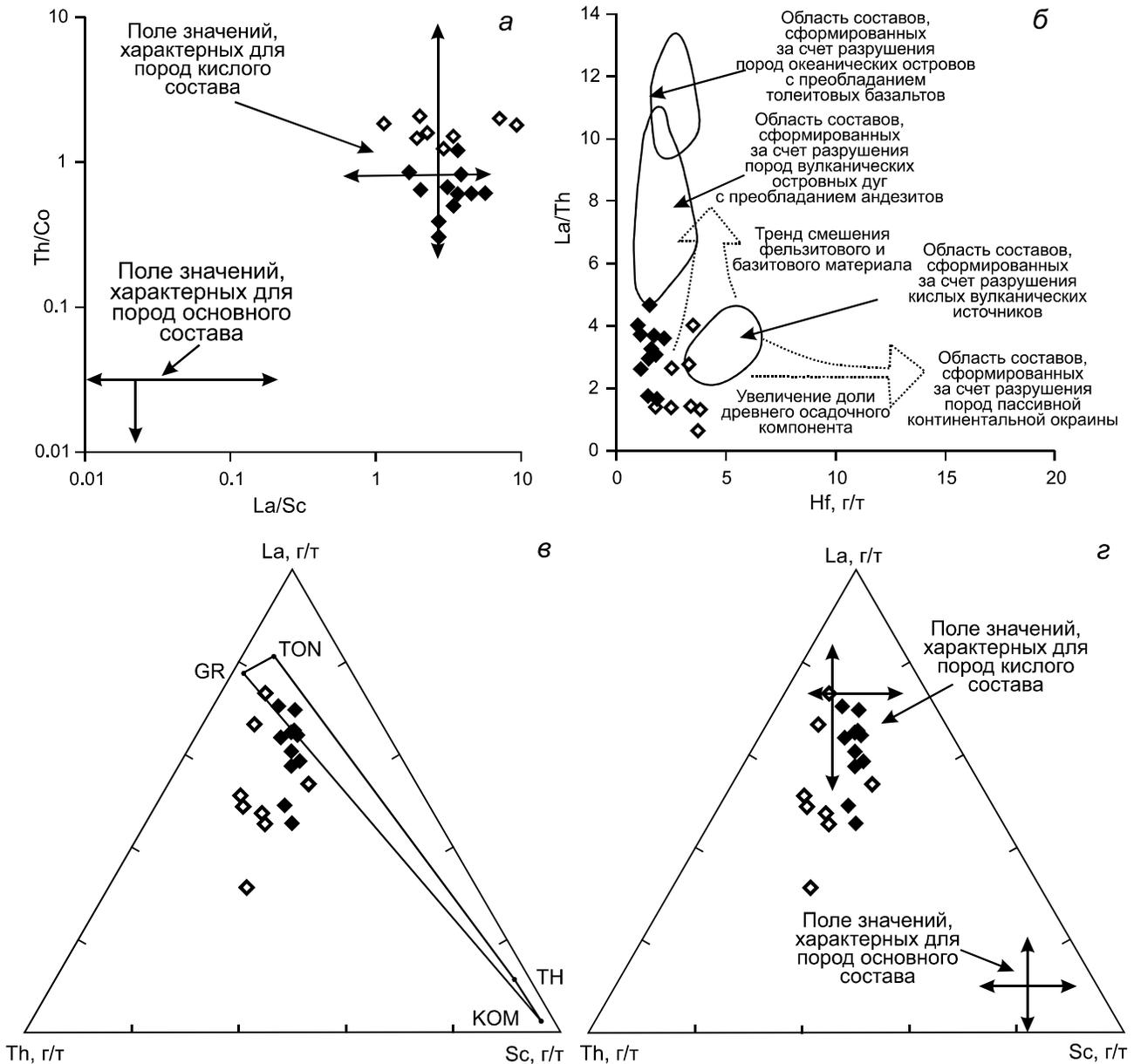


Рис. 7. Диаграммы La/Sc – Th/Co [29] (а), Hf – La/Th (б) [30], Th – La – Sc (в) [47], Th – La – Sc (з) [29] для осадочных пород урулюнгуйской и дырбылкейской свит даурской серии Аргунского континентального массива.

Условные обозначения на рис. 3. Сокращения (в): GR – граниты, TON – тоналиты, TH – толеиты, KOM – коматиты.

