

ПЕРМСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА: ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ

Ю.В. Смирнов¹, Ю.Н. Смирнова¹, С.И. Дриль²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия; e-mail: smirnova@ascnet.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия; e-mail: sdril@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 2 марта 2024 г.

В публикации приведены первые результаты комплексных геохимических, Sm–Nd изотопно-геохимических исследований терригенных пород пермской береинской свиты Нора-Сухотинского террейна Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса, а также U–Th–Pb и Lu–Hf изотопных исследований обломочных цирконов из них. Химический состав песчаников и алевролитов указывает на то, что в области размыва доминировали породы кислого состава при возможном незначительном участии магматических образований среднего и/или основного состава. Валовый состав исследованных обломочных пород характеризуется слабоотрицательными величинами $\epsilon_{Nd(t)}$ = -0.6...-0.5 при мезопротерозойских значениях Nd-модельного возраста ($t_{Nd(DM)} = t_{Nd(DM-2)} = 1.1$ млрд лет). В терригенных отложениях береинской свиты доминируют палеозойские цирконы при некотором количестве неопротерозойских зерен. Единичные результаты Lu–Hf исследований зерен обломочных цирконов свидетельствуют о том, что большинство из них имеют раннепалеозойские и неопротерозойские значения Hf-модельных возрастов. Наиболее молодая группа циркона имеет конкордантный возраст 261 ± 4 млн лет, что определяет нижнюю границу накопления пород береинской свиты – это гваделупская эпоха (средняя пермь по международной стратиграфической шкале). Исходя из возраста свиты и существующих представлений о формировании Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса, накопление пермских отложений происходило в пост-коллизийных обстановках после закрытия морского бассейна, разделявшего Мамынский и Буреинский террейны. Основными источниками обломочного материала для этих отложений являются, по всей видимости, геологические комплексы Мамынского или Буреинского террейнов.

Ключевые слова: изотопная геохимия, детритовые цирконы, геохимия, алевролиты, песчаники, пермь, Южномонгольско-Хинганский орогенный пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Южномонгольско-Хинганский орогенный пояс – одна из сложно построенных геологических структур, входящих в систему Центрально-Азиатского орогенного пояса. Пояс прослеживается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию, далее на северо-восток Китая и в приграничные районы Приамурья, где он теряется в зоне сочленения Аргунского и Бурей-Цзямусинского супертеррейнов [5]. Северо-восточный фрагмент Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса рассматривается в качестве Нора-Сухотинского террейна [29] (рис. 1). В строении последнего на левобережье реки Амур принимают участие осадочные и вулканогенно-осадочные породы верхнесилурийской широкопадинской сви-

ты, нижнедевонской большекаменушкинской свиты, среднедевонских бусеевской и гуранской свит, ниже-среднекаменноугольной богданихинской свиты и нижнепермской береинской свиты [7]. Перечисленные отложения несут в себе важную информацию об истории формирования Нора-Сухотинского террейна. В то же время, они выходят на дневную поверхность фрагментарно, часто перекрыты рыхлыми кайнозойскими осадками Амуро-Зейской впадины, что создает большие сложности в их изучении.

В последние годы были изучены отложения широкопадинской, гуранской и богданихинской свит Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна и показано, что они представляют собой фрагменты палеозойских аккреционных комплексов [12,

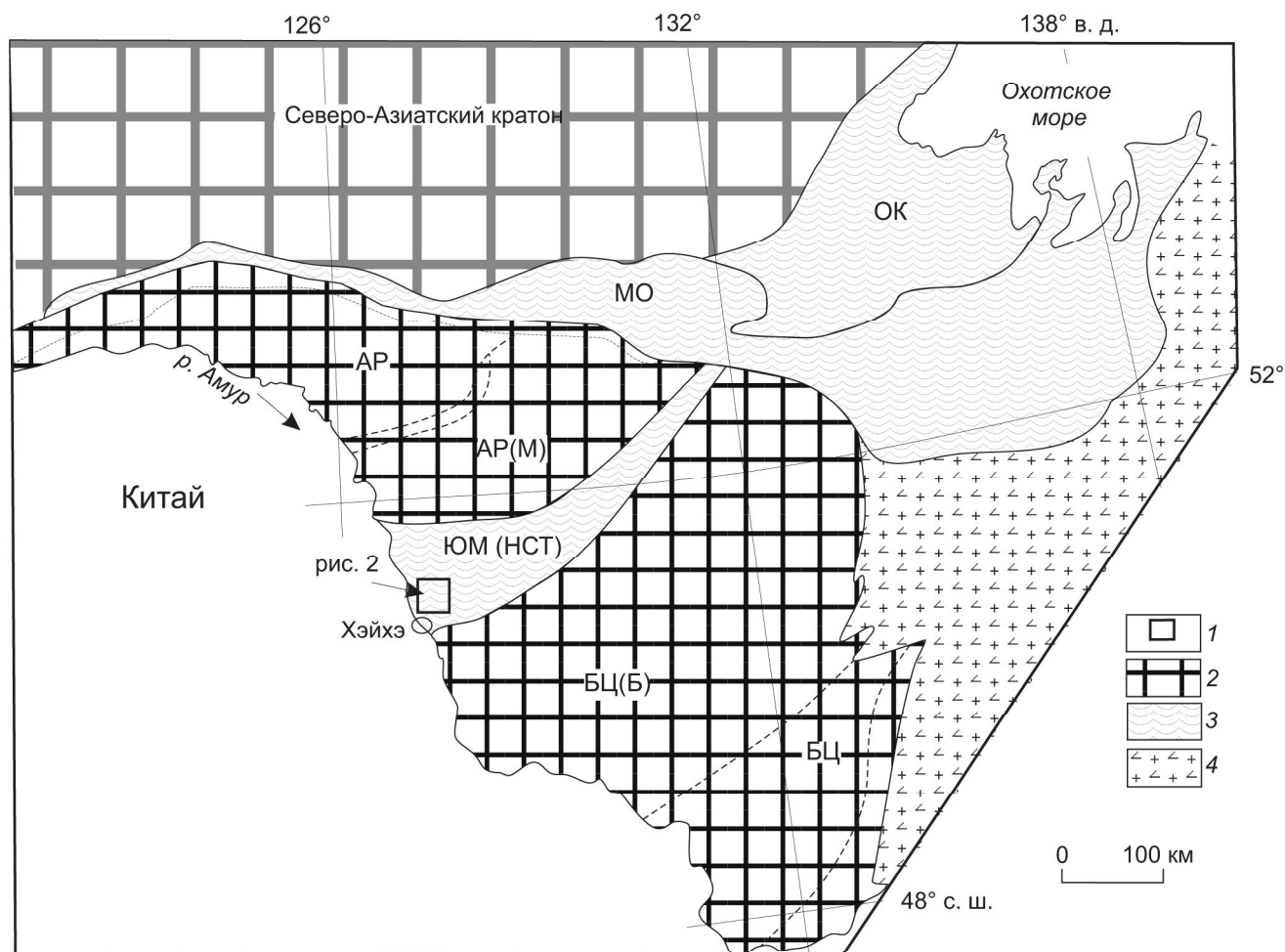


Рис. 1. Тектоническая схема восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, по [29].

1 – положение объекта исследований; 2 – континентальные массивы (супертеррейны): АР – Аргунский (АР(М) – Мамынский террейн), БЦ – Бурея-Цямусинский (БЦ(Б) – Буреинский (Туранский) террейн); 3 – палеозойские – раннемезозойские складчатые пояса: ЮМ – Южномонгольско-Хинганский (НСТ – Нора-Сухотинский террейн), МО – Монголо-Охотский, ОК – Охотско-Корякский; 4 – позднеюрско-раннемеловые складчатые пояса.

14, 16]. Кроме того, установлен факт присутствия в строении этого террейна блоков с эдиакарским возрастом [13].

Данная публикация является логическим продолжением упомянутых выше работ и представляет результаты геохимических и Sm–Nd изотопно-геохимических исследований терригенных пород береинской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна, а также U–Th–Pb и Lu–Hf изотопных исследований обломочных цирконов из них с целью уточнения возраста, тектонических условий накопления и источников исходного материала.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Отложения береинской свиты, традиционно относимые к ранней перми [7], являются наиболее

молодыми в строении Нора-Сухотинского террейна. Они распространены в бассейнах левых притоков реки Амур – рек Берея, Белая и Громатуха (рис. 2). Береинская свита сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями вулканитов основного и среднего состава, а также известняков [7], и с размывом залегает на нижележащих силурийских или девонских отложениях Нора-Сухотинского террейна (рис. 3). В основании свиты присутствуют конгломераты и гравелиты. Мощность свиты составляет от 900 до 1000 м. На основании находок в глинистых сланцах растительных остатков *Annularia (?) planifolia* Radcz., *Zamiopteris burduclienensis* Schved., *Tychopteris* sp., «*Noeggerathiopsis*» *vittae-folia* Radcz. возраст свиты принят раннепермским [7].

Образцы пород для исследований были отобраны в бассейне р. Белая: песчаники – 51°28'19.3" с.ш.

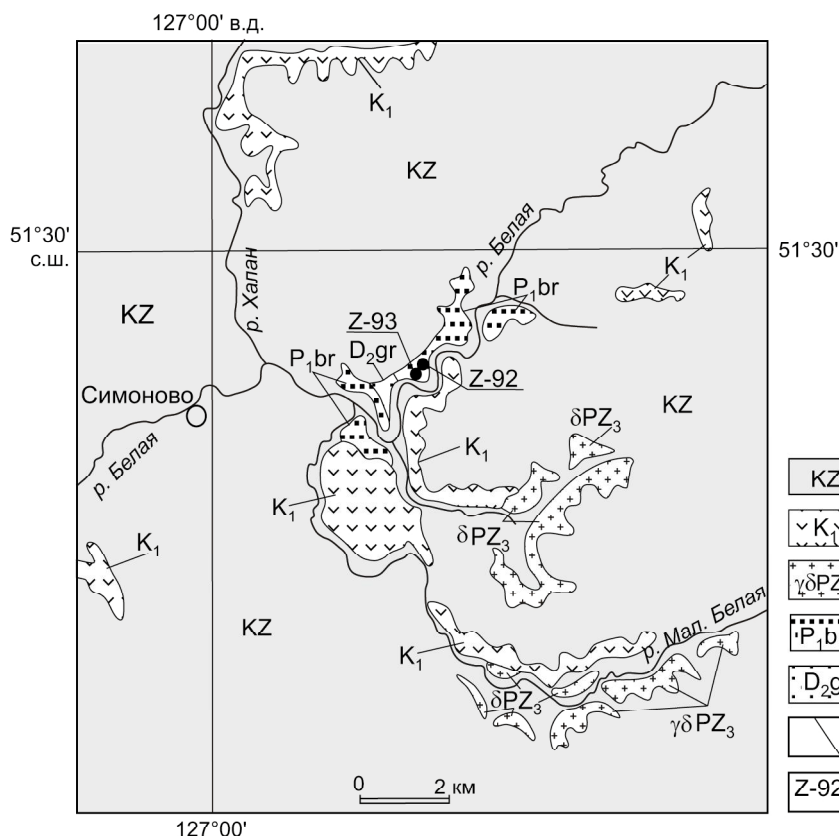


Рис. 2. Геологическая схема Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна, по [26, 27].

1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – раннемеловые вулканогенно-осадочные породы; 3 – позднепалеозойские магматические образования кислого и среднего состава; 4 – раннепермские осадочные породы береинской свиты; 5 – среднедевонские осадочные породы; 6 – разломы; 7 – места отбора образцов для Sm–Nd, U–Th–Pb и Lu–Hf исследований и их номера.



Рис. 3. Стратиграфическая колонка для осадочных пород береинской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна, по [7].

1 – известняки; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – конгломераты; 5 – сланцы; 6 – вулканиты основного и среднего состава; 7 – остатки флоры; 8 – места отбора образцов для Sm–Nd, U–Th–Pb и Lu–Hf исследований и их номера.

и 127°03'37.4" в.д., алевролиты – 51°28'17.3" с.ш. и 127°03'36.0" в.д. (рис. 2).

