

УДК 551.24

СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ХАБАРОВСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА (*Сихотэ-Алинь*)

С.М. Медников¹, А.В. Кудымов², Н.Н. Крук¹, Е.И. Демонтерова³,
А.Н. Диденко^{2,4}, Ш. Ото⁵, А.Ю. Песков²

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

² Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия

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

⁴ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Россия

⁵ 3190 Gofuku, Toyama-shi, Toyama 930-8555, Japan

Приведены результаты комплексных исследований терригенных пород хабаровского аккреционного комплекса Сихотэ-Алиня. Установлено, что в обломках юрских и пермско-триасовых песчаников доминирует слабоокатанный и слабосортированный материал преимущественно из местных источников сноса. Обломочная часть пород представлена в основном кварцем, в меньшем количестве полевыми шпатами и обломками пород.

Песчаники характеризуются повышенными содержаниями кремнезема, умеренной глиноземистостью, невысокими концентрациями фемических элементов и кальция, умеренными содержаниями щелочей при значительных вариациях K/Na отношения. Как для юрских, так и для пермско-триасовых пород типичны пониженные в сравнении с PAAS содержания LILE, РЗЭ, в меньшей степени HFSE и отрицательные значения параметра $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$. Модельный Nd возраст юрских песчаников варьирует от 1.36 до 1.71 млрд лет, пермско-триасовых — от 1.14 до 1.35 млрд лет. Большая часть популяции дегритовых цирконов имеет позднепалеозойско-раннемезозойский возраст, примерно 25 % — более древний (до палеопротерозоя).

Изученные песчаники являются преимущественно породами первого цикла выветривания (петрофильными), образованными при размытии магматических пород кислого состава.

Синтез полученных данных позволяет считать, что главным источником кластического материала для мезозойских осадочных пород служили геологические комплексы северной части Бурея-Ханкайского супертеррейна (Буреинский и Малохинганский блоки), а также, возможно, восточной части Монголо-Охотского пояса. Хабаровский террейн не претерпел значительных перемещений по сдвигам системы Тань Лу и является «автохтонным» блоком в современной структуре Сихотэ-Алиня.

Терригенные породы, аккреционная призма, geochemistry, источники, Сихотэ-Алинь

COMPOSITION AND SOURCES OF CLASTIC MATERIAL OF TERRIGENOUS ROCKS OF THE KHABAROVSK ACCRETIONARY COMPLEX (*Sikhote-Alin*)

С.М. Медников, А.В. Кудымов, Н.Н. Крук, Е.И. Демонтерова, А.Н. Диденко, Ш. Ото, А.Ю. Песков

The results of comprehensive studies of terrigenous rocks of the Khabarovsk Sikhote-Alin accretionary complex are presented. It is established that the fragments of Jurassic and Permian-Triassic sandstones are dominated by poorly rounded and poorly separated material mainly from local provenance areas. The detrital part of the rocks is mainly represented by quartz, in a smaller amount by feldspar and rock fragments.

Sandstones are characterized by high silica content, moderate alumina content, low concentrations of feric elements and calcium, moderate alkali content with significant variations in the K/Na ratio. Both Jurassic and Permian-Triassic rocks are typically characterized by reduced contents of LILLE, REE, to a lesser extent HFSE and negative values of the $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ parameter – compared to PAAS. The model Nd age of Jurassic sandstones varies from 1.36 to 1.71 Ga, Permian-Triassic – from 1.14 to 1.35 Ga. Most of the detrital zircon population is of late Paleozoic–early Mesozoic age, approximately 25% are older (pre-Paleoproterozoic).

The studied sandstones are mainly rocks of the first cycle of weathering (petrogenic), formed during the erosion of igneous rocks of felsic composition.

The synthesis of the obtained data suggests that the main source of the cluster material for the Mesozoic sedimentary rocks was the geological formations of the northern part of the Bureya-Khanka superterrane (Bureya and Malokhingan blocks), as well as, possibly, the eastern part of the Mongol-Okhotsk belt. The Khabarovsk terrane has not drifted significantly along the Tan Lu strike-slip system and is an “autochthonous” block in the present-day structure of Sikhote-Alin.

Terrigenous rocks, accretionary prism, geochemistry, provenance sources, Sikhote-Alin

ВВЕДЕНИЕ

За многолетний период изучения вещественного состава терригенных осадков современных и древних морских бассейнов были выявлены корреляционные связи между минералогическими, химическими и изотопными характеристиками этих пород, с одной стороны, и источниками материала и обстановками накопления, с другой [Гаврилов, 2005; Тучкова, 2011; Маслов и др., 2015; и др.]. Не являются исключением в этом отношении и осадочные формации, слагающие аккреционные комплексы Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (САОП). В пределах последнего, по уже устоявшимся представлениям [Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2006; Khanchuk et al., 2016; и др.], выделяются девять террейнов (рис. 1), представляющих собой фрагменты юрских (Баджальский, Наданъхада-Бикинский, Самаркинский, Хабаровский) и раннемеловых (Киселевско-Маноминский, Таухинский) аккреционных призм, а также юрского (Ульбанский) и раннемелового (Журавлевско-Амурский) приконтинентальных турбидитовых бассейнов и раннемеловой островной дуги (Кемский).