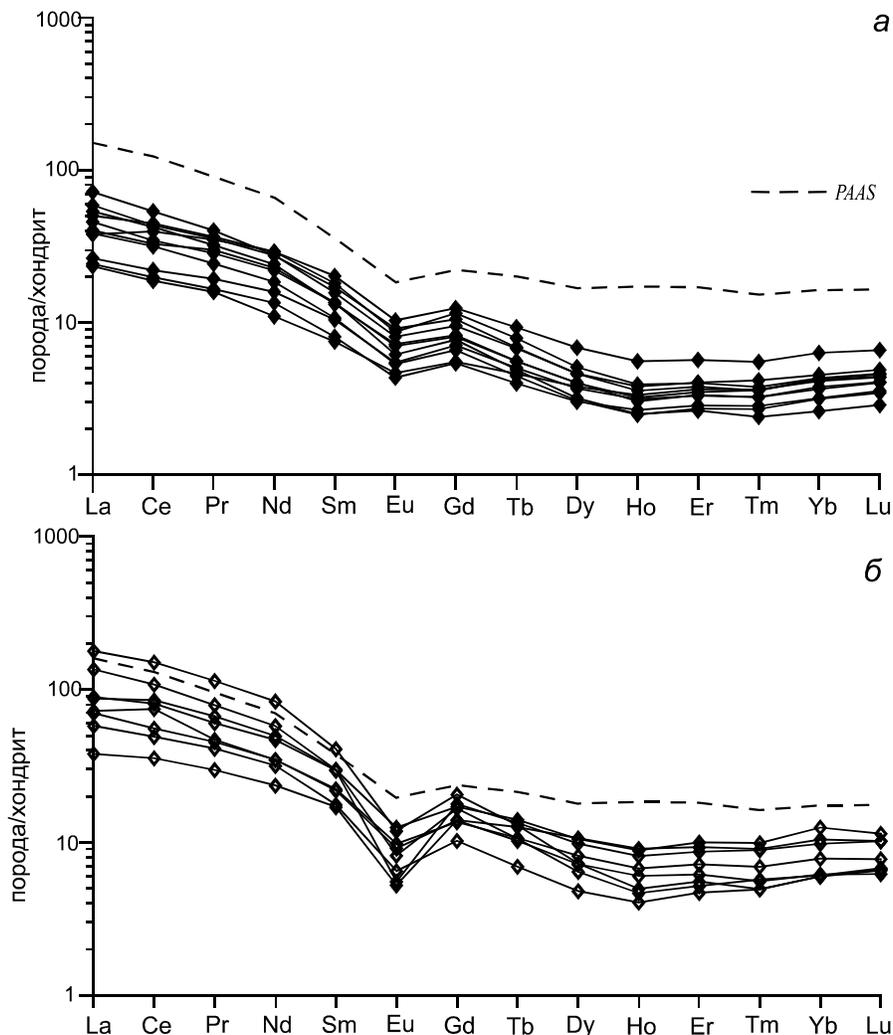


Рис. 8. Графики распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) для осадочных пород урулюнгу́йской (а) и дырбылке́йской (б) свит даурской серии Аргунского континентального массива.

Состав хондрита – по [38]. Состав постархейского среднего глинистого сланца Австралии (РААС) – по [23].

осадочных породах урулюнгу́йской и дырбылке́йской свит свидетельствуют о преобладании в области сноса пород кислого состава.

В сравнении с составом верхней континентальной коры (по [23]) песчаники урулюнгу́йской свиты отчетливо деплетированы в отношении практически всех литофильных элементов, за исключением Zr (рис. 9, а), что, видимо, связано с их преимущественно кварцевым составом. Стоит отметить, что концентрации элементов-примесей в песчаниках урулюнгу́йской свиты, за исключением Zr, Sr, ниже таковых в РААС. Тогда как в отложениях дырбылке́йской свиты концентрации большинства микроэлементов близки к таковым в верхней континентальной коре, при дефиците Rb, Pb, Nb, Ta, Sr, Ba, Y (рис. 9, б). Содержания элементов-примесей в терригенных отложениях дырбылке́йской свиты по-

добны таковым в РААС. Также необходимо отметить обогащение терригенных пород урулюнгу́йской и дырбылке́йской свит V, Ni, Cr. Полученные результаты позволяют предполагать, что в области сноса присутствовали породы, различные по кремнекислотности. Данный вывод согласуется с наличием в составе урулюнгу́йской свиты метаэффузивов кислого, среднего и основного составов.