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания порообразующих компонентов в породах определены рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск). Гомогенизация порошковых проб выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Lab Center XRF-180. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Концентрации микроэлементов определены методом ICP-MS на квадрупольном ICP масс-спектрометре NexION 300D в Центре коллективного пользования (ЦКП) «Изотопно-геохимические исследования» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН, г. Иркутск). Гомогенизация порошковых проб выполнялась путем сплавления с безводным метаборатом лития в высокочастотной индукционной печи с последующим разложением плавня смесью перегнанных кислот HF и HNO₃. Для расчета концентраций применялась градуировка по сертифицированным растворам CLMS-1-4 фирмы SPEX (США) с концентрациями элементов 0.1, 1.0, 5.0 нг/мл. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составила 3–10 %.

Sm–Nd изотопно-геохимические исследования пород проводились в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Около 100 мг истертого образца разлагали в смеси кислот HF, HNO₃ и HClO₄. Перед разложением к образцу добавляли смешанный изотопный индикатор ¹⁴⁹Sm–¹⁵⁰Nd. Сумму редкоземельных элементов выделяли с использованием ионообменной смолы BioRad AGW50-X8 (200–400 меш) по традиционным методикам [54, 63, 65]. Чистые фракции Sm и Nd выделяли из суммы редких земель при помощи ионообменной смолы LN-Spec (100–150 меш) согласно [77]. Измерения изотопного состава Sm и Nd проводили 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 ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – не более 0.003 и 0.4 %, соответственно. Полученные данные были нормализованы к отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Результаты измерений международного изотопного стандарта JNdi-1 (n = 9): ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512095 ± 4 при рекомендованном зна-

чении ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512115 ± 7 [70]. Для изотопного состава Nd и концентраций Nd и Sm в международных породных стандартах получены следующие значения: 1) BCR-2 (n = 28), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512630 ± 14; ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.13833 ± 69; Nd = 28.8 ± 0.1 мкг/г; Sm = 6.52 ± 0.03 мкг/г; 2) AGV-2 (n = 8), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512769 ± 16; ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.10904 ± 32; Nd = 30.3 ± 0.1 мкг/г; Sm = 5.42 ± 0.03 мкг/г. При расчете величин $\epsilon_{Nd(t)}$ и модельных возрастов $t_{Nd(DM)}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR), по [44], и деплетированной мантии (DM), по [41].

Извлечение зерен детритового циркона выполнено в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U–Th–Pb изотопные исследования индивидуальных зерен циркона 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. Калибровка проводилась по стандарту FC (Duluth complex, 1099.3 ± 0.3 млн лет [62]). В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовались зерна циркона SL (Sri Lanka) и R33 (Braintree complex) [34]. Значения возрастов по отношениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb для стандарта SL в процессе измерений составили 557 ± 5 и 558 ± 7 млн лет (2σ), соответственно, что хорошо согласуется со значениями, опубликованными в [39], полученными с использованием ID-TIMS метода. Средние значения возрастов по отношениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb для стандарта R33 в процессе измерений составили 417 ± 7 и 415 ± 8 млн лет, соответствующие рекомендованным [34, 57]. Систематические погрешности составили 0.9 % для отношений ²⁰⁶Pb/²³⁸U и 0.8 % для отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb (2σ). Поправки на обычный Pb вводились по ²⁰⁴Pb, скорректированному на ²⁰⁴Hg, в соответствии с модельными [69]. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Возрасты рассчитаны в программе Isoplot v. 3.6 [53]. Из расчетов были исключены зерна циркона, для которых невозможно было вычислить конкордантный возраст и для которых значения ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U имелись ошибки более 3 %.

Lu–Hf изотопные исследования зерен циркона выполнены также в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICPMS) Nu High-Resolution и эксимерного лазе-

ра Analyte G2. Lu–Hf изотопные анализы проводились в том же участке циркона (в той же точке), что и U–Th–Pb исследования. Для настройки инструментов и проверки качества анализов использовали стандартные растворы JMC475, Spex Hf, Yb, and Lu, а также стандартные цирконы Mud Tank, 91500, Temora, R33, FC52, Plesovice и SL. Диаметр лазерного пучка составлял 40 мкм, мощность лазера около 5 Дж/см², частота 7 Гц, скорость абляции около 0.8 мкм/с. Стандартные зерна циркона анализировали через каждые 20 неизвестных. Детали аналитической методики изложены на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Для расчета величин $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ использовались константа распада ^{176}Lu ($\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$), хондритовые отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282785) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.0336), по [35]. Коровые Hf-модельные возрасты $t_{\text{Hf}(C)}$ рассчитывались, принимая среднее отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в континентальной коре, равное 0.0093 [71]. Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использовались современные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ [42].

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ (SM–ND) ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Представленные в нашей коллекции песчаники береинской свиты имеют серый цвет, массивную текстуру и мелкозернистую псаммитовую структуру. Обломочный материал размером 0.10–0.20 мм, угловатой, реже слабо окатанной форм. Зерна монокристаллического кварца составляют до 20 %, поликристаллического кварца – до 10 %. На долю полевых шпатов приходится до 10 %. Слюды представлены биотитом и мусковитом (до 3 %). Цемент (~ 50 %) гидрослюдисто-кварцевого состава базального типа. В песчаниках 15–30 % шлифа занимает тонкораспыленное углеродистое вещество. Акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом, апатитом и гидроксидами железа.

Алевролиты имеют темно-серый до черного цвет, массивную текстуру и грубую алевритовую структуру. Доминируют обломки размером 0.05–0.10 мм, угловатой и слабо окатанной форм. Содержание монокристаллического кварца достигает 15 %, поликристаллического – до 10 %, а полевых шпатов – 10 %. Слюды представлены мусковитом и биотитом (до 10 %). Цемент (~ 50 %) базального типа гидрослюдисто-кварцевого состава. В значительном количестве присутствует тонкораспыленное углеродистое вещество (до 20 %). Из аксессуаров отмечаются циркон, магнетит, апатит и гидроксиды железа.

Песчаники и алевролиты береинской свиты характеризуются близким составом (табл. 1). На клас-

сификационной диаграмме ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$) – SiO_2 – ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) [2] терригенные отложения береинской свиты соответствуют породам полимиктового состава (рис. 4, а). По значениям величин $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ песчаники и алевролиты береинской свиты близки аркозам (рис. 4, б).

При типизации терригенных отложений, широко используется подход, основанный на величинах и соотношении петрохимических модулей [1, 3, 18, 19, 25, 30 и ссылки в них]. Так, гидролизатный модуль ($\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ [30]) позволяет разделить породы, содержащие продукты гидролиза и обломочного кварца или богатых кремнеземом обломков пород. В песчаниках и алевролитах береинской свиты значения гидролизатного модуля варьируют от 0.36 до 0.37, что характерно для нормально-гидролизатных сиаллитов (табл. 1). По величине титанового модуля ($\text{ТМ} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; [1, 30]), составляющей 0.040–0.048, рассматриваемые породы соответствуют нормотитанистым сиаллитам, а по величине железного модуля ($\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$; [1, 30]), составляющей 0.25–0.34, – норможелезистым сиаллитам. Незначительно пониженная величина фемического модуля ($\text{ФМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$; [30]), варьирующая в интервале 0.08–0.11, позволят отнести породы к гипо-нормофемическим сиаллитам.

В песчаниках и алевролитах береинской свиты суммарная концентрация редкоземельных элементов (РЗЭ) находится в пределах 169–243 мкг/г. Графики распределения РЗЭ иллюстрируют умеренно дифференцированный спектр ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 6.15\text{--}9.96$) при отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.60\text{--}0.71$) (рис. 5, а, табл. 2). Рассматриваемые отложения характеризуются верхнекоровыми содержаниями большинства микроэлементов при относительном дефиците Nb (12–17 мкг/г), Ta (0.96–1.20 мкг/г), Sr (49–174 мкг/г) и обогащении Sc (13.42–16.83 мкг/г), V (91–109 мкг/г), Ni (21–29 мкг/г) и Cr (48–59 мкг/г) (рис. 5, б, табл. 2).

В терригенных породах береинской свиты отмечаются слабо отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -0.6\text{--}0.5$ при мезопротерозойских величинах Nd-модельного возраста ($t_{\text{Nd(DM)}} = t_{\text{Nd(DM-2)}} = 1.1$ млрд лет) (табл. 3).

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Всего было исследовано 95 зерен циркона из песчаника береинской свиты (обр. Z-92), однако конкордантные оценки возраста получены лишь для 27 зерен (табл. 4). Это связано с малым размером зерен,

Таблица 1. Содержания породообразующих компонентов и значения петрохимических модулей для терригенных отложений береинской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна.

Компоненты / Петрохимические модули	Z-92	Z-92-1	Z-92-2	Z-93	Z-93-1	Z-93-2
	Песчаники			Алевролиты		
SiO ₂	64.58	64.51	64.79	65.32	65.47	65.56
TiO ₂	0.70	0.71	0.72	0.82	0.84	0.85
Al ₂ O ₃	17.42	16.88	16.97	18.19	17.91	17.90
Fe ₂ O ₃ *	5.70	5.92	5.90	4.72	4.91	4.91
MnO	0.02	0.02	0.02	0.11	0.12	0.12
MgO	1.19	1.21	1.21	0.68	0.62	0.63
CaO	0.41	0.42	0.42	0.32	0.35	0.33
Na ₂ O	0.64	0.51	0.50	0.47	0.44	0.46
K ₂ O	3.16	3.18	3.20	3.07	3.11	3.11
P ₂ O ₅	0.30	0.30	0.29	0.20	0.20	0.20
ППП	5.83	5.85	5.83	5.20	5.39	5.40
Сумма	99.95	99.51	99.85	99.10	99.36	99.47
ГМ	0.37	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36
ФМ	0.11	0.11	0.11	0.08	0.09	0.09
ТМ	0.040	0.042	0.042	0.045	0.047	0.048
ЖМ	0.32	0.34	0.34	0.25	0.27	0.27

Примечание. Оксиды приведены в мас. %. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃. ГМ = (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO + MnO)/SiO₂ [30]; ТМ = TiO₂/Al₂O₃ [1, 30]; ФМ = (Fe₂O₃ + FeO + MnO + MgO)/SiO₂ [30]; ЖМ = (Fe₂O₃ + FeO + MnO)/(TiO₂ + Al₂O₃) [1, 30].

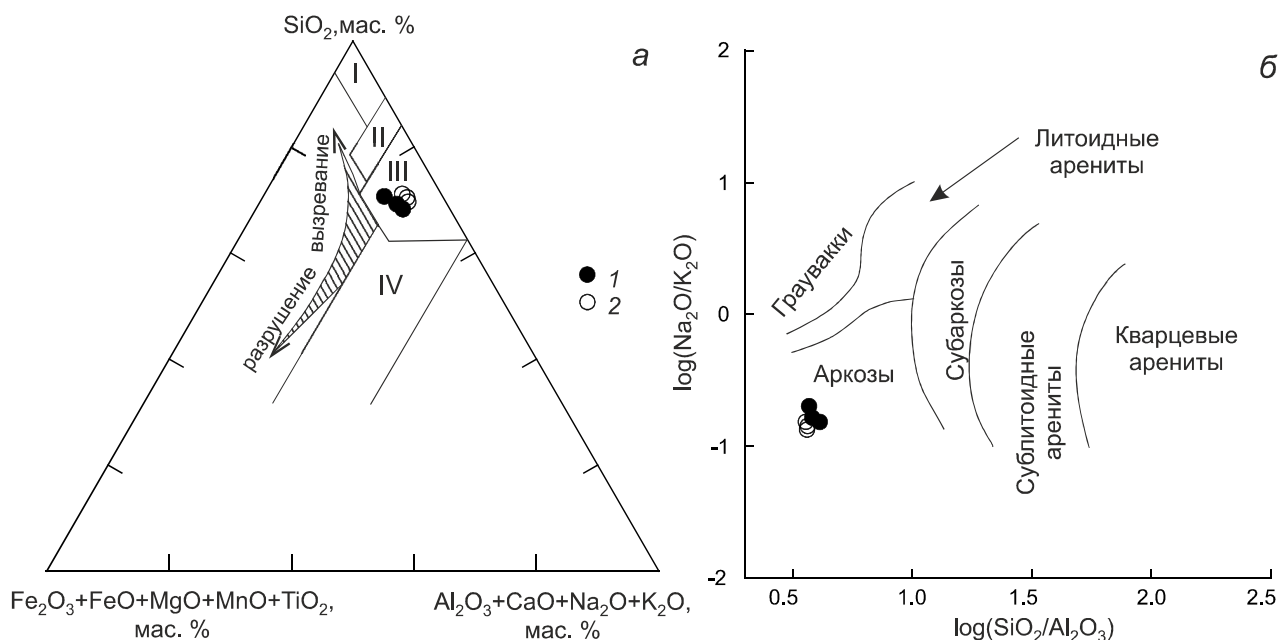


Рис. 4. Положение фигуративных точек состава терригенных пород береинской свиты на классификационных диаграммах (а) $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) - \text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [2]; (б) $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [6].