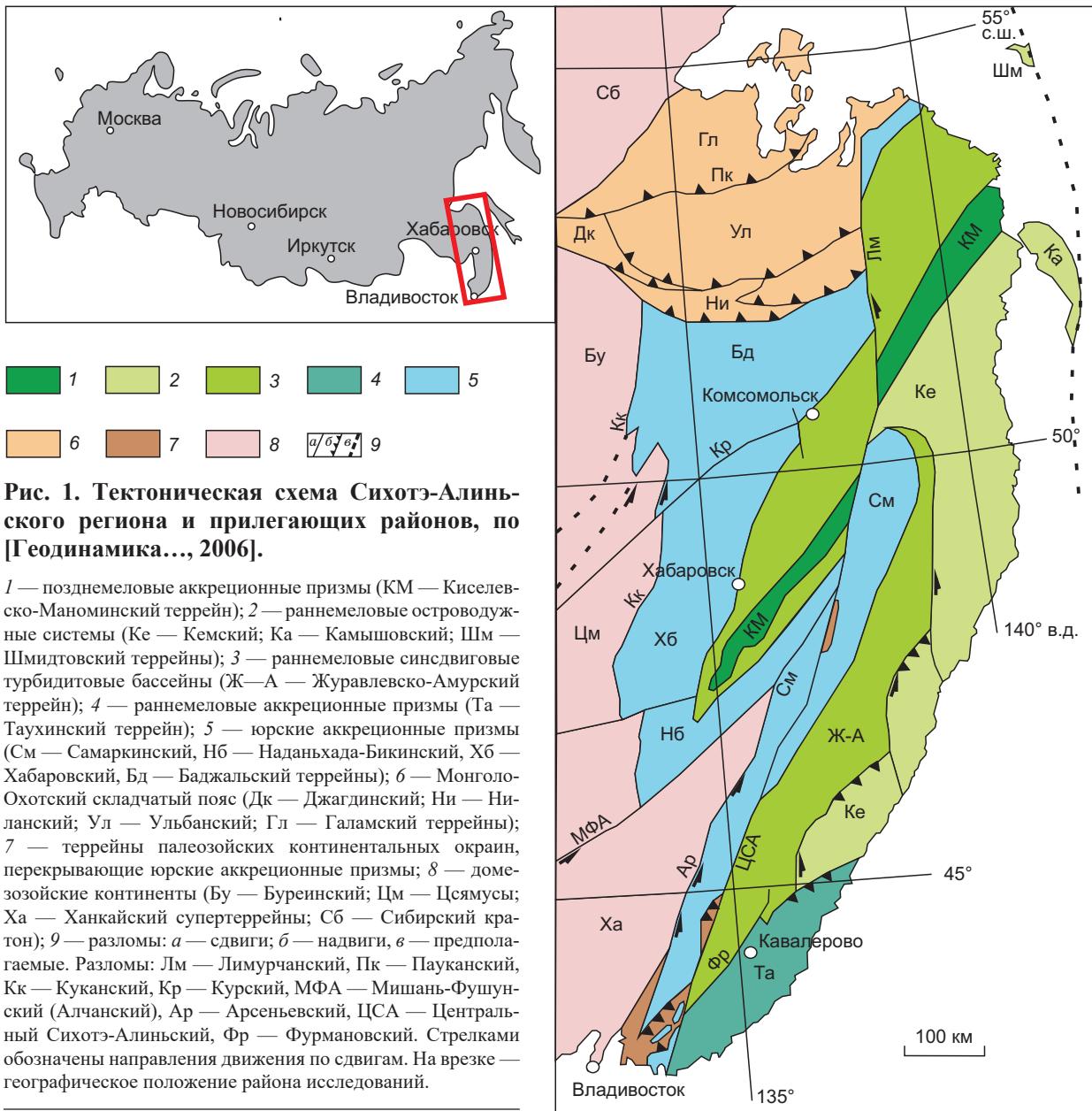
Обоснование возраста этих сложнодислоцированных аккреционированных к континентальной окраине комплексов базируется главным образом, на биостратиграфических данных [Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2006; Khanchuk et al., 2016; и др.], в меньшей степени, на геохронологии детритовых цирконов [Tsutsumi et al., 2016; Kai Liu et al., 2017; Диденко и др., 2020]. Принципиальных разногласий как по времени акреции перечисленных террейнов к окраине Азии, так и по возрасту слагающих их толщ нет, однако вопрос об источниках кластического материала и о первичном положении мезозойских террейнов в структуре Тихоокеанской окраины пока еще далек от окончательного решения.

Согласно палеогеодинамическим построениям, основанным в большей степени на геолого-структурных и биостратиграфических данных, юрские и меловые террейны Сихотэ-Алиня до позднего мела испытывали существенный дрейф вдоль окраины палеоконтинента [Ханчук, 2000; Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2006; и др.]. В отличие от смежных Удско-Мургальского (на севере) и Восточно-Китайского (на юге) сегментов окраины Азии, ее Бурея-Сихотэ-Алиньский фрагмент в юре и мелу попеременно «работал» в режиме субдукции и трансформного скольжения: «К югу от Удско-Мургальской дуги возникает протяженная трансформная окраина континента, вдоль которой в поздней юре—начале неокома формируется аккреционный клин, образованный рассланцованными турбидитами с фрагментами пенсильванских и пермских известняков с остатками тетической фауны, пермско-среднеюрских яшм и офиолитов. В поздней юре—берриасе здесь располагалась зона экотона — смешения бореальной и тетической фауны» [Парфенов и др., 2003, с. 28].

Полученные в последние годы палеомагнитные данные подтвердили существенный северный дрейф вдоль Бурея-Сихотэ-Алиньской окраины Кемского, Киселевско-Маноминского и Ульбанского террейнов [Диденко и др., 2017]. Для ряда объектов этих террейнов определены более южные палеошироты их формирования по отношению к современным — от 5 до 35° с.ш. [Архипов и др., 2019; Диденко и др., 2017; Песков и др., 2019, 2021]. Практически все объекты с низкими палеоширотами (за исключением эльгонской свиты Ульбанского террейна) располагаются восточнее Центрального Сихотэ-Алиньского разлома (см. рис. 1). Попытки получить надежные палеомагнитные направления разрезов, находящихся заведомо западнее Центрального Сихотэ-Алиньского разлома (Баджальского, Наданъхада-Бикинского, Самаркинского и Хабаровского террейнов), пока не увенчались успехом: породы сильно деформированы, перемагничены и древнюю компоненту намагниченности, близкую к первичной намагниченности этих пород, выделить не удается. Единственное относительно палеомагнитно-надежное древнее направление имеется для пород утицкой свиты сеноман-туронского возраста, формировавшихся в надсубдукционной обстановке [Кудымов и др., 2015]. Установленная палеоширота свидетельствует об автохтонности образований свиты относительно окраины палеоконтинента в сеноман—туроне. Поэтому актуальность реконструкции питающих провинций домелового седиментационного бассейна Сихотэ-Алиня не вызывает сомнений, поскольку позволит решить вопрос о месте образования слагающих его террейнов относительно окраины палеоконтинента. В работе [Диденко и др., 2020] имеются лишь общие указания на то, что юрско-берриасские отложения хабаровского аккреционного комплекса формировались за счет источников сноса с восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. В настоящей работе вопрос источников кластического материала более подробно рассмотрен с учетом петрографических, геохимических и изотопных характеристик песчаников Хабаровского террейна, а также результатов U-Pb датирования детритовых цирконов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХАБАРОВСКОГО ТЕРРЕЙНА

Хабаровский террейн расположен вдоль восточной окраины северной части Буреинского супертеррейна и протягивается полосой шириной 100—130 км в северо-восточном направлении. Западной и северной границами являются Ку坎ская зона разломов и Курский разлом, а южной и восточной — разлом Ляолихэ и Амурская система разломов.