Химический состав осадочных пород позволяет провести реконструкцию геодинамических обстановок осадконакопления. На тройных диаграммах Co – Th – Zr/10, Th – La – Sc, Sc – Th – Zr/10 [27] фигуративные точки состава пород урулюнгу́йской и дырбылке́йской свит расположены вдоль границы, разделяющей песчаники, накапливающиеся в бассейнах, сопряженных с континентальной островной ду-

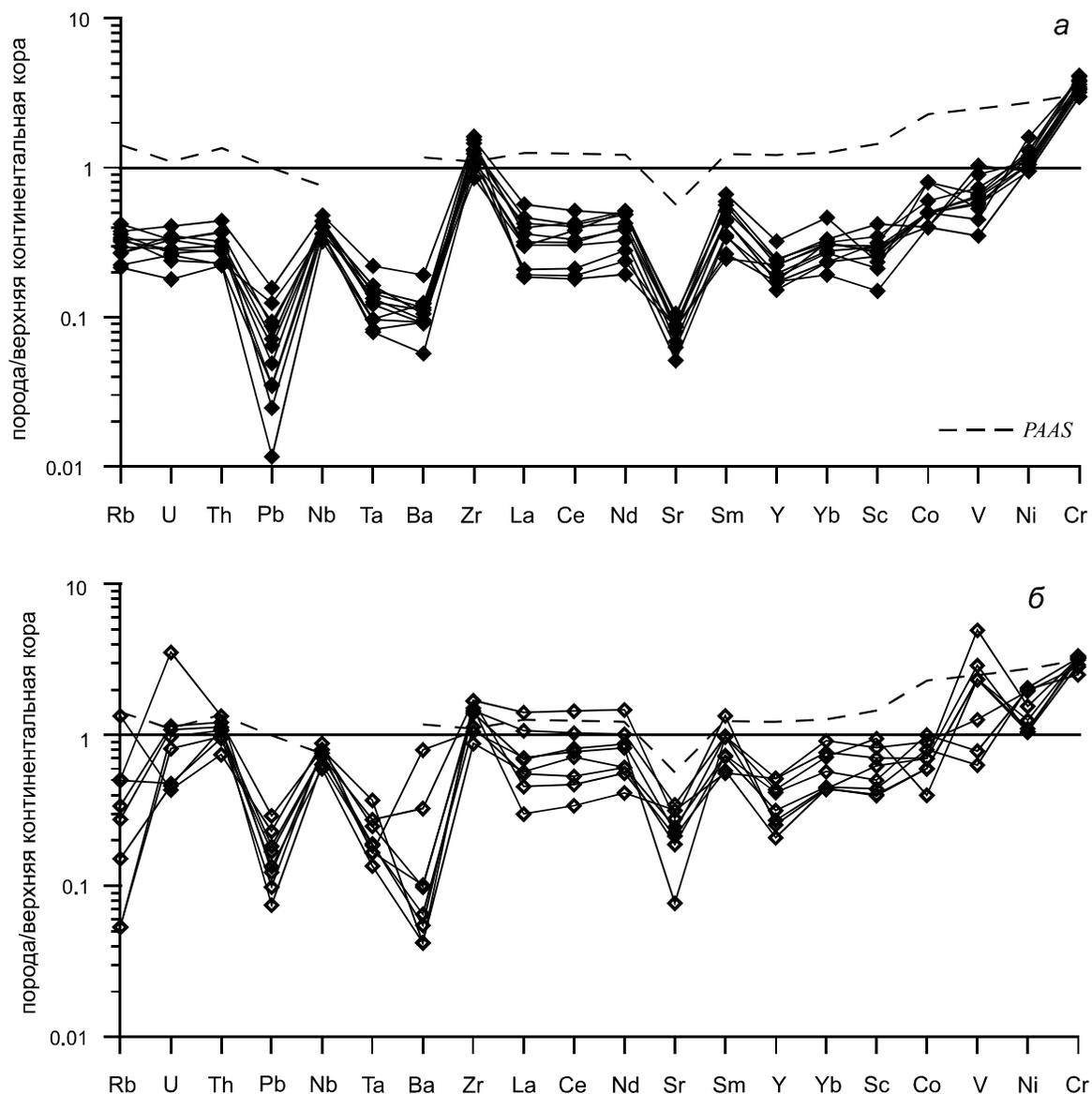


Рис. 9. Спайдер-диаграммы для осадочных пород урулюнгуйской (а) и дырбылкейской (б) свит даурской серии Аргунского континентального массива. Состав верхней континентальной коры и состав постархейского среднего глинистого сланца Австралии – по [23].