Поля песчаников (а): I – кварцевых, II – олигомиктовых, III – полимиктовых, IV – вулканокластических. 1 – песчаники, 2 – алевролиты.

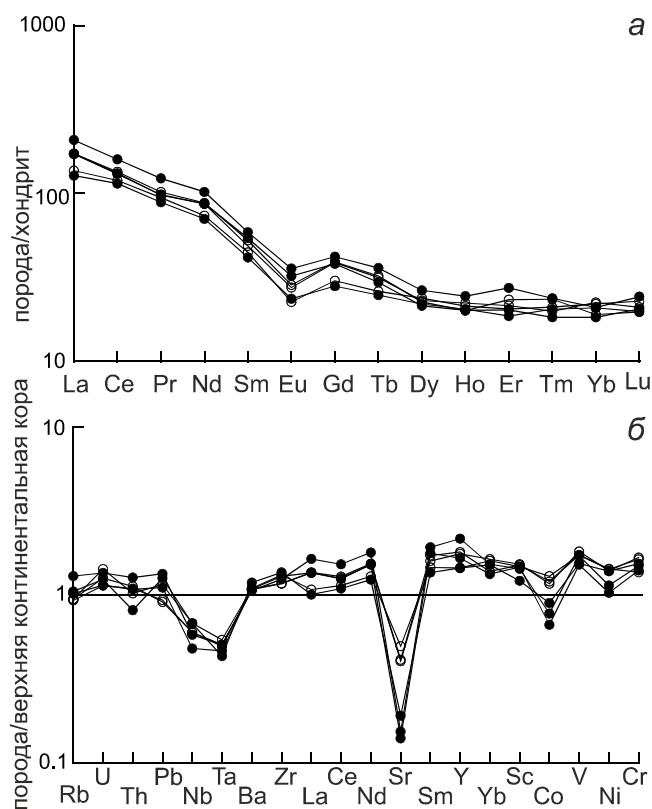


Рис. 5. График распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (а) и спайдердиаграмма (б) для терригенных отложений береинской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна.

Состав хондрита – по [58], состав верхней континентальной коры – по [28]. Условные обозначения на рис. 4.

который варьирует от 20 до 50 мкм, реже достигая 100 мкм. В то время как диаметр лазерного пучка при U–Th–Pb анализе составлял 20 мкм (см. раздел «Методика...»).

Из 27 зерен циркона 24 имеют палеозойский возраст с пиками на кривой относительной вероятности возраста, соответствующими значениям ~ 500, ~306, ~276 и ~262 млн лет (рис. 6). Палеозойские зерна циркона имеют призматическую и дипирамидальную форму с коэффициентом удлинения 1.5–2.5. Значения отношения Th/U в них варьируют от 0.26 до 1.00, что свидетельствует об их магматическом происхождении. Три зерна характеризуются неопротерозойским возрастом 972 ± 11 , 810 ± 11 и 562 ± 6 млн лет, одно зерно – палеопротерозойским возрастом – 1918 ± 18 млн лет (табл. 4), и они не образуют статистически значимых популяций. Докембрийские цирконы имеют дипирамидальную форму, небольшие размеры (30–50 мкм) при вариациях величины Th/U от 0.06 до 0.85. Конкордантный возраст трех наиболее молодых зерен циркона составляет 261 ± 4 млн лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ Lu-Hf ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗЕРЕН ЦИРКОНА

Всего было проанализировано 25 зерен циркона, но только 7 точек приходится на цирконы с конкордантными значениями возраста (табл. 5). Результаты, полученные именно для этих точек, обсуждаются ниже и, в силу своей малочисленности, могут рассматриваться только как предварительные.

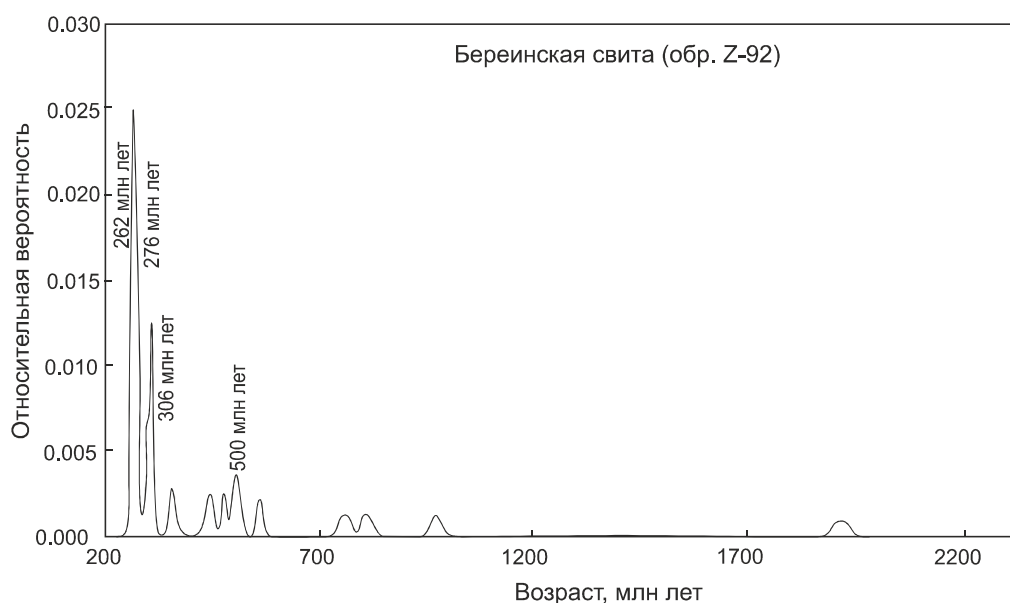


Рис. 6. Кривая относительной вероятности возрастов 27 обломочных цирконов из песчаника береинской свиты (обр. Z-92) Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна.

Таблица 2. Микроэлементный состав терригенных отложений береннской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна.

Образцы/ Компоненты	Песчаники			Алевриты		
	Z-92	Z-92-1	Z-92-2	Z-93	Z-93-1	Z-93-2
Rb	118	114	146	106	106	104
Sr	67	49	54	174	144	142
Ba	654	600	586	607	594	602
La	30.28	40.84	49.39	32.43	41.02	40.82
Ce	70.20	80.02	97.94	73.23	82.66	80.90
Pr	8.23	9.16	11.42	8.78	9.48	9.06
Nd	32.24	39.70	46.74	33.70	40.10	39.58
Sm	6.15	8.02	8.70	6.60	7.77	7.20
Eu	1.33	1.82	2.01	1.27	1.60	1.55
Gd	5.58	7.58	8.36	6.01	7.78	7.72
Tb	0.89	1.07	1.30	0.94	1.17	1.14
Dy	5.39	5.27	6.51	5.85	5.55	5.66
Ho	1.12	1.10	1.34	1.16	1.09	1.21
Er	2.98	3.24	4.38	3.28	3.73	3.44
Tm	0.50	0.45	0.59	0.52	0.58	0.49
Yb	3.35	2.94	3.37	3.54	3.05	3.61
Lu	0.49	0.50	0.66	0.56	0.48	0.52
Y	32	37	48	32	40	39
Th	8.72	11.60	13.64	10.98	12.10	11.72
U	3.47	3.21	3.81	4.02	3.55	3.20
Zr	260	246	237	251	223	224
Hf	6.82	6.75	7.46	6.72	6.26	6.29
Nb	17	12	14	17	15	15
Ta	0.96	1.02	1.11	1.20	1.12	1.09
Zn	59	56	64	101	99	101
Co	9	7	8	13	12	12
Ni	28	21	23	29	29	28
Sc	13	16	16	16	17	17
V	93	91	103	104	104	109
Cr	54	49	52	48	57	59
Pb	25	22	27	23	18	19
ΣREE	169	202	243	178	206	203
Eu/Eu*	0.68	0.70	0.71	0.60	0.62	0.63
[La/Yb] _n	6.15	9.43	9.96	6.23	9.13	7.68

Примечание. Микроэлементы приведены в мкг/г.

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований терригенных отложений береннской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна.

№ п/п	№ образца	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	± 2σ изм.	ε _{Nd(0)}	ε _{Nd(t)}	t _{Nd (DM)} , млн лет	t _{Nd (DM2)} , млн лет
1	Z-92	262	42.62	8.21	0.11730	0.512470	9	-3.3	-0.6	1076	1100
2	Z-93	262	39.93	7.97	0.12156	0.512485	7	-3.0	-0.5	1101	1087

Примечание. Концентрации Sm и Nd определены методом изотопного разбавления.

Два зерна циркона палеозойского возраста (445 и 259 млн лет) характеризуются идентичными положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = +4.7$, а также неопротерозойскими значениями Hf-модельных возрастов: $t_{\text{Hf}(DM)} = 0.9\text{--}0.7$ млрд лет, $t_{\text{Hf}(C)} = 1.0\text{--}0.8$ млрд лет (рис. 7, табл. 5). Зерно с возрастом 296 млн лет

характеризуется существенно более высокой величиной $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = +11.0$ и раннепалеозойским значением Hf-модельных возрастов: $t_{\text{Hf}(DM)} = t_{\text{Hf}(C)} = 0.5$ млрд лет (рис. 7, табл. 5).

Для двух зерен циркона неопротерозойского возраста (986 и 763 млн лет) свойственны положитель-

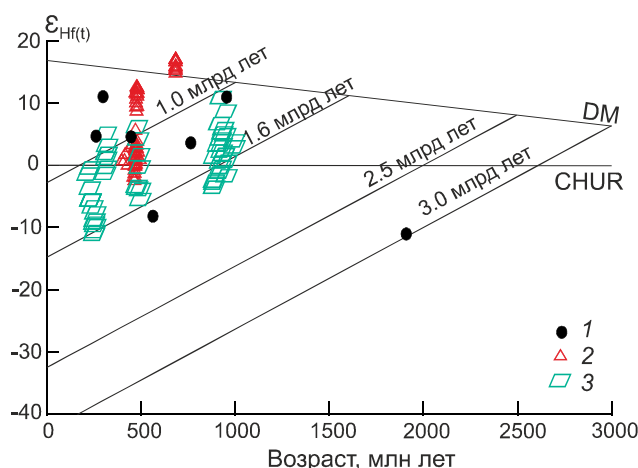


Рис. 7. Диаграмма возраст- $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ для цирконов из 1 – песчаника береинской свиты (обр. Z-92), 2 – магматических образований Мамынского террейна [43, 47], 3 – магматических образований Буреинского террейна [51, 60, 61, 68, 78].

Сокращения: DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар.

ные величины $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = +3.6 \dots +10.4$ и мезопротерозойские значения Hf-модельных возрастов: $t_{\text{Hf(DM)}} = 1.2 \text{--} 1.1$ млрд лет, $t_{\text{Hf(C)}} = 1.3 \text{--} 1.1$ млрд лет. Еще одно зерно с неопротерозойским (562 млн лет) возрастом имеет резко отличные от вышеописанных Hf-изотопные параметры, а именно – отрицательное значение $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = -8.2$ и существенно более древние значения модельных возрастов: $t_{\text{Hf(DM)}} = 1.5$ млрд лет, $t_{\text{Hf(C)}} = 1.7$ млрд лет (рис. 7, табл. 5).