Основание разреза террейна слагает хабаровский аккреционный комплекс, толщи которого обнаруживаются в изолированных выходах береговых обрывов правого борта р. Амур (район г. Хабаровск и с. Воронежское-2, рис. 2), а также на хр. Хехцир (в пределах Хехцирского заповедника в правом борту протоки Амурская), на сопке Два Брата, в районе ст. Красная речка и на хр. Вандан. Комплекс слагают многократно чередующиеся разновеликие тектонические блоки и надвиговые пластины. В них присутствуют триасово-юрские кремнистые, кремнисто-глинистые и терригенные отложения, а также горизонты меланжа, содержащие пермские сланцы и известняки в позднеюрско-раннемеловом матриксе. Возраст кремнисто-терригенных отложений определен по многочисленным находкам радиолярий и конодонтов [Zyabrev, Matsuoka, 1999]. Отложения смяты в асимметричные складки СВ простирации, часто рассланцованны и разбиты многочисленными сбросами, сдвигами и надвигами [Войнова, 2016].

Особенности строения комплекса установлены по частным разрезам [Геодинамика..., 2006; Диценко и др., 2020] (см. рис. 2). В районе завода «Дальдизель» фрагмент разреза мощностью около 380 м представлен снизу вверх алевролитами с будинированными прослоями песчаников и туфопесчаников, пачкой грубообеслаивающихся алевролитов и песчаников с редкими прослоями туфов кислого состава и алевролитами с редкими прослоями кремнисто-глинистых и кремнистых пород.

В районе железнодорожного моста через р. Амур фрагмент разреза мощностью 400—500 м представлен переслаиванием аргиллитов, алевролитов, туфоалевролитов, филитовидных сланцев, кремни-

Рис. 2. Схема обнажений Хабаровского террейна, по [Zyabrev, Matsuoka, 1999; Диденко и др., 2020].

1 — меланж; 2 — турбидиты; 3 — галечниковые аргиллиты; 4 — кислые туфы и туфовые алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — ленточные кремни; 7 — сланцы; 8 — тектонические контакты; 9 — элементы залегания пород; 10—15 — места находок микрофоссилий; 10 — фораминиферы; 11 — конодонты; 12—15 — радиолярии; 16 — места отбора проб.

сто-глинистых и кремнистых пород. В алевролитах наблюдаются многочисленные обломки нижне- и верхнепермских известняков, песчаников и зеленокаменно-измененных базальтов.

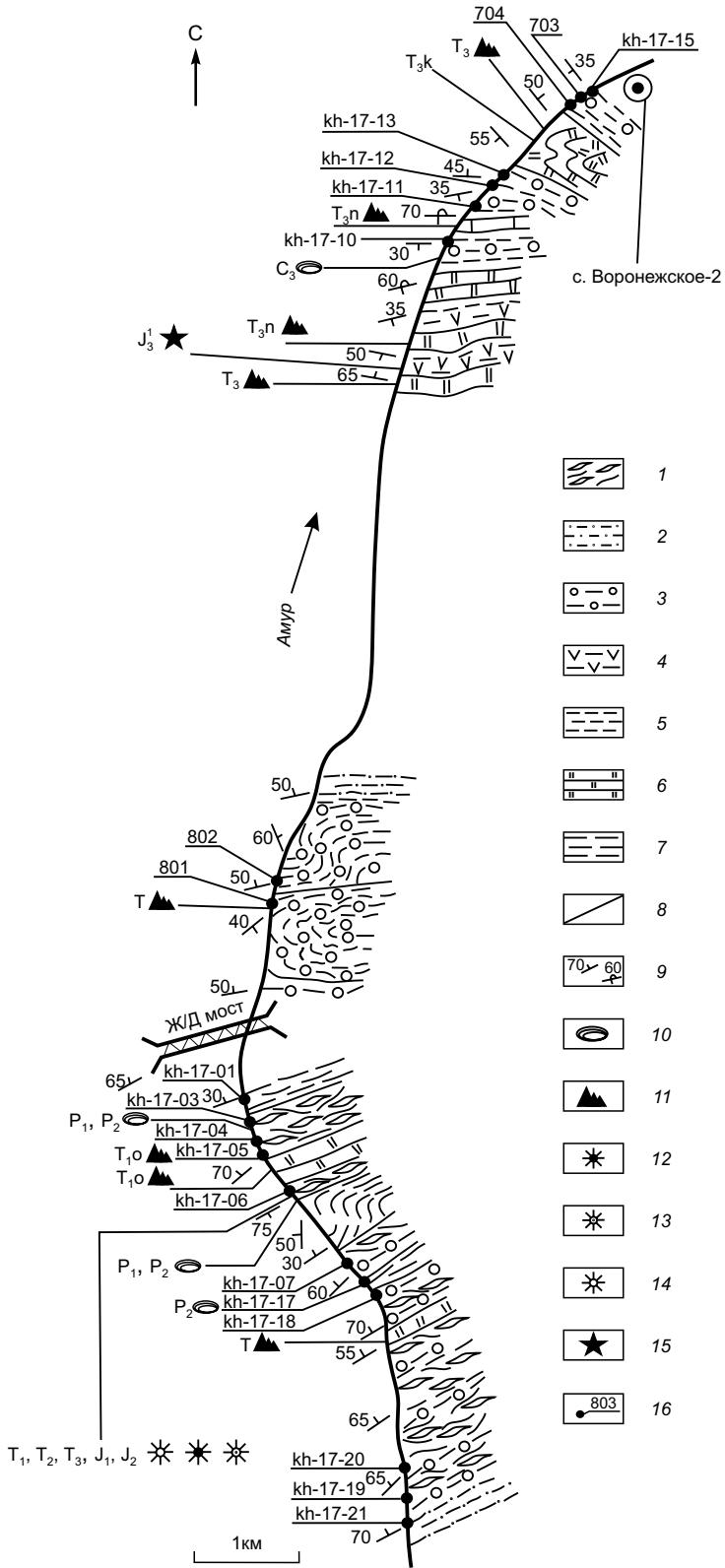
Нами изучены толщи терригенных пород хабаровского аккреционного комплекса в районе с. Воронежское-2 и в районах железнодорожного моста через р. Амур (см. рис. 2). Возраст отложений в первой точке позднеюрский, определен по радиоляриям, выделенным из кремнистых алевролитов, во второй — пермско-триасовый, определен по конодонтам и фораминиферам из матрикса деформированных микститов [Шевелев, 1987; Zyabrev, Matsuoka, 1999]. Очевидно, что во втором случае палеофаунистические определения фиксируют максимальный возраст отложений, однако результаты датирования дегритовых цирконов (см. ниже) подтвердили эту оценку.