гой, и пассивной континентальной окраины (рис. 10). Однако учитывая присутствие в составе урулюнгуйской и дырбылкейской свит конгломерато-брекчий, конгломератов, гравелитов, обломков вулканических и магматических пород, слабую степень окатанности обломочного материала, а также наличие в изученных песчаниках значительного количества неопротерозойских детритовых цирконов, наиболее вероятно, что их накопление происходило в период тектонической и магматической активности региона.

Далее обратимся к результатам изотопных исследований. Как было показано выше, наиболее молодые

пики на кривых относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из песчаников урулюнгуйской (обр. Ю-112) и дырбылкейской свит (обр. Ю-115-2) отвечают значениям 899 млн лет и 771 млн лет, соответственно. Согласно этим данным, нижняя возрастная граница накопления отложений этих свит приходится, вероятно, на неопротерозой, а именно тоний.

Доминирующая часть цирконов имеет неопротерозойский возраст. Они характеризуются осцилляторной зональностью и величиной $U/Th = 1.1-6.0$, что указывает на магматическое происхождение цирконов. Эти данные в совокупности с результатами геохими-

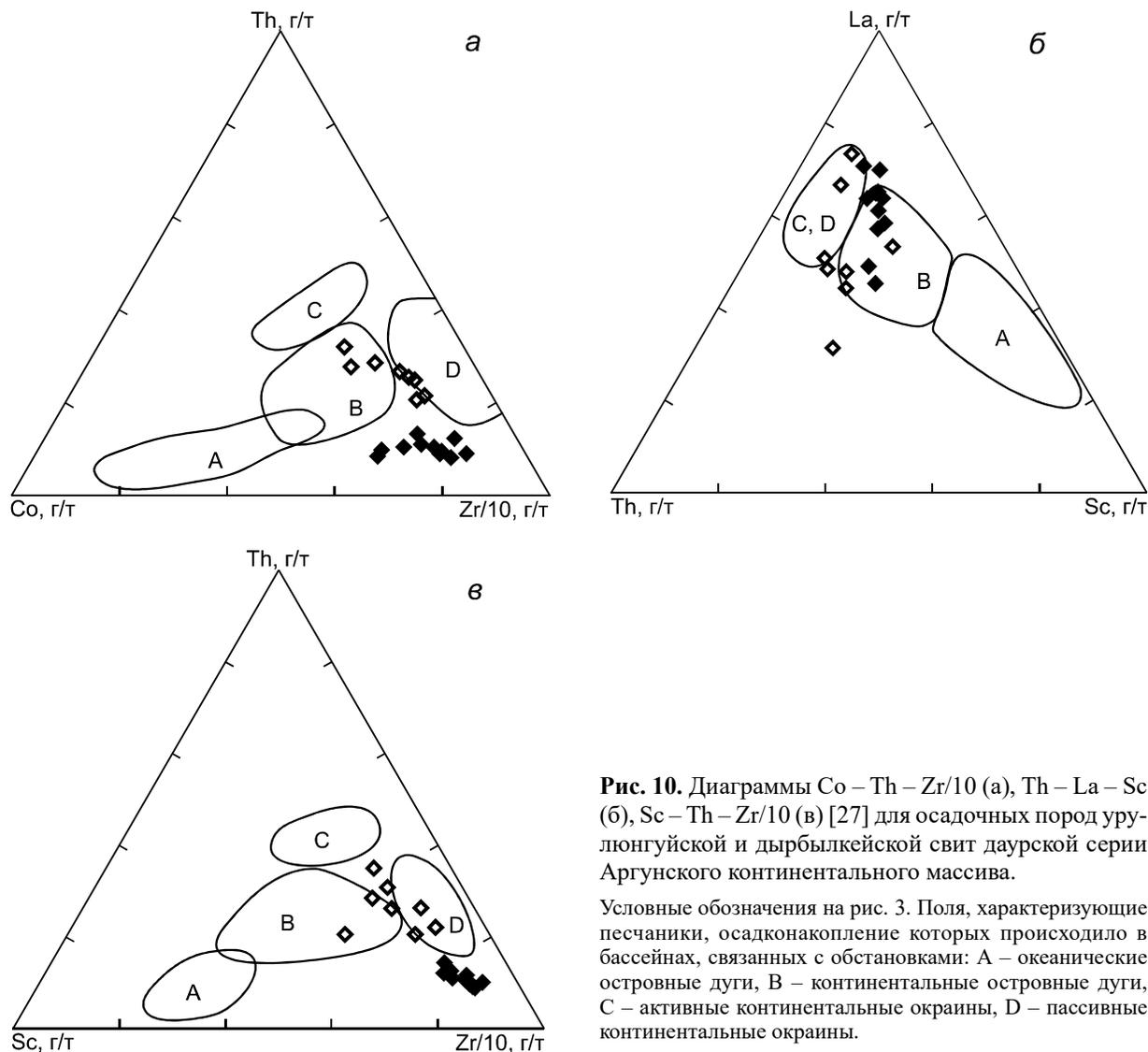


Рис. 10. Диаграммы Co – Th – Zr/10 (а), Th – La – Sc (б), Sc – Th – Zr/10 (в) [27] для осадочных пород урулюнгульской и дырбылкейской свит даурской серии Аргунского континентального массива.

Условные обозначения на рис. 3. Поля, характеризующие песчаники, осадконакопление которых происходило в бассейнах, связанных с обстановками: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины.

ческих исследований позволяют предположить, что основными источниками сноса кластического материала являются неопротерозойские магматические образования, выявленные в пределах западной части Аргунского континентального массива [1, 4, 45, 48, 50 и др.].