Единственное зерно с палеопротерозойским (1.9 млрд лет) возрастом характеризуется глубоко отрицательной величиной $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = -11.8$ и архейскими значениями модельных возрастов: $t_{\text{Hf(DM)}} = 2.8$ млрд лет, $t_{\text{Hf(C)}} = 3.1$ млрд лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Соотношение петрохимических модулей, в первом приближении, указывает на участие процессов рециклинга, предшествовавших осадконакоплению и/или сопровождавших его [1, 30]. В то же время слабые вариации величин петрохимических модулей в исследованных породах береинской свиты (табл. 1) и ограниченное количество образцов затрудняют в нашем случае выделение тенденций.

В первую очередь, обратим внимание на повышенные значения титанового модуля в алевролитах по сравнению с песчаниками (табл. 1), что свойственно обломочным породам первого цикла переотложения [1, 30]. Кроме того, следует отметить положи-

тельную корреляцию ФМ и ЖМ (рис. 8, а), что может интерпретироваться как близость состава осадочных пород составу первично магматических пород в области размыва [30]. В то же время наблюдается слабая отрицательная корреляция ТМ и ГМ (рис. 8, б), что может указывать на участие процессов рециклинга [30]. Соотношения ТМ и ЖМ (рис. 8, в), а также ТМ и ФМ (рис. 8, г) не позволяют выявить определенных тенденций. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ [32, 46] иллюстрирует близость химического состава песчаников и алевролитов береинской свиты к рециклированным осадкам (рис. 9, а), а по соотношению Zr/Sc и Th/Sc породы попадают в поле неопределенности между трендом, образуемым составами петрогенных (по [59]) и рециклированных осадков (рис. 9, б). Принимая во внимание вышесказанное, можно предположить, что во время накопления береинской свиты в области размыва присутствовали как первично магматические породы, так и рециклированные осадки.

Анализ дискриминантных диаграмм, направленных на установление типа пород, слагающих область питания (рис. 10, а–е) [31, 33, 36, 38, 72], указывает, что эти породы были представлены главным образом кремнекислыми разновидностями. В то же время относительное обогащение пород такими микроэлементами, как Sc, V, Ni, Cr (рис. 5, б, табл. 2), позволяет допустить присутствие в области размыва пород среднего и/или основного состава.

Положение фигуративных точек составов обломочных пород береинской свиты на широко известных и активно используемых диаграммах для определения геодинамических обстановок осадконакопления (рис. 11), не позволяет сделать определенных выводов. В частности, по соотношениям $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$ [32], $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ [32], $\text{Co} - \text{Th} - \text{Zr}/10$ [33], $\text{Th} - \text{La} - \text{Sc}$ [33], $\text{Sc} - \text{Th} - \text{Zr}/10$ [33] составы исследуемых пород отвечают таковым, образующимся в условиях дуги на континентальном основании (рис. 11, а–д). На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [66] они соответствуют осадкам, накапливающимся в обстановке пассивной континентальной окраины (рис. 11, е). Такая неопределенность указывает на то, что для корректной интерпретации тектонической обстановки накопления осадков береинской свиты необходимо учитывать не только геохимические, но и иные данные, что будет сделано ниже.

Далее переходим к результатам изотопных исследований детритовых цирконов из песчаника береинской свиты. В первую очередь отметим, что конкордантный возраст трех наиболее молодых зерен циркона составляет 261 ± 4 млн лет. Упомянутое значение определяет нижнюю возрастную границу

Таблица 4. U–Th–Pb (LA–ICP–MS) данные для зерен циркона из песчаника беринской свиты (обр. Z-92) Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна.

№ п/п	№ образца / № зерна	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	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	CA
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
1	Z-92/1	177	500	2.8	13.5108	4.8270	0.1308	31.7479	0.0178	1.0361	0.03	114	1	125	37	346	NA	114	2	-67.2	
2	Z-92/2	806	1188	1.5	16.6359	1.9084	0.2448	39.9872	0.0536	0.8787	0.02	336	3	222	80	NA	NA	336	6	NA	
3	Z-92/5	277	523	1.9	15.1135	1.2669	1.1228	2.6534	0.1257	0.9018	0.34	763	6	764	14	769	53	763	13	-0.8	**
4	Z-92/6	393	609	1.6	17.1499	2.0882	0.2951	13.7405	0.0423	1.0544	0.08	267	3	262	32	221	NA	267	6	20.8	
5	Z-92/8	230	323	1.4	14.7835	3.7506	0.3178	25.0058	0.0420	0.9270	0.04	265	2	280	61	406	NA	265	5	-34.7	
6	Z-92/9	469	905	1.9	6.0437	0.7160	9.0303	1.2148	0.3878	0.9550	0.79	2113	17	2341	11	2547	13	Discordant		-17.0	
7	Z-92/10	218	366	1.7	15.8960	2.5915	0.2976	20.8480	0.0416	0.7878	0.04	263	2	265	49	283	NA	263	4	-7.2	**
8	Z-92/11	359	536	1.5	16.9987	1.8235	0.4203	10.0430	0.0580	0.6854	0.07	364	2	356	30	309	229	364	5	17.9	
9	Z-92/12	775	907	1.2	16.9094	0.9830	0.7325	3.3505	0.0910	0.6016	0.18	562	3	558	14	544	72	562	6	3.2	**
10	Z-92/13	2456	2711	1.1	18.4251	0.8583	0.4207	2.3423	0.0566	0.7575	0.32	355	3	356	7	367	50	355	5	-3.2	**
11	Z-92/14	347	845	2.4	17.9471	1.6177	0.3506	8.5171	0.0484	0.7347	0.09	305	2	305	22	310	194	305	4	-1.9	**
12	Z-92/15	748	1150	1.5	17.0753	1.0420	0.5643	14.6248	0.0787	0.7200	0.05	488	3	454	54	287	NA	488	7	70.0	
13	Z-92/16	54	52	1.0	5.3546	16.8145	0.3433	93.6430	0.0287	4.1522	0.04	182	8	300	248	1355	NA	182	15	-86.5	
14	Z-92/17	33	31	0.9	4.5936	18.7525	0.0684	580.8823	0.0258	7.2519	0.01	164	12	67	396	NA	NA	164	23	NA	
15	Z-92/18	229	320	1.4	16.2232	2.0145	0.6537	5.6953	0.0846	0.7424	0.13	523	4	511	23	455	125	523	8	15.0	
16	Z-92/19	241	366	1.5	15.5059	3.2478	0.3027	14.2664	0.0419	0.7659	0.05	265	2	268	34	302	NA	265	4	-12.3	
17	Z-92/20	1426	1653	1.2	18.9505	1.1966	0.3098	3.4790	0.0438	0.7172	0.21	276	2	274	8	256	78	276	4	8.2	**
18	Z-92/21	1220	988	0.8	18.2796	1.2767	0.4194	2.7445	0.0578	0.7578	0.28	362	3	356	8	315	60	362	5	15.0	
19	Z-92/22	390	845	2.2	17.9836	1.7639	0.3321	6.1148	0.0468	0.6920	0.11	295	2	291	16	261	140	295	4	12.8	
20	Z-92/23	199	224	1.1	14.9646	2.5238	0.6955	9.7832	0.0845	0.8644	0.09	523	4	536	41	594	212	523	9	-12.0	
21	Z-92/24	226	494	2.2	15.8182	2.5290	0.3255	10.6042	0.0418	0.8168	0.08	264	2	286	26	473	234	264	4	-44.2	
22	Z-92/25	691	698	1.0	17.4780	1.8870	0.2725	12.2256	0.0423	0.7676	0.06	267	2	245	27	37	NA	267	4	627.5	
23	Z-92/27	124	190	1.5	13.2339	4.7305	0.4934	26.1414	0.0601	1.2324	0.05	376	4	407	88	588	576	376	9	-36.1	
24	Z-92/28	149	304	2.0	14.4434	3.4853	0.3006	28.0846	0.0416	0.8622	0.03	262	2	267	66	307	NA	262	4	-14.4	
25	Z-92/29	569	718	1.3	17.7375	1.9554	0.2897	12.6594	0.0412	0.9428	0.07	260	2	258	29	242	NA	260	5	7.8	
26	Z-92/31	475	918	1.9	17.8743	1.3912	0.2814	13.0689	0.0423	0.6484	0.05	267	2	252	29	113	NA	267	3	137.2	
27	Z-92/34	379	473	1.2	15.1152	2.6562	0.3436	38.3764	0.0515	0.8855	0.02	324	3	300	100	118	NA	324	6	175.6	
28	Z-92/35	230	214	0.9	14.5486	3.4121	0.3742	19.5817	0.0519	0.9023	0.05	326	3	323	54	301	NA	326	6	8.4	
29	Z-92/37	252	364	1.4	12.2867	5.6967	0.1654	18.2975	0.0193	1.4969	0.08	124	2	155	26	676	393	123	4	-81.7	
30	Z-92/38	547	356	0.6	14.4653	3.2218	0.3320	9.2130	0.0416	0.9398	0.10	263	2	291	23	527	201	263	5	-50.2	
31	Z-92/39	543	638	1.2	17.3732	1.3916	0.5412	6.7577	0.0714	0.7189	0.11	445	3	439	24	412	150	445	6	8.1	**
32	Z-92/40	101	170	1.7	12.8356	5.1195	0.3587	30.5137	0.0460	1.2341	0.04	290	4	311	82	473	NA	290	7	-38.7	**
33	Z-92/41	852	1576	1.8	19.2052	1.1051	0.2974	2.5489	0.0423	0.7316	0.29	267	2	264	6	241	56	267	4	10.9	**
34	Z-92/42	212	413	2.0	15.6451	2.6568	0.4793	35.3804	0.0771	0.9486	0.03	479	4	398	117	NA	NA	479	9	NA	
35	Z-92/43	63	55	0.9	6.3558	10.9255	0.3583	71.8155	0.0329	3.6044	0.05	209	7	311	195	1170	NA	209	15	-82.2	
36	Z-92/44	442	629	1.4	17.4821	1.7264	0.3124	7.8198	0.0440	0.6563	0.08	278	2	276	19	264	179	278	4	5.0	**