МЕТОДИКА ОТБОРА ОБРАЗЦОВ И ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения особенностей вещественного состава и изотопных характеристик отбирали образцы осадочных пород, представляющих наиболее типичные для изучаемых толщ разновидности. Во всех случаях выбирали породы, в наименьшей степени затронутыеложенными изменениями: обращалось внимание на отсутствие метасоматического окварцевания, прожилков кальцита или кварца, зон развития хлорита и/или эпидота. Пригодность отобранных образцов для последующих геохимических и геохронологических исследований контролировалась просмотром шлифов.

Петрографические исследования выполнены на микроскопе Zeiss Axio 10 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Состав обломочной части изучен в стандартных петрографических шлифах. Соотношение обломков определено методом количественного подсчета зерен при увеличении 10 с помощью линейки окуляра-микрометра.

Для изучения вещественного состава и изотопных характеристик пород материала проб, выбранных для анализа, был измельчен до фракции 200 меш. Подготовка проб выполнена в лаборатории эволюции платформенного и океанического магматизма Новосибирского государственного университета.



Содержания петрогенных компонентов определялись методом РФА в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) с использованием рентгеновского спектрометра ARL-9900XP (аналитики Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова и А.Н. Таряник) по стандартной методике. Концентрации примесных элементов определялись методом ICP-MS в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» на приборе FINIGAN ELEMENT (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский). Процедура химической подготовки проб не отличалась от стандартной, измерения проводились по методике [Николаева и др., 2008].

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» (ИЗК СО РАН, г. Иркутск). Подготовка проб осуществлялась по следующей схеме. Навеска 100 мг истертого образца с добавлением изотопного трассера ^{149}Sm - ^{150}Nd разлагалась в смеси кислот HNO_3 - HF - HClO_4 с использованием микроволновой печи. Выделение редкоземельных элементов проводилось на смоле TRU Spec (ElChroM Industries, II. США). Последующее разделение Sm и Nd выполняли на колонках, заполненных смолой Ln Spec по модифицированной методике [Pin, Zalduogui, 1997]. Измерения изотопных отношений Nd и Sm осуществлялось на приборе Finnigan MAT-262. При масс-спектрометрических измерениях изотопные отношения нормализовались на $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Коррекция на фракционирование проводилась по закону Рэлея. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодима JNd-1. В период измерений значения изотопного стандарта JNd-1 составляли $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512101 \pm 0.000015$ (по 30 измерениям).

При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ и DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988], $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$. Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутристоровых процессах для исследованных пород дополнительно были рассчитаны двухстадийные Nd модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2})$ [Keto, Jacobsen, 1987] с использованием среднекорового отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [Taylor, McLennan, 1985].

Детритовые цирконы выделяли из проб крупно- и среднезернистых песчаников весом от 4 до 7 кг, предварительно очищенных от корок выветривания, а затем издробленных до размера 250 мкм. Выделение зерен цирконов и подготовка препаратов проведены в университете г. Тояма (Япония). Все зерна цирконов просматривались под бинокулярным микроскопом и отбраковывались индивиды, имеющие видимые дефекты внутренней текстуры, включения и микротрешины. Затем зерна цирконов заливались акриловой смолой, полировались и изучались методами электронной микроскопии в обратноотраженных электронах и катодолюминесценции на сканирующем электронном микроскопе (JEOL JSM-5910LV), оснащенном детектором JEOL MP-Z01118T CL. Для анализа выбирали зерна с четкой колебательной зональностью на катодолюминесцентных изображениях, которая свойственна магматическим цирконам [Corfu, 2003].

U-Pb датирование цирконов проводилось в Институте сейсмических исследований Токийского университета и в Высшей школе экологических исследований Нагойского университета на масс-спектрометре с лазерной абляцией и индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS) Thermo Elemental Plasma Quad 3, сопряженном с New Wave UP-213 LA [Orihashi et al., 2008]. Плотность энергии составляла $(1.1-1.3) \cdot 10^5$ Дж/м², частота импульсов 10 Гц, время предварительной абляции 8 с и основной — 10 с. Диаметр аблюционного кратера при этом варьировал от 25 до 30 мкм. В пиковом режиме измерялись концентрации ^{202}Hg , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th и ^{238}U . В качестве эталонов использовались стандарты цирконов 91500 с возрастом 1062.4 ± 0.4 млн лет [Wiedenbeck et al., 2004] и OD-3 с возрастом 33.0 ± 0.1 млн лет [Iwano et al., 2013]. Погрешности единичных анализов (отношений) и рассчитанный по ним U-Pb возраст для каждого отдельного зерна фиксировались с аналитической ошибкой измерения $\pm 2\sigma$. Зерна цирконов, в которых содержание ^{206}Pb превышало 5 мас. %, а отношение Th/U было менее 0.1, из дальнейшего анализа исключались.

При расчете изотопных возрастов $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ из рассмотрения исключались аналитические точки с дискордантностью более 10 %. Для всех цирконов возраст рассчитывался по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, построение графиков распределения плотности вероятности их возраста проводилось в программе Isoplot 3.75 [Ludwig, 2012].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНИКОВ

Среди песчаников Хабаровского террейна встречаются разности с мелко-, средне- и крупнозернистой структурой с разной степенью окатанности обломков (от угловатых до окатанных). Сортировка обломочного материала преимущественно плохая и средняя. Сложенены песчаники обломками кварца, реже полевыми шпатами и обломками пород (рис. 3.).