Присутствие в песчаниках урулюнгульской и дырбылкейской свит более древних цирконов, а также неопротерозойских цирконов с раннедокембрийскими Hf-модельными возрастными, и мезопротерозойские оценки Nd-модельного возраста $T_{Nd(DM2)} = 2.1-1.6$ млрд лет осадочных пород позволяют предполагать, что отложения даурской серии слагают «экзотический блок», внедренный в структуру Аргунского массива. Такой вывод обусловлен тем, что в пределах Аргунского континентального массива до сих пор не выявлены магматические породы древнее 1 млрд лет, раннедокембрийские цирконы практически отсут-

вуют в изученных метаморфических комплексах [9, 50 и др.], в палеозойских [16, 22] и мезозойских [15] осадочных отложениях, а величина Nd-модельного возраста осадочных и магматических пород не более 1.5 млрд лет [17, 19–22].

ВЫВОДЫ

Полученные в ходе проведенных исследований результаты позволяют сделать следующие выводы.

Наиболее молодые цирконы в песчаниках урулюнгульской и дырбылкейской свит имеют возраст 899 млн лет и 771 млн лет, соответственно. Эти данные позволяют предполагать, что нижняя возрастная граница накопления осадочных пород исследованных свит приходится на неопротерозой, а именно тоний.

По минеральному составу, содержаниям основных породообразующих компонентов и микроэлемент-

тов осадочные породы урулюнгуйской и дырбылкейской свит различаются, что, вероятно, обусловлено разной степенью химической «зрелости» исходных пород, а также присутствием в области сноса пород, различных по кремнекислотности.

Присутствие в составе урулюнгуйской и дырбылкейской свит конгломерато-брекчий, конгломератов, гравелитов, обломков магматических и вулканических пород, слабая степень окатанности обломочного материала и наличие значительного количества неопротерозойских детритовых цирконов свидетельствуют о тектонической и магматической активности региона в период осадконакопления.

Главными источниками обломочного материала для терригенных пород урулюнгуйской и дырбылкейской свит послужили неопротерозойские магматические образования, широко развитые в пределах западной части Аргунского континентального массива.