Таблица 4. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
37	Z-92/46	54	1272	23.4	14.5914	0.7297	1.2859	1.3894	0.1341	0.7298	0.52	811	6	840	8	916	24	Discordant		-11.5	
38	Z-92/47	441	521	1.2	17.2758	2.3909	0.3182	6.2994	0.0454	0.8327	0.13	286	2	280	15	234	144	286	5	22.2	
39	Z-92/48	134	193	1.4	13.8011	3.7985	0.3381	22.0471	0.0451	1.2082	0.06	284	3	296	57	387	NA	284	7	-26.5	
40	Z-92/49	156	248	1.6	14.5018	3.7668	0.3060	24.3109	0.0418	0.9691	0.04	264	2	271	58	336	NA	264	5	-21.4	
41	Z-92/50	80	560	7.0	15.2479	1.0707	1.2062	2.7013	0.1340	0.7213	0.27	811	6	803	15	784	55	810	11	3.3	**
42	Z-92/51	119	355	3.0	16.6657	1.9158	0.5574	4.8549	0.0748	0.7117	0.15	465	3	450	18	375	108	465	6	23.9	
43	Z-92/52	346	352	1.0	15.4714	2.8866	0.2842	8.8966	0.0393	0.8336	0.09	249	2	254	20	304	202	249	4	-18.1	
44	Z-92/53	611	626	1.0	17.5943	2.4224	0.3006	5.4116	0.0436	1.1291	0.21	275	3	267	13	196	123	275	6	40.4	
45	Z-92/54	170	464	2.7	15.9975	3.0394	0.2836	20.6025	0.0417	0.8488	0.04	263	2	254	46	165	NA	263	4	59.1	
46	Z-92/55	228	365	1.6	15.2682	2.8664	0.2963	31.4580	0.0427	1.0890	0.04	270	3	264	73	210	NA	270	6	28.6	
47	Z-92/56	896	761	0.8	16.7961	1.1448	0.6916	5.3909	0.0947	1.1714	0.22	583	6	534	22	329	119	582	13	77.2	
48	Z-92/57	530	1892	3.6	17.2623	0.8587	0.6432	1.6103	0.0802	0.7694	0.48	498	4	504	6	536	31	498	7	-7.1	**
49	Z-92/58	1290	1402	1.1	18.6706	1.2630	0.3096	5.4688	0.0436	0.7099	0.13	275	2	274	13	262	125	275	4	5.1	**
50	Z-92/59	98	228	2.3	13.7458	3.4795	0.4360	11.7820	0.0537	0.7489	0.06	337	2	367	36	564	257	337	5	-40.3	
51	Z-92/60	190	194	1.0	12.9203	3.8754	0.3997	30.0721	0.0509	1.0382	0.04	320	3	341	87	492	NA	320	6	-35.0	
52	Z-92/61	586	832	1.8	17.4300	1.8602	0.2952	10.6558	0.0420	0.7913	0.07	265	2	263	25	239	246	265	4	10.9	**
53	Z-92/62	223	400	1.8	15.1351	3.3984	0.2911	22.3389	0.0404	0.7003	0.03	255	2	259	51	298	NA	255	4	-14.5	
54	Z-92/63	500	306	0.6	15.9792	2.3352	0.6758	16.9358	0.0945	0.8310	0.05	582	5	524	70	280	NA	582	9	108.0	
55	Z-92/64	911	2123	2.3	18.7497	0.9050	0.3493	2.4702	0.0482	0.6229	0.25	304	2	304	6	309	54	304	4	-1.7	**
56	Z-92/66	46	710	15.3	8.5609	0.6474	5.6494	1.0948	0.3434	0.6854	0.63	1903	11	1924	9	1947	15	1918	18	-2.2	**
57	Z-92/67	356	649	1.8	17.5056	1.2519	0.5458	6.5564	0.0724	0.6838	0.10	450	3	442	24	400	146	450	6	12.5	
58	Z-92/68	385	1090	2.8	17.4878	1.0095	0.6265	4.6142	0.0809	0.7820	0.17	501	4	494	18	460	101	501	8	8.9	**
59	Z-92/69	256	251	1.0	13.7336	4.2306	0.3410	21.4411	0.0421	1.0146	0.05	266	3	298	55	560	478	266	5	-52.6	
60	Z-92/70	419	593	1.4	17.1273	2.0643	0.2906	15.2073	0.0419	0.7454	0.05	264	2	259	35	212	NA	264	4	24.7	
61	Z-92/71	213	798	3.8	14.0681	0.7284	1.6135	1.8176	0.1626	0.6428	0.35	971	6	976	11	986	35	972	11	-1.5	**
62	Z-92/72	593	1343	2.3	18.2761	1.3748	0.3032	4.3971	0.0421	0.6100	0.14	266	2	269	10	298	99	266	3	-10.9	**
63	Z-92/73	955	1939	2.0	19.2182	1.2025	0.2949	3.4112	0.0417	0.9030	0.26	263	2	262	8	255	76	263	5	3.1	**
64	Z-92/74	150	236	1.6	14.0050	3.6511	0.4348	18.1383	0.0531	1.0864	0.06	334	4	367	56	583	396	334	7	-42.8	
65	Z-92/76	70	79	1.1	8.4482	10.2122	0.5090	23.1978	0.0468	1.8072	0.08	295	5	418	80	1168	464	295	10	-74.8	
66	Z-92/77	262	273	1.0	13.7294	4.2803	0.3190	17.4690	0.0403	1.0059	0.06	255	2	281	43	507	386	255	5	-49.8	**
67	Z-92/78	486	982	2.0	18.4823	1.3650	0.2912	6.6248	0.0411	0.5788	0.09	260	2	260	15	260	152	260	3	-0.2	**
68	Z-92/79	734	751	1.0	17.8055	1.9422	0.2940	11.8139	0.0412	0.6795	0.06	261	2	262	27	273	271	261	4	-4.6	**
69	Z-92/80	291	471	1.6	15.8307	3.1923	0.2112	40.7938	0.0396	1.2556	0.03	250	3	195	72	NA	NA	250	6	NA	
70	Z-92/81	803	828	1.0	15.9759	1.8128	0.2130	85.6450	0.0540	0.7410	0.01	339	2	196	154	NA	NA	339	5	NA	
71	Z-92/83	144	1401	9.7	17.0725	0.7965	0.6206	11.3951	0.0841	0.7361	0.06	520	4	490	44	353	258	520	7	47.5	
72	Z-92/86	585	792	1.4	17.0549	1.8918	0.2540	25.4069	0.0426	0.8491	0.03	269	2	230	52	NA	NA	269	4	NA	
73	Z-92/87	625	851	1.4	17.9132	1.3095	0.4342	12.4464	0.0624	0.6845	0.06	390	3	366	38	219	NA	390	5	77.9	**
74	Z-92/88	211	575	2.7	17.3496	1.9417	0.3431	5.2504	0.0470	0.7641	0.15	296	2	300	14	327	118	296	4	-9.5	**
75	Z-92/89	1037	1418	1.4	18.8730	1.1933	0.2913	4.2688	0.0411	0.5721	0.13	259	2	260	10	262	97	259	3	-0.9	**
76	Z-92/90	378	615	1.6	16.9471	2.0933	0.3112	30.3180	0.0490	0.7245	0.02	308	2	275	73	3	NA	308	4	9763.5	
77	Z-92/91	580	1834	3.2	18.8058	1.0880	0.2950	1.8680	0.0409	0.6972	0.37	258	2	262	4	301	40	258	4	-14.0	

Таблица 4.(Окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
78	Z-92/92	304	859	2.8	17.5738	1.3857	0.3467	14.3952	0.0497	0.8636	0.06	313	3	302	38	223	NA	313	5	40.3	
79	Z-92/93	424	2683	6.3	12.4335	0.8043	0.2913	2.9743	0.0356	0.8797	0.30	225	2	260	7	584	62	Discordant		-61.4	
80	Z-92/95	899	1814	2.0	19.3913	1.0853	0.2917	5.0847	0.0419	0.7164	0.14	265	2	260	12	218	117	265	4	21.6	
81	Z-92/96	166	241	1.4	12.6946	4.5579	0.2645	24.4797	0.0399	0.9918	0.04	252	2	238	52	101	NA	252	5	149.4	
82	Z-92/97	178	327	1.8	15.4041	2.5044	0.5392	24.1723	0.0831	0.7692	0.03	515	4	438	86	52	NA	515	8	890.4	
83	Z-92/98	268	373	1.4	16.2965	2.9952	0.2863	14.1075	0.0414	0.7356	0.05	262	2	256	32	200	NA	262	4	30.6	
84	Z-92/99	501	1004	2.0	17.2799	1.9088	0.2237	56.0507	0.0467	0.9984	0.02	294	3	205	104	NA	NA	294	6	NA	
85	Z-92/103	644	1328	2.1	18.3227	1.2507	0.3319	8.5660	0.0484	0.7813	0.09	305	2	291	22	184	NA	305	5	65.3	
86	Z-92/104	194	481	2.5	15.5543	2.1051	0.4105	50.6705	0.0779	0.8256	0.02	484	4	349	151	NA	NA	484	8	NA	
87	Z-92/105	811	806	1.0	17.4851	1.1705	0.5858	4.6141	0.0762	0.6361	0.14	474	3	468	17	442	102	474	6	7.0	**
88	Z-92/106	140	236	1.7	15.4025	2.6365	0.6463	11.7386	0.0831	0.8020	0.07	515	4	506	47	469	260	515	8	9.7	**
89	Z-92/107	298	1164	3.9	18.3993	1.2501	0.3554	2.2132	0.0491	0.7519	0.34	309	2	309	6	308	47	309	4	0.4	**
90	Z-92/110	794	1199	1.5	17.1227	0.9076	0.5820	5.6666	0.0822	1.0569	0.19	509	5	466	21	258	128	508	10	97.1	
91	Z-92/111	305	451	1.5	17.2523	2.7054	0.2855	24.6224	0.0434	0.8235	0.03	274	2	255	56	87	NA	274	4	214.2	
92	Z-92/113	288	495	1.7	15.9650	2.6028	0.3382	12.1600	0.0427	0.8080	0.07	270	2	296	31	509	268	270	4	-47.0	
93	Z-92/114	127	168	1.3	11.5070	5.9433	0.3603	13.8281	0.0408	1.3074	0.10	258	3	312	37	742	292	258	7	-65.2	
94	Z-92/115	685	1278	1.9	15.3661	2.8590	0.1495	111.9125	0.0376	0.8910	0.01	238	2	142	149	NA	NA	238	4	NA	
95	Z-92/116	1720	3005	1.8	18.8020	0.8229	0.3521	3.1172	0.0490	0.7014	0.22	308	2	306	8	294	69	308	4	5.0	**

накопления этих песчаников как гваделупская эпоха (средняя пермь) по международной стратиграфической шкале. В то же время на основании растительных остатков пресноводной флоры возраст свиты принят раннепермским [7]. Это небольшое различие, на наш взгляд, может иметь два объяснения: первое – неточное определение флоры; второе – присутствие в исследуемом районе как ниже-, так и среднепермских отложений.

Для синтеза полученных данных обратимся к имеющимся геологическим данным. Как было отмечено во Введении, Южномонгольско-Хинганский пояс протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию, через северо-восток Китая до российского Приамурья, где он теряется в зоне сочленения Аргунского и Бурей-Цзямусинского супертеррейнов [5, 29]. На всем своем протяжении он плохо прослеживается в современном структурном плане, а в северо-восточной своей части к тому же практически полностью перекрыт кайнозойскими отложениями Амуро-Зейской впадины (рис. 2). Здесь фрагментарные выходы палеозойских комплексов, относящихся к Южномонгольско-Хинганскому орогенному поясу, рассматриваются в качестве Xilinhot-Heihe suture [75], Hegenshan-Heihe suture [45, 49, 55, 56, 73, 80, 81], Heihe-Hegenshan suture [50], Hegenshan suture [37], Nenjiang-Heihe suture [51].

К наиболее древним образованиям Южномонгольско-Хинганского пояса в северо-восточном Китае относятся ордовикские андезиты, базальты, силурийские базальты островных дуг [51, 74, 75]. Близкая ситуация отмечается в российской части пояса, где описаны раннепалеозойские терригенные комплексы, основные вулканы, диабазы [10, 25]. Помимо вулкаников в составе пояса выявлены ордовикские и силурийские габбро, диориты, кварцевые диориты, монцодиориты, гранодиориты [8, 9, 51, 75, 79]. Как в северо-восточном Китае [50, 79 и ссылки в них], так и в России, в строении пояса присутствуют девонские, каменноугольные и пермские осадки [7, 12,

Примечание. 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 [40, 64]; CA – конкордантный возраст [53], D – дискордантность, вычислялась по формуле $(\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / \text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}) \times 100) - 100\%$. (**) – для построения кривой относительной вероятности цирконов и вычисления ее 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 %.

Таблица 5. Результаты Lu–Hf изотопных исследований зерен циркона для песчаника береинской свиты (обр. Z-92) Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна.