Кварц представлен моно- и полиминеральными угловатыми, полуокатанными и окатанными зернами. Они обычно бесцветные, имеют прямое, волнистое и мозаичное погасание, иногда содержат включения мелких кристаллов циркона (см. рис 3.).

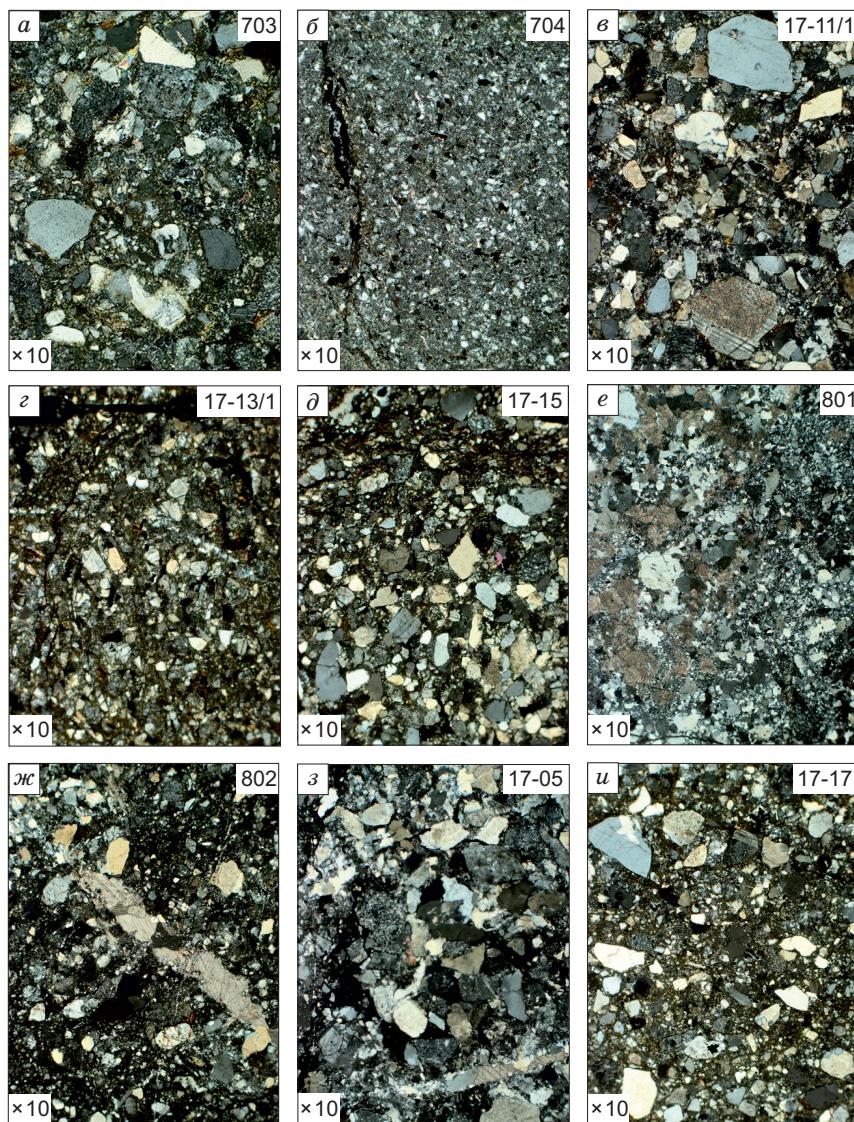


Рис. 3. Фотографии шлифов песчаников.

a—d — юрские; *e—i* — пермско-триасовые.

Полевые шпаты представлены средними и кислыми плагиоклазами, реже встречается калишпат. Обломки полевых шпатов в основном менее окатаны относительно зерен кварца, среди них присутствуют угловатые и полуокатанные близкие к размеру кварца зерна. Плагиоклаз в обломках часто тонко полисинтетически сдвойникован, калишпат представлен зернами с микроклиновой решеткой (см. рис. 3).

Сporадически встречаются обломки слюдистых минералов (биотит, мусковит и хлорит) удлиненной пластиначатой формы, часто сильноизмененные пластинки биотита выполняют роль порового цемента. Среди обломков пород присутствуют кремни, значительно реже кварциты с кристаллобластовой и лепидобластовой структурой, а также известняки (см. рис. 3.).

Аксессорные минералы представлены цирконом, апатитом, турмалином ирудными минералами (см. рис. 3.).

По составу обломочной части позднеюрские песчаники соответствуют исключительно мезомиктовым кварцевым разностям (рис. 4, а). Количество зерен кварца варьирует от 55 до 67 %, полевых шпатов от 14 до 23 % и обломков пород от 19 до 22 % (см. рис. 4).

Среди пермско-триасовых песчаников присутствуют мезомиктовые кварцевые разности и кварцевые граувакки. Количество зерен кварца варьирует от 56 до 60 %, полевых шпатов от 9 до 21 %, обломков пород от 18—34 % (см. рис. 4, а).

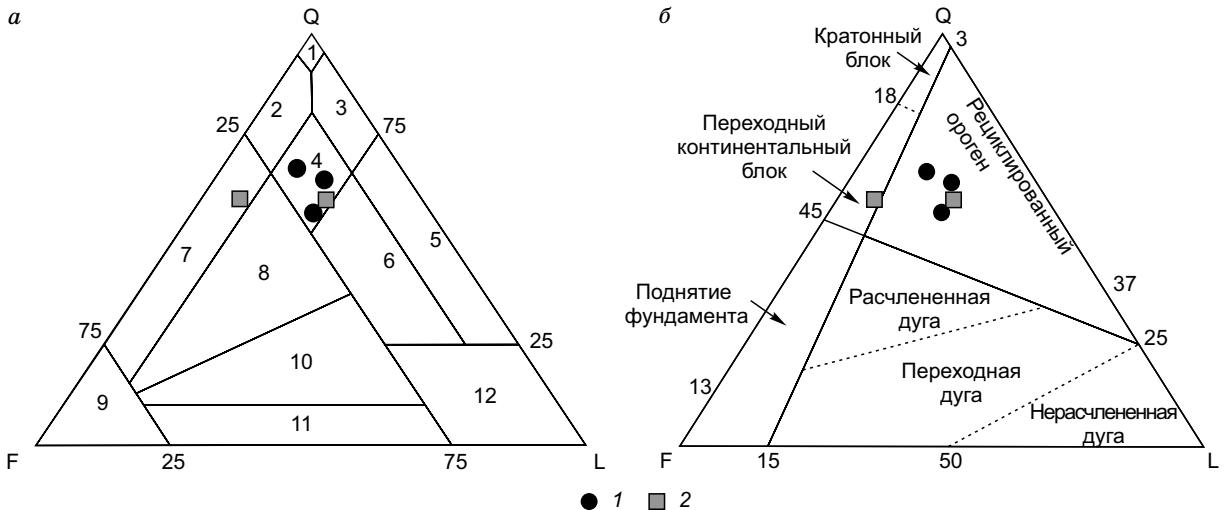


Рис. 4. Классификационная диаграмма Q—F—L (В.Д. Шутов, 1967 г.) (а); диаграмма для реконструкции обстановок [Dickinson, Suczec, 1979] (б).