Учитывая присутствие в песчаниках урулюнгуйской и дырбылкейской свит детритовых цирконов раннедокембрийского возраста, а также раннедокембрийский Hf-модельный возраст для значительного количества неопротерозойских цирконов, можно предполагать, что дополнительными источниками сноса кластического материала являлись раннедокембрийские образования. Однако в составе Аргунского континентального массива до сих пор не выявлены раннедокембрийские магматические или метаморфические комплексы, возраст которых был бы надежно обоснован геохронологическими данными. В связи с чем, не исключено, что осадочные породы даурской серии слагают «экзотический блок», внедренный в структуру Аргунского континентального массива.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников Аналитического центра Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, А.И. Палажченко, В.И. Рождествовину, Е.С. Сапожнику, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (В.Е. Зазулину, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву), а также персонал центра LaserChron университета штата Аризона (США) за выполнение аналитических исследований. Мы также искренне признательны рецензентам за конструктивные замечания и дискуссию.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 20-05-00195, 18-05-00840).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикина Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Воробьев В.С. Геохронологические рубежи для южной части Восточного Забайкалья по данным U-Pb метода датирования // *Геохимия*. 1979. № 2. С. 204–215.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
3. Геологическое строение Читинской области: Объясн. зап. к геологической карте. 1:500 000. Чита, 1997. 239 с.
4. Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гольцман Ю.В., Байрова Э.Д., Яковлева С.З. Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // *Геология руд. месторождений*. 2010. Т. 52, № 6. С. 553–571.
5. Козырев С.К., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта РФ. 1:200 000. Изд-е второе. Зейская серия. Лист N-51-XXIV (Магдагачи) / Ред. В.Е. Чепыгин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
6. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // *Докл. АН*. 2009. Т. 429, № 6. С. 779–783.
7. Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // *Геотектоника*. 2013. № 5. С. 48–60. <https://doi.org/10.7868/S0016853X13050020>.
8. Озерский А.Ф., Винниченко Е.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Приаргунская серия. Лист М-50-XVII. Изд-е второе / Ред. В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
9. Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сорокин А.П. Экзотический Инимский блок Аргунского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты геохронологических (LA-ICP-MS) U-Th-Pb и изотопно-геохимических Sm-Nd-исследований // *Докл. АН*. 2019. Т. 484, № 6. С. 734–738. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524846734-738>.
10. Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
11. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р.М. Пески и песчаники. М: Мир, 1976. 535 с.
12. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГП, 1994.
13. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // *Докл. АН*. 2012. Т. 444, № 5. С. 519–522.
14. Серезников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N-52 (Зей). Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
15. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П.

- Источники юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зей-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm–Nd) и геохронологических (U–Pb, LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2015. Т. 465, № 6. С. 706–710. <https://doi.org/10.7868/S0869565215360220>.
16. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И. Геохимические особенности, обстановки накопления и источники материала нижнепалеозойских отложений Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 6. С. 564–582. <https://doi.org/10.7868/S0024497X16060070>.
 17. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимия и области сноса юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зей-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия. 2017. № 2. С. 127–148. <https://doi.org/10.7868/S0016752517010101>.
 18. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А. Возраст и обстановки формирования чаловской серии ордовика Аргунского массива, восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27, № 3. С. 3–23. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X2733-23>.
 19. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь, Журавлев Д.З., Ян Пин, Сун Гуйхуа, Гао Лиминг. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна, Приамурье: первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 415–425.
 20. Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Пономарчук В.А., Саватенков В.М. Источники позднемезозойских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология. 2014. Т. 22, № 1. С. 72–84. <https://doi.org/10.7868/S0869590313050063>.
 21. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ковач В.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Раннепалеозойский возраст исагачинской толщи чаловской серии Гонжинского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2014. Т. 457, № 3. С. 323–326. <https://doi.org/10.7868/S0869565214210245>.
 22. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Попеко Л.И. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm–Nd изотопно-геохимических и U–Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // Геохимия. 2015. № 6. С. 539–550. <https://doi.org/10.7868/S001675251504007X>.
 23. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 24. Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раитина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50. Третье поколение / Ред. В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
 25. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
 26. Bahlburg H., Dobrzinski N. A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions // London: Geol. Soc. 2011. V. 36. P. 81–92. <https://doi.org/10.1144/M36.6>.
 27. 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. <https://doi.org/10.1007/BF00375292>.
 28. Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth. Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148, Is. 1–2. P. 243–258. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X).
 29. 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. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X).
 30. 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. <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>.
 31. 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. P. 249–265. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90013-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1).
 32. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Precamb. Res. 2004. V. 131, Is. 3–4. P. 231–282. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.12.011>.
 33. Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55, Is. 3–4. P. 319–322. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90137-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90137-6).
 34. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58, N 5. P. 820–829. <http://dx.doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
 35. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90109-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2).
 36. Ludwig K.R. Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. N 4. P. 1–77.
 37. 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 // Geochem. J. 2008. V. 42. P. 237–246. <https://doi.org/10.2343/geochemj.42.237>.
 38. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth. Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
 39. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717. <http://dx.doi.org/10.1038/299715a0>.
 40. Parker A. An index of weathering for silicate rocks // Geol. Mag. 1970. V. 107, Is. 6. P. 501–504. <https://doi.org/10.1017/S0016756800058581>.
 41. Pin C., Briot D., Bassin C., Poitras 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. P. 209–217.