№ п/п	№ образца/ № зерна	Возраст, млн лет	$(^{176}\text{Yb}+^{176}\text{Lu})/^{176}\text{Hf}$ (%)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$	$t_{\text{Hf(DM)}}$, млрд лет	$t_{\text{Hf(C)}}$, млрд лет
1	Z-92/89	259	50.3	0.003057	0.282768 ± 4	4.7	0.7	0.8
2	Z-92/88	296	35.9	0.002374	0.282923 ± 6	11.0	0.5	0.5
3	Z-92/39	445	38.5	0.002374	0.282656 ± 6	4.7	0.9	1.0
4	Z-92/12	562	14.8	0.000988	0.282210 ± 2	-8.2	1.5	1.7
5	Z-92/5	763	15.0	0.000867	0.282417 ± 3	3.6	1.2	1.3
6	Z-92/71	986	15.6	0.001228	0.282478 ± 4	10.4	1.1	1.1
7	Z-92/66	1947	0.6	0.000026	0.281209 ± 2	-11.8	2.8	3.1

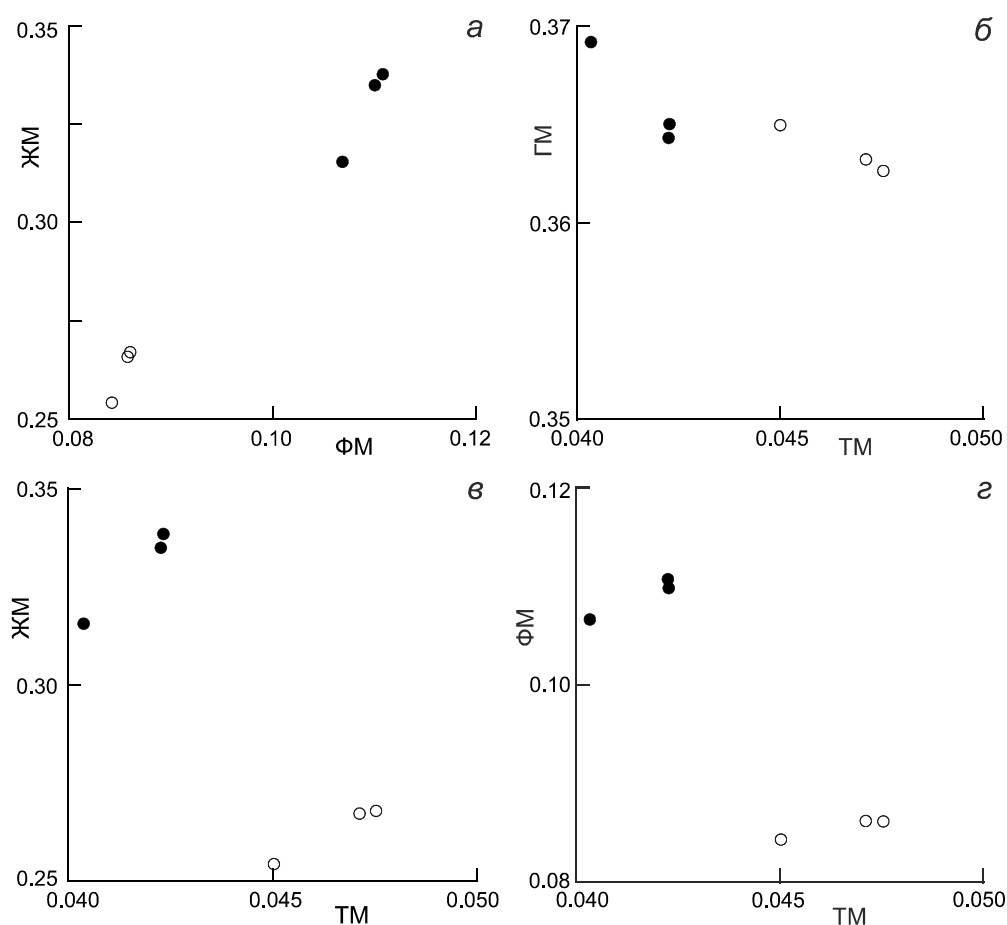


Рис. 8. Положение фигуративных точек состава терригенных отложений береинской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна на диаграммах (а) ФМ – ЖМ, (б) ТМ – ГМ, (в) ТМ – ЖМ, (г) ТМ – ФМ.

Условные обозначения на рис. 4.

16, 17]; также описаны позднедевонские, каменно-угольные и раннепермские кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, монцограниты, плагиограниты, сиенограниты, риолиты [11, 14, 15, 37, 45, 48, 50 и ссылки в них].

История формирования Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса, в целом, и его северо-

восточной части, в частности, является предметом горячих дискуссий. Предполагается, что субдукция океанической коры происходила в северо-западном направлении в современных координатах под окраину Мамынского (Синъянского в китайской литературе) континентального массива (рис. 1) в несколько этапов [37, 45, 50, 51, 75, 79 и ссылки в них]. Окончательное

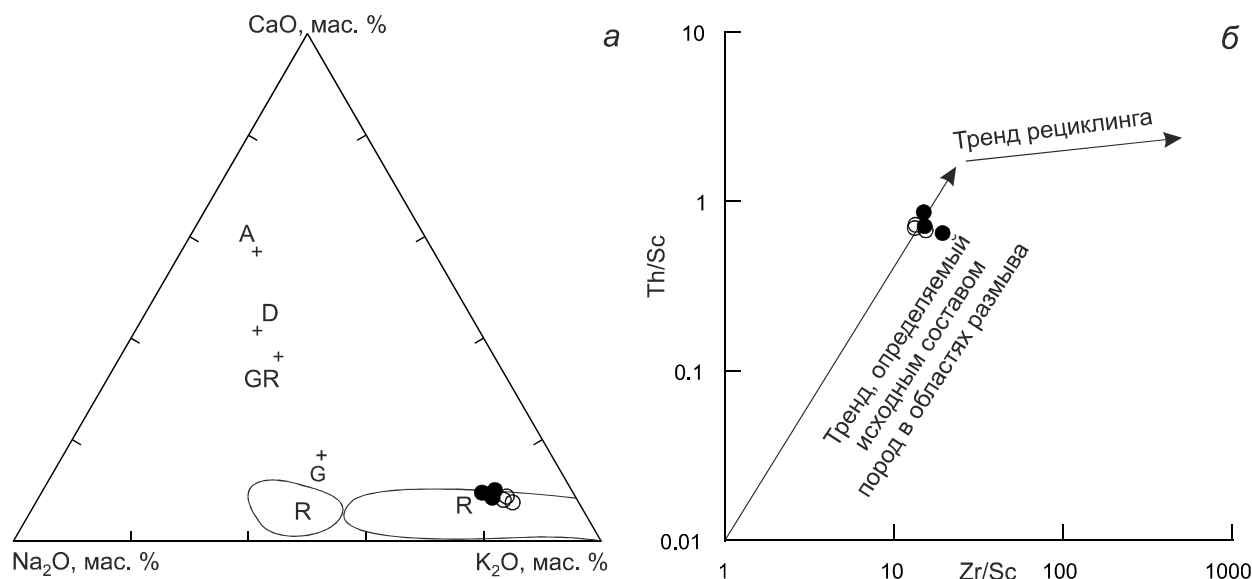


Рис. 9. Положение фигуративных точек состава терригенных отложений береинской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна на диаграммах (а) $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ [32], (б) $\text{Zr}/\text{Sc} - \text{Th}/\text{Sc}$ [59].

Условные обозначения на рис. 4. Сокращения (а) – состав магматических пород приведен по [46]: А – андезиты, D – дациты, Gr – гранодиориты, G – граниты; поля (а) R – рециклированных осадочных пород, по [32], с дополнениями и изменениями авторов.

закрытие океанического пространства и формирование орогенного пояса (сутуры) по разным оценкам могло произойти начиная с девона по ранний триас (см. дискуссию в работах [45, 48]).

Применительно непосредственно к району исследований отметим присутствие верхнесилурийских, девонских, нижнекаменноугольных отложений с морской фауной, а также верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений с континентальной флорой [7]. Это, в первом приближении, позволяет предполагать, что закрытие океанического пространства произошло на рубеже раннего и позднего карбона или в позднем карбоне. На территории северо-восточного Китая, в пределах рассматриваемого пояса, наблюдается региональное несогласие между осадочными формациями раннего и позднего карбона [48]. Кроме того, результаты детального анализа позднепалеозойского магматизма [37, 45, 50, 61, 76] указывают на то, что позднекаменноугольный–раннепермский магматизм проявился не только в пределах сутуры, но и в обрамляющих его континентальных массивах и связан с обстановками от синколлизионной до постколлизионной. В пределах Нора-Сухотинского террейна позднепалеозойский магматизм изучен значительно слабее. Можно упомянуть лишь риолиты и плагиограниты с возрастами 301 ± 4 млн лет и 295 ± 4 млн лет, соответственно, геохимические особенности которых вполне соответствуют указанным выше геодинамическим обстановкам [14, 15].

В целом, приведенная геологическая информация, а также результаты выполненных исследований пород береинской свиты, включая плохую степень окатанности обломочного материала, указывают на формирование свиты в постколлизионной обстановке. В такой обстановке вполне могут накапливаться породы различных осадочных циклов, в области размыва присутствовать геологические комплексы различной кремнекислотности. Именно в этой связи составы обломочных пород орогенных и посторогенных бассейнов на тектонических дискриминационных диаграммах не отвечают какой-либо определенной геодинамической обстановке [3, 18].

Исходя из такой интерпретации, источниками исходного материала для обломочных отложений береинской свиты могли быть образования как Мамынского, так и Буреинского террейнов. Источниками неопротерозойских зерен циркона для исследованных отложений, вероятно, могли быть позднедокембрийские магматические и ортомагматические образования, установленные в строении как Мамынского [23, 24], так и Буреинского [68, 78 и ссылки в них] континентальных массивов. То же самое относится и к раннепалеозойским цирконам, поскольку раннепалеозойские магматические комплексы пользуются весьма широким распространением в породах обоих террейнов [21–23, 60, 67, 73 и ссылки в них].

Как было упомянуто выше, терригенные породы береинской свиты характеризуются слабо отрицатель-

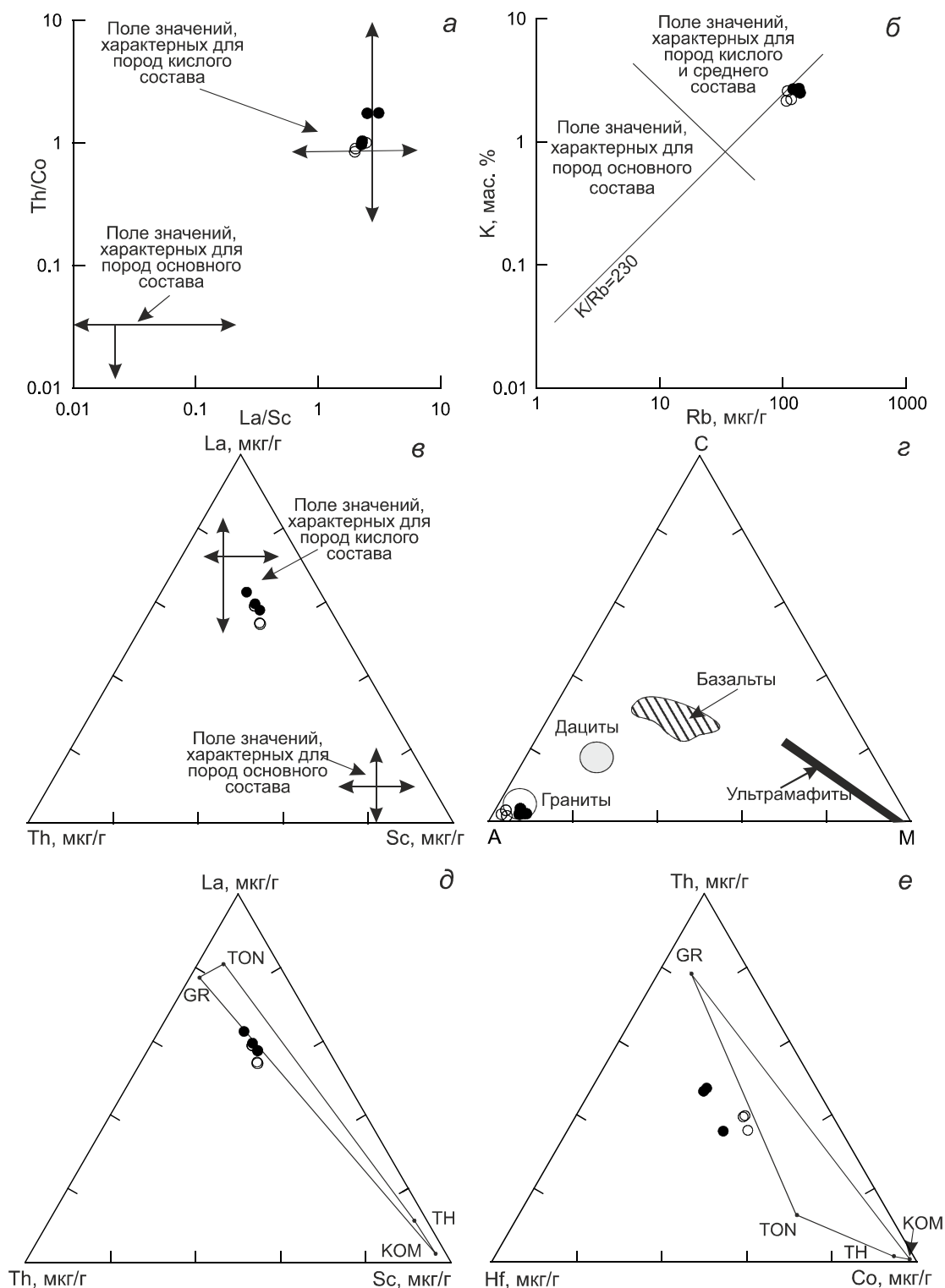


Рис. 10. Положение фигуративных точек состава терригенных отложений береинской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна на диаграммах (а) La/Sc – Th/Co [36], (б) Rb – K [38], (в) Th – La – Sc [36], (г) A – Al₂O₃, C – CaO, M – MgO [31], (д) Th – La – Sc [72], (е) Hf – Th – Co [72].