1 — песчаники юрского возраста; 2 — песчаники пермско-триасового возраста; Q — кварц; F — полевые шпаты; L — обломки пород. Поля составов: 1 — мономиктовые кварцевые; 2 — кремнисто-кварцевые; 3 — полевошпатово-кварцевые; 4 — мезомиктовые; 5 — собственно аркозы; 6 — граувакковые аркозы; 7 — кварцевые граувакки; 8 — полевошпатово-кварцевые граувакки; 9 — собственно граувакки; 10 — полевошпатовые граувакки; 11 — кварцево-полевошпатовые; 12 — поле не собственно терригенного происхождения.

Плохая сортировка обломков и слабая окатанность зерен, указывающие на незначительную степень переработки кластического материала в процессе осадконакопления, не согласуются с положением точек в области продуктов размыва рециклированных орогенов на треугольной диаграмме (см. рис. 4, б), предназначеннной для реконструкции обстановок формирования [Dickinson, Suczec, 1979], так как для рециклированных осадков обычно характерны хорошая сортировка и окатанность обломков. В случае песчаников хабаровского аккреционного комплекса высокие содержания кварца, определившие положение точек составов на диаграмме, вероятнее всего, указывают на размытые породы, богатые кварцем, при накоплении осадочного материала вблизи источника сноса.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Юрские песчаники Хабаровского террейна в сравнении со стандартным составом постархейского глинистого сланца Австралии (PAAS) характеризуются повышенным содержанием кремнезема (63.64—76.02 мас. %, $X_{\text{cp}} = 71.81$ мас. %¹), умеренной глиноземистостью (12.05—15.75 мас. %, $X_{\text{cp}} = 13.53$ мас. %), обладают невысокими концентрациями фемических элементов и кальция ($\text{TiO}_2 = 0.33$ —0.99 мас. %, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2.05$ —6.01, $\text{MnO} = 0.03$ —0.28, $\text{MgO} = 0.53$ —2.03, $\text{CaO} = 0.27$ —1.49 мас. %), значения которых уменьшаются с ростом содержания SiO_2 . Большинство изученных песчаников характеризуются существенно натровой специализацией ($\text{Na}_2\text{O} = 0.87$ —5.44 мас. %, $X_{\text{cp}} = 3.92$ мас. %) и пониженными содержаниями K_2O (0.88—4.09 мас. %, $X_{\text{cp}} = 2.0$ мас. %). Повышенные содержания K_2O отмечены лишь в нескольких пробах, две из которых имеют максимальные концентрации щелочей с приблизительно равными содержаниями натрия и калия, еще две за счет низких концентраций Na_2O имеют повышенные K/Na отношения (рис. 5; см. дополнительные материалы, https://sibran.ru/journals/Suppl_Mednikov_1.pdf, табл. S1).

Юрские алевролиты в сравнении с ассоциирующими песчаниками обладают более низкими концентрациями SiO_2 (66.66—67.92 мас. %, $X_{\text{cp}} = 67.48$ мас. %), повышенными содержаниями глинозема (14.07—14.92 мас. %, $X_{\text{cp}} = 14.57$ мас. %), фемических элементов и калия (средние содержания $\text{TiO}_2 = 0.67$ мас. %, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5.86$, $\text{MnO} = 0.19$, $\text{MgO} = 1.9$, $\text{K}_2\text{O} = 3.24$ мас. %), при этом отмечаются пониженные содержания Na_2O и CaO . В сравнении с PAAS алевролитам свойственны повышенные содержания SiO_2 , идентичные содержаниям глинозема, фемических и щелочных элементов, за исключением CaO (см. рис. 5; доп. материалы, табл. S1).

Пермско-триасовые песчаники характеризуются близкими содержаниями всех пордообразующих компонентов с юрскими аналогами и также обладают существенно натриевой специализацией, отмеча-

¹ X_{cp} — среднее значение.