- [https://doi.org/10.1016/0003-2670\(94\)00274-6](https://doi.org/10.1016/0003-2670(94)00274-6).
42. Richard P., Shimizu N., Allègre C.J. $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 31. P. 269–278.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90219-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90219-3).
43. Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 219, Is. 3–4. P. 311–324.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3).
44. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., 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. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00198-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00198-4).
45. Tang J., Xu W.L., Wang F., Wang W., Xu M.J., Zhang Y.H. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // *Precamb. Res.* 2013. V. 224. P. 597–611.
<https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2012.10.019>.
46. Vervoort J.D., Patchett P.J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60, Is. 19. P. 3717–3723.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00201-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00201-3).
47. Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51, Is. 9. P. 2401–2416.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90293-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90293-6).
48. 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 granulites in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41, Is. 1. P. 1–30.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.11.014>.
49. 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.
<https://doi.org/10.1039/c1ja00001b>.
50. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Ren S.M., Zheng C.Q. Early Paleozoic metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing'an Range, NE China: evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications // *Tectonophysics.* 2011. V. 499, Is. 1–4. P. 105–117. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.12.009>.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным

после доработки 28.05.2021 г.

принята к печати 26.09.2021 г.

Y.N. Smirnova, R.O. Ovchinnikov, Y.V. Smirnov, S.I. Dril

Sources of sediment clasts and depositional environment of sedimentary rocks of the Daur Series in the Argun continental Massif

The paper presents the results of geochemical and isotopic-geochemical (Sm-Nd) studies of the Upper Riphean (?) (in the Stratigraphic Scale of Russia) sedimentary rocks of the Urulungui and Dyrbylkey formations of the Daur Series in the Argun continental Massif, as well as U-Th-Pb and Lu-Hf isotopic studies of detrital zircons from these formations. Rocks of the Urulungui and Dyrbylkey formations differ significantly in mineral composition and content of the main elements, which is probably due to the degree of chemical weathering of the source rocks. Analysis of concentrations of trace elements in sedimentary rocks of the Urulungui and Dyrbylkey formations enabled to establish that they were formed in a subduction-related setting. The presence of conglomerate-breccias, conglomerates, gravelstones, fragments of igneous and volcanic rocks, a weak degree of roundness of clastic material, as well as abundant Neoproterozoic detrital zircons in the formations is evidence of tectonic and igneous activities in the region during sedimentation. Sedimentary rocks of the Urulungui Formation are characterized by two-stage model ages $\text{TNd}_{(\text{DM}2)} = 2.0\text{--}2.1$ Ga, and the Dyrbylkey Formation – $\text{TNd}_{(\text{DM}2)} = 1.6\text{--}1.8$ Ga according to the results of Sm-Nd isotopic-geochemical studies. The abundant Neoproterozoic zircons in sandstones of the Urulungui and Dyrbylkey formations suggest that Neoproterozoic igneous rocks widely developed within the western Argun continental Massif were the main source of clastic materials. At the same time, the presence of Early Precambrian detrital zircons is evidence that Early Precambrian rocks were also present in the source area. However, Early Precambrian igneous and metamorphic associations whose age would be reliably determined from geochronological data have not yet been found so far within the Argun continental Massif, and thus it is not out of the question that rocks of the Daur Series form a «detached block» intruded in the Argun Massif.

Key words: Daur Series, sedimentary rocks, source areas, geodynamic setting of sedimentation, detrital zircons, Argun Massif, Central Asian Fold Belt.