Условные обозначения на рис. 4. Сокращения: GR – граниты, TON – тоналиты, TH – толеиты, КОМ – коматииты.

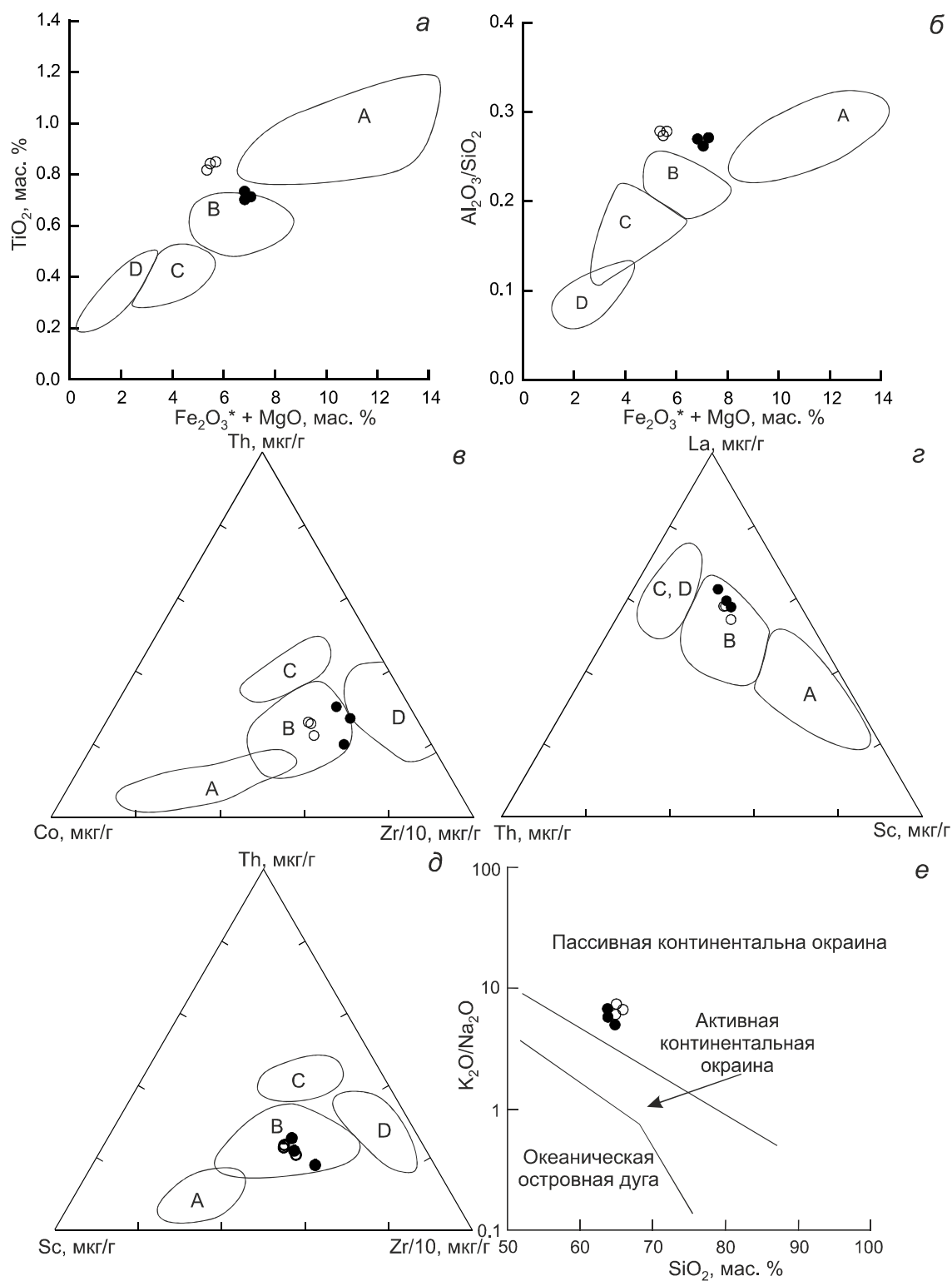


Рис. 11. Положение фигуративных точек состава терригенных отложений береинской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна на диаграммах (а) $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$ [32], (б) $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ [32], (в) Co – Th – Zr/10 [33], (г) Th – La – Sc [33], (д) Sc – Th – Zr/10 [33], (е) $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [66].

Условные обозначения на рис. 4. Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок (а–д): А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины.

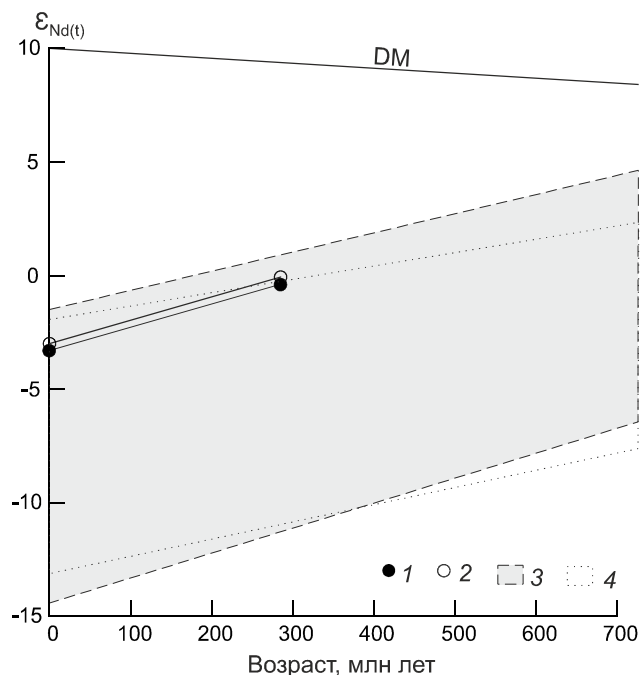


Рис. 12. Диаграмма возраст- $\epsilon_{Nd(t)}$ для терригенных отложений береинской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна.

Линии эволюции Nd-изотопного состава терригенных отложения Нора-Сухотинского террейна: 1 – песчаника береинской свиты; 2 – алевролита береинской свиты; поля Nd-изотопного состава неопротерозойских и палеозойских образований: 3 – Мамынского террейна Аргунского континентального массива [20, 24, 67]; 4 – Буреинского террейна Бурей-Цзямусинского супертеррейна [4, 68]. Сокращения: DM – деплетированная мантия.

ными значениями $\epsilon_{Nd(t)} = -0.6 \dots -0.5$ и мезопротерозойскими величинами Nd-модельного возраста ($t_{Nd(DM)} = t_{Nd(DM-2)} = 1.1$ млрд лет) (табл. 3). Это свидетельствует о том, что в области размыва присутствовали породы мезопротерозойского возраста и (или) более молодые изверженные породы, исходные расплавы которых сформировались за счет переработки коры мезопротерозойского возраста. Как иллюстрирует рисунок 12, поля Nd-изотопных составов коры Мамынского и Буреинского террейнов [4, 20, 24, 67, 68] в значительной степени перекрываются, что указывает на их сходство между собой. И в этих же полях находятся линии эволюции Nd-состава терригенных отложений береинской свиты.

Результаты Lu-Hf исследований зерен обломочных цирконов очень малочисленны (табл. 5) и позволяют сделать только предварительные выводы. Так, Hf-изотопный состав двух палеозойских (445 и 259 млн лет) и трех неопротерозойских (986, 763 и 562 млн лет) зерен из песчаника береинской свиты вполне близок к составу зерен циркона из палеозойских и неопротерозойских магматических комплексов

Мамынского и Буреинского массивов [43, 47, 52, 60, 61, 68, 78] (рис. 7). Зерно с возрастом 296 млн лет с высокой величиной $\epsilon_{Hf(t)} = +11.0$ и раннепалеозойским значением Hf-модельных возрастов: $t_{Hf(DM)} = t_{Hf(C)} = 0.5$ млрд лет (рис. 7) свидетельствует о том, что в родоначальном расплаве принимал участие ювенильный источник. Такому условию могут отвечать раннепермские постколлизийные магматические комплексы [48, 56, 73].

ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1). Химический состав песчаников и алевролитов береинской свиты указывает на то, что в области размыва доминировали кислые магматические образования при возможном незначительном участии пород среднего и/или основного состава;

2). Результаты Sm-Nd изотопных исследований свидетельствуют о том, что терригенные породы береинской свиты характеризуются мезопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов ($t_{Nd(DM)} = t_{Nd(DM-2)} = 1.1$ млрд лет). В этой связи источниками кластического материала для них являлись мезопротерозойские образования и (или) более молодые изверженные породы, исходные расплавы которых были сформированы за счет переработки континентальной коры мезопротерозойского возраста;

3). Наиболее молодая группа зерен циркона имеет конкордантный возраст 261 ± 4 млн лет, что определяет нижнюю границу возраста как гваделупская эпоха – средняя пермь по международной стратиграфической шкале. Некоторое различие с раннепермским возрастом свиты, установленным по флористическим данным, на наш взгляд, возможно связано с неточным определением фауны или присутствием как ниже-, так и среднепермских отложений в исследуемом районе;

4). Исходя из возраста свиты, а также существующих представлений о формировании Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса, накопление пермских отложений происходило в постколлизийных условиях после закрытия морского бассейна, разделявшего Мамынский и Буреинский террейны. Основными источниками обломочного материала для этих отложений являются, по всей видимости, геологические комплексы Мамынского или Буреинского террейнов.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников ЦКП «Амурский центр минералого-геохимических исследований» ИГиП ДВО РАН: А.С. Сегренёва, Е.В. Ушакову, Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, сотрудников ЦКП «Изотопно-геохимические исследо-

вания» ИГХ СО РАН: О.В. Зарубину, Н.В. Брянского, Т.Н. Галкину, а также персонал Геохронологического центра Аризонского университета за выполнение аналитических исследований.