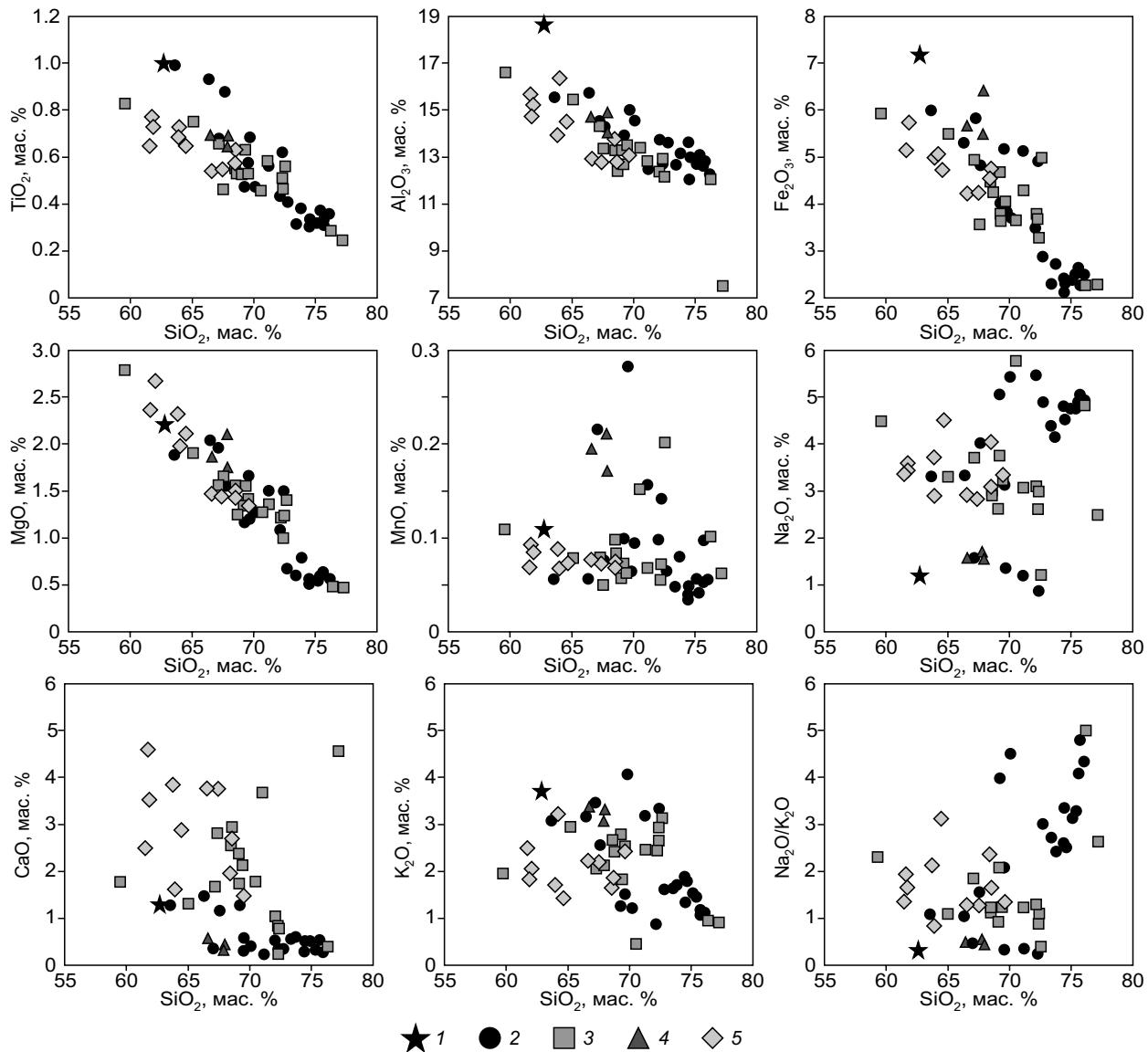


Рис. 5. Диаграммы Харкера для терригенных пород Хабаровского террейна.

1 — PAAS; 2 — юрские песчаники; 3 — пермско-триасовые песчаники; 4 — юрские алевролиты; 5 — пермско-триасовые алевролиты.

ются более низкие концентрации Al_2O_3 (7.51—16.6 мас. %, $X_{\text{cp}} = 13.02$ мас. %) и повышенные содержания CaO (0.25—4.57 мас. %, $X_{\text{cp}} = 1.93$ мас. %). В сравнении с PAAS в пермско-триасовых песчаниках наблюдаются повышенные концентрации SiO_2 , Na_2O и CaO , пониженные K_2O (0.48—3.12 мас. %, $X_{\text{cp}} = 2.19$ мас. %), невысокие содержания фемических элементов (см. рис. 5; доп. материалы, табл. S1).

Пермско-триасовые алевролиты в сравнении с песчаниками обладают более низкими концентрациями практически всей гаммы макрокомпонентов, за исключением CaO и Na_2O , минимальные содержания которых превышают таковые в песчаниках. При этом в сравнении с PAAS пермско-триасовые алевролиты аналогично песчаникам характеризуются повышенными содержаниями SiO_2 (61.65—69.58 мас. %, $X_{\text{cp}} = 65.34$ мас. %), Na_2O и CaO , пониженными Al_2O_3 (12.8—16.36 мас. %, $X_{\text{cp}} = 14.21$ мас. %), K_2O (1.44—3.23 мас. %, $X_{\text{cp}} = 2.11$ мас. %) и фемических элементов (см. рис. 5; доп. материалы, табл. S1).

На бинарных диаграммах Харкера области составов пермско-триасовых и юрских терригенных пород не различаются (см. рис. 5).

На классификационной диаграмме Ф. Петтиджона (рис. 6, а) фигуративные точки юрских и пермско-триасовых песчаников локализованы преимущественно в поле граувакк, незначительная часть относится к лититам и аркозам. На диаграмме М.М. Хирона (см. рис. 6, б) для терригенных пород все

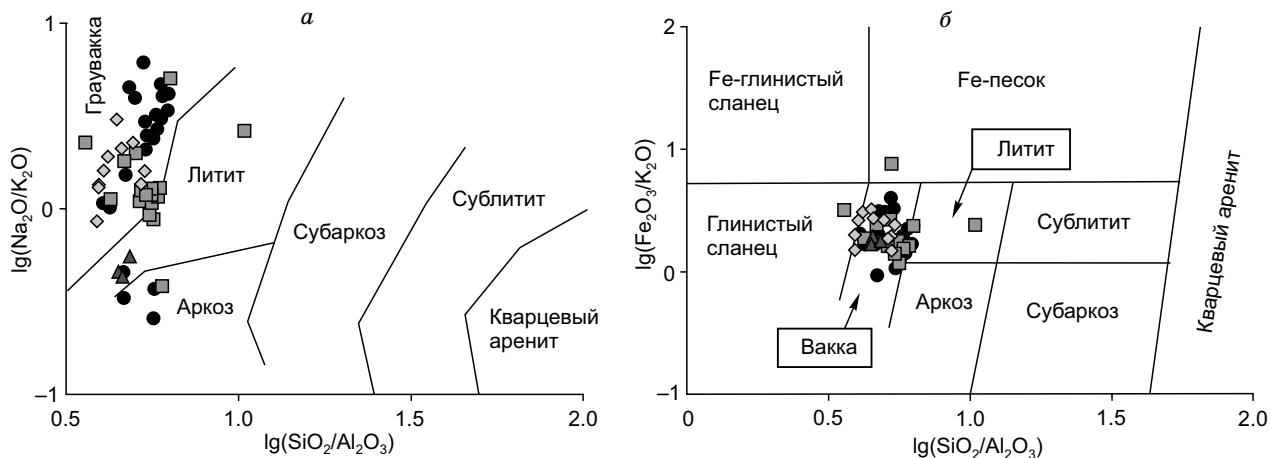


Рис. 6. Классификация терригенных пород хабаровского комплекса:

а — классификационная диаграмма для песчаников Ф. Петтиджона [Петтиджон и др., 1976]; *б* — классификационная диаграмма для терригенных пород М.М. Хирона [Herron, 1988].