Источники финансирования. Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10001, <https://rscf.ru/project/21-77-10001/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 511 с.
- Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералогическо-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезн. ископаемые. 1988. Т. 2. С. 8–24.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Сокур Т.М. Синорогенные псаммиты: основные черты литохимии // Литология и полезн. ископаемые. 2013. №1. С. 70–96.
- Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Сквитина Т.М. Возрастные рубежи проявления раннепалеозойского гранитоидного магматизма центральной части Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 1. С. 89–106.
- 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., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
- Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р.М. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
- Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третье поколение. Дальневосточная серия. Лист М-52 (Благовещенск). Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
- Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 1. С. 55–60.
- Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. Раннепалеозойская монцодиорит-гранодиоритная ассоциация северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса (Нора-Сухотинский террейн): возраст, тектоническая позиция // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 2. С. 49–57.
- Смирнов Ю.В., Сорокин А.А. Геохимические и изотопно-геохимические Sm-Nd-особенности метавулканитов, диабазов и метагабброидов северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Докл. АН. 2017. Т. 474, № 2. С. 220–225.
- Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые свидетельства позднедевонского гранитоидного магматизма в истории формирования северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 65–76.
- Смирнов Ю.В. Питающие провинции для нижнепалеозойских песчаников Нора-Сухотинского террейна: результаты U-Th-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 5. 0671.
- Смирнов Ю.В., Кудряшов Н.М. Блок эдиакарских вулканических пород в структуре Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 5. С. 55–70.
- Смирнов Ю.В., Хубанов В.Б., Дриль С.И. Позднекаменноугольные риолиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна: геохимия и геохронология // Тихоокеан. геология. 2023. Т. 42, № 5. С. 105–119.
- Смирнов Ю.В., Хубанов В.Б. Раннепермские адакиты Нора-Сухотинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохронологические (U-Pb, LA-ICP-MS) и геохимические данные // Геология и геофизика. 2023. № 1. С. 72–86.
- Смирнов Ю.В., Дриль С.И. Источники палеозойских осадочных пород Нора-Сухотинского террейна: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14, № 6, 0730.
- Смирнов Ю.В., Хубанов В.Б., Смирнова Ю.Н. Источники терригенных отложений алевролитно-песчаниковой толщи Зей-Селемджинского фрагмента Нора-Сухотинского террейна: геохимия и U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датирование циркона // Тихоокеан. геология. 2025. Т. 44, № 2. С. 34–50.
- Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимия, источники и области сноса юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зей-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия. 2017. № 2. С. 127–148.
- Соболев Р.Н., Фельдман В.И. Методы петрохимических пересчетов горных пород и минералов. М.: Недра, 1984. 224 с.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Докл. АН. 2002. Т. 387, № 3. С. 382–386.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 439, № 3. С. 370–375.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 3. С. 392–396.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые U-Pb-геохимические и геохимические данные для позднедевонских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Докл. АН. 2015. Т. 465, № 4. С. 473–478.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 3–15.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н. Геохимические особенности и источники кластического материала

- палеозойских терригенных отложений северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25, № 2. С. 27–48.
26. Сорокин А.П. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Амуро-Зейская серия. Лист М-52-I (Устье р. Берея) / Ред. В.В. Шиханов. М.: Аэрогеология, 1975.
27. Сорокин А.П. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Амуро-Зейская серия. Лист М-52-II (Нылга) / Ред. В.В. Шиханов. М.: Аэрогеология, 1975.
28. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
29. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. Владивосток, Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.
30. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литологии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
31. Bavinton O.A. The nature of sulfidic metasediments at Kambalda and their broad relationships with associated ultramafic rocks and nickel ores // Econ. Geol. 1981. V. 76. P. 1606–1628.
32. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, N 6. P. 611–627.
33. 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.
34. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J. W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 15–140.
35. Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the mantle-crust system // Earth. Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 243–258.
36. 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.
37. Feng Z.Q., Jia J., Liu Y.J., Wen Q.B., Li W.M., Liu B.Q., Xing D.Q., Zhang L. Geochronology and geochemistry of the Carboniferous magmatism in the northern Great Xing'an Range, NE China: Constraints on the timing of amalgamation of Xing'an and Songnen blocks // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113. P. 411–426.
38. 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.
39. Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry // Geochem., Geophys., Geosystems. 2008. V. 9, N 3. P. 1–13.
40. 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.
41. Goldstein, S.J.; Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
42. 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 // Precambrian Res. 2004. V. 131. P. 231–282.
43. Hu X.L., Yao S.Z., Tan C.Y., Zeng G.P., Ding Z.J., He M.C. Early Paleozoic geodynamic evolution of the Eastern Central Asian Orogenic Belt: Insights from granitoids in the Xing'an and Songnen blocks // Geosci. Front. 2020. V. 11. P. 1975–1992.
44. Jakobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67, Is. 2. P. 137–150.
45. Ji Z., Ge W.C., Yang H., Tian D.X., Chen H.J., Zhang Y.L. Late Carboniferous–Early Permian high- and low-Sr/Y granitoids of the Xing'an Block, northeastern China: Implications for the late Paleozoic tectonic evolution of the eastern Central Asian Orogenic Belt // Lithos. 2018. V. 322. P. 179–196.
46. Le Maitre R.W. The chemical variability of some common igneous rocks // J. Petrology. 1976. V. 17. P. 589–637.
47. Li Z.Z., Qin K.Z., Li G.M., Jin L.Y., Song G.X. Neoproterozoic and Early Paleozoic Magmatic Records from the Chalukou Ore District, Northern Great Xing'an Range, NE China: Implications for Tectonic Evolution and Mesozoic MO Mineralization // J. Asian Earth Sci. 2018. V. 165. P. 96–113.
48. Li Y., Xu W.-L., Tang J., Sun C.Y., Zhang X.M., Xiong, S. Late Paleozoic igneous rocks in the Xing'an Massif and its amalgamation with the Songnen Massif, NE China // J. Asian Earth Sci. 2020. V. 197, 104407.
49. Li D.X., Zheng C.Q., Liang C.Y., Zhou X. Formation age, geochemical characteristics and petrogenesis of syenogranite in Chaihe area, central Daxingan Mountains: Constraints on Late Carboniferous evolution of the Xing'an and Songnen blocks // Turkish J. Earth Sci. 2021. V. 30. P. 489–515.
50. Liu Y., Li W., Feng Z., Wen Q., Neubauer F., Liang C. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2017. V. 43. P. 123–148.
51. Liu B., Chen J.F., Han B.F., Liu J.L., Li J.W. Geochronological and geochemical evidence for a Late Ordovician to Silurian arc-back-arc system in the northern Great Xing'an Range, NE China // Geosci. Front. 2021. V. 12. P. 131–145.
52. Long X.U., Xu W.L., Yang H., Tang J., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O. Late Permian–Triassic tectonic nature of the eastern Central Asian Orogenic Belt: Constraints from the geochronology and geochemistry of igneous rocks in the Bureya Massif // Lithos. 2021. V. 380–381, 105924.
53. Ludwig K.R. Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. N 4. P. 1–77.
54. 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.
55. Mao J.W., Pirajno F., Cook N. Mesozoic metallogeny in East China and corresponding geodynamic settings – An introduction to the special issue // Ore Geol. Rev. 2011. V. 43. P. 1–7.
56. Mao C., Lü X., Chen C. Geochemical Characteristics of A-

- Type Granite near the Hongyan Cu-Polymetallic Deposit in the Eastern Hegenshan-Heihe Suture Zone, NE China: Implications for Petrogenesis, Mineralization and Tectonic Setting // *Minerals*. 2019. V. 9. 309.
57. Mattinson J.M. Analysis of the relative decay constants of ^{235}U and ^{238}U by multi-step CA-TIMS measurements of closed-system natural zircon samples // *Chem. Geol.* 2010. V. 275. P. 186–198.
 58. McDonough W.F., Sun S.-S. The Composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. Is. 3–4. P. 223–253.
 59. McLennan S.M., Hemming S., McDaniell D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In *Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Eds. Johnsson, M.J., Basu, A. // *Special Paper of the Geological Society of America*. Geological Society of America: Boulder, CO, USA. 1993. V. 285. P. 21–40.
 60. Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Kydryashov N.M. Early Paleozoic magmatic events in the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt: timing and tectonic significance // *Lithos*. 2021. V. 396–397, 106237.
 61. Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Xu W.L., Kudryashov N.M. Late Paleozoic and early Mesozoic granitoids in the northwestern Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt: Timing and tectonic significance // *Int. Geol. Rev.* 2023. V. 65, Is. 20. P. 3248–3271.
 62. Paces J.B., Miller J.D. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System // *J. Geophys.* 1993. V. 98, N 8. P. 13997–14013.
 63. 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. P. 209–217.
 64. 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.
 65. Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ A natural tracer: an application to oceanic basalts // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1976. V. 31. P. 269–278.
 66. Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94. P. 635–650.
 67. Sorokin A.A., Kudryashov N.M., Kotov A.B., Kovach V.P. Age and tectonic setting of the early Paleozoic magmatism of the Mamyn terrane, Central Asian Orogenic Belt, Russia // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 144. P. 22–39.
 68. Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W., Kovach V.P., Yang H., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Plotkina Y.V. Ages and nature of the protolith of the Tulovchikha metamorphic complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia: Evidence from U-Th-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data // *Lithos*. 2019. V. 332–333. P. 340–354.
 69. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 168. P. 279–281.
 70. 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.
 71. 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. 3717–3733.
 72. 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, N 9. P. 2401–2416.
 73. 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. P. 1–30.
 74. Wu G., Chen Y.C., Sun F.Y., Liu J., Wang G.R. Geochronology, geochemistry, and Sr–Nd–Hf isotopes of the early Paleozoic igneous rocks in the Duobaoshan area, NE China, and their geological significance // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 97. P. 229–250.
 75. Xu B., Zhao P., Wang Y.Y., Liao W., Luo Z.W., Bao Q.Z., Zhou Y.H. The pre-Devonian tectonic framework of Xing’an–Mongolian orogenic belt (XMOB) in north China // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 97. P. 183–196.
 76. Xu G., Deng C., Li C., Lv C., Yin R., Ding J., Yuan M., Gou J. Petrogenesis of Late Carboniferous A-type granites and Early Cretaceous adakites of the Songnen Block, NE China: Implications for the geodynamic evolution of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans // *Lithos*. 2020. V. 366–367, 105575.
 77. Yang Y.H., Chu Z.Y., Wu F.Y., Xie 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.
 78. Yang H., Xu W., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Ge W. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Bureya Block, Russian Far East: petrogenesis and implications for Rodinia reconstruction // *Precambrian Research*. 2020. V. 342, 105676.
 79. Zhang J.M., Xu B., Yan L.J., Wang Y.Y. Evolution of the Heihe-Nenjiang Ocean in the eastern Paleo-Asian Ocean: Constraints of sedimentological, geochronological and geochemical investigations from Early-Middle Paleozoic Heihe-Dashizhai Orogenic Belt in the northeast China // *Gondwana Research*. 2020. V. 81. P. 339–361.
 80. Zhou J.B., Wilde S.A. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2013. V. 23, Is. 4. P. 1356–1377.
 81. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhao G.C., Han J. Nature and assembly of microcontinental blocks within the Paleo-Asian Ocean // *Earth Sci. Rev.* 2018. V. 186. P. 76–93.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

после доработки 22.04.2025 г.

принята к печати 28.04.2025 г.

**PERMIAN TERRIGENOUS ROCKS OF THE NORA-SUKHOTINO TERRANE: SOURCES
AND TECTONIC CONDITIONS OF ACCUMULATION*****Yu.V. Smirnov^a, Yu.N. Smirnova^a, S.I. Dril^b***

^aInstitute of Geology and Nature Management, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russia; e-mail: smirnova@ascnet.ru

^bVinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia; e-mail: sdril@igc.irk.ru

The publication presents the first results of comprehensive geochemical and Sm–Nd isotope-geochemical studies of terrigenous rocks from the Permian Bereya Formation of the Nora-Sukhotino terrane in the South Mongolia-Khingan orogenic belt, as well as the results of U–Th–Pb and Lu–Hf isotope studies of detrital zircons from them. The chemical composition of sandstones and siltstones indicates that the source area was dominated by acidic rocks, with possible minor occurrences of intermediate and/or basic rocks. The bulk composition of the investigated clastic rocks is characterized by weakly negative values $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -0.6 \dots -0.5$ with a Mesoproterozoic Nd-model age ($t_{\text{Nd(DM)}} = t_{\text{Nd(DM-2)}} = 1.1 \text{ Ga}$). Paleozoic zircons dominate in the terrigenous rocks of the Bereya Formation, with a certain amount of Neoproterozoic grains. In solitary instances, results of Lu–Hf studies on detrital zircons indicate that most of their grains have Early Paleozoic and Neoproterozoic Hf–model ages. The youngest zircon group has a concordant age of $261 \pm 4 \text{ Ma}$, which defines the lower age limit as Guadalupian, which is Middle Permian on the international stratigraphic scale. The age of the Bereya Formation and the existing ideas about the formation of the South Mongolia-Khingan orogenic belt suggest the accumulation of Permian deposits in post-collision conditions after the closure of the sea basin that separated the Mamyn and Bureya terranes. Apparently, the geological complexes of the Mamyn terrane or the Bureya terrane are the main sources of clastic material.

Key words: South Mongolia-Khingan orogenic belt, Permian, sandstones, siltstones, geochemistry, detrital zircons, isotope geochemistry.