Усл. обозн. см. на рис. 5.

точки состав изученных песчаников сконцентрированы в поле вакк, точки составов алевролитов попадают в области вакк и глинистых сланцев.

Концентрации РЗЭ в юрских песчаниках в сравнении с PAAS понижены (максимальное обеднение фиксируется по тяжелым лантаноидам). \sum РЗЭ в большинстве изученных проб юрских песчаников варьирует в узких пределах от 130 до 153 г/т и не достигает такового в PAAS (183 г/т). В двух высококалиевых образцах фиксируются близкие к PAAS суммарные содержания РЗЭ (176.9 и 185.6 г/т), для одного низкокалиевого образца самые низкие концентрации РЗЭ (99.4 г/т). Все юрские песчаники обладают однотипными асимметричными спектрами распределения РЗЭ с отрицательным уклоном $(La/Yb)_N = 10.49—15.37$ и отчетливым европиевым минимумом ($Eu/Eu^* = 0.17—0.22$) (рис. 7; см. доп. материалы, табл. S1).

Суммарный уровень накопления РЗЭ в юрских алевролитах варьирует от 89 до 166 г/т, т. е. ниже, чем в ассоциирующих песчаниках и PAAS и в юрских песчаниках. Спектры распределения РЗЭ асимметричные с отрицательным уклоном $(La/Yb)_N = 11.38—12.98$ и отчетливым европиевым минимумом ($Eu/Eu^* = 0.20—0.21$) (см. рис. 7; табл. S1).

Пермско-триасовые песчаники характеризуются незначительно пониженными содержаниями РЗЭ относительно юрских аналогов (\sum РЗЭ = 89—167 г/т) и схожими спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_N = 8.99—19.78$, $Eu/Eu^* = 0.18—0.22$) (см. рис. 7; табл. S1).

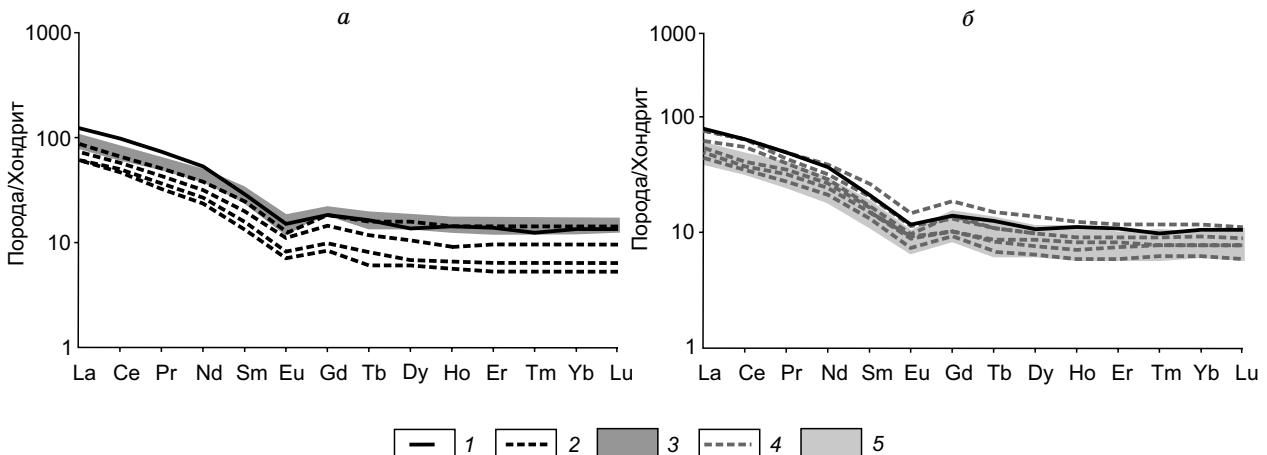


Рис. 7. Спектры распределения редкоземельных элементов в юрских (*а*) и пермско-триасовых (*б*) терригенных породах хабаровского комплекса.

1 — PAAS; 2 — юрские песчаники; 3 — юрские алевролиты; 4 — пермско-триасовые песчаники; 5 — пермско-триасовые алевролиты.

Результаты Sm–Nd изотопных исследований терригенных пород хабаровского комплекса

№ п/п	№ пробы	Sm		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2)$
		г	т					млн лет	
1	703	2.1	11.7	0.1109	0.512307 ± 11	-6.5	-4.9	1252	1360
2	704	5.0	28.4	0.1095	0.512086 ± 10	-10.8	-9.2	1556	1714
3	802	3.9	19.3	0.1242	0.512459 ± 6	-3.5	-1.2	1179	1138
4	803	5.1	22.9	0.1388	0.512351 ± 6	-5.6	-3.8	1628	1352

Примечание. 1, 2 — юрские песчаники, 3, 4 — пермско–триасовые песчаники. Для юрских пород значения параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитаны на возраст 140 млн лет, для пермско–триасовых — на 250 млн лет.

В пермско–триасовых алевролитах содержания РЗЭ варьируют от 121 до 138 г/т, что близко к ассоциирующим песчаникам и несколько выше, чем в юрских алевролитах. Характер спектров распределения РЗЭ не отличается от других разностей пород ($(\text{La/Yb})_N = 8.79\text{--}9.98$, $\text{Eu/Eu}^* = 0.20\text{--}0.26$) (см. рис. 7; доп. материалы, табл. S1).

Все изученные породы характеризуются отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, близкими к таковому в континентальной коре и отрицательными значениями ϵ_{Nd} в пересчете на возраст образования пород (таблица). Для пермско–триасовых осадков типичны $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.2\ldots-3.8$ и модельные Nd возрасты 1.14—1.35 млрд лет. Юрские песчаники имеют менее радиогенерный состав неодима: значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ их варьируют от -4.9 до -9.2, модельные Nd возрасты — от 1.36 до 1.71 млрд лет. Наименее радиогенерный состав неодима (и, соответственно, максимальный модельный возраст) свойствен высококалиевым песчаникам, имеющим повышенные концентрации РЗЭ и более дифференцированные спектры их распределения.

В целом изотопный состав неодима в пермско–триасовых и низкокалиевых юрских осадках хабаровского комплекса близок к таковому в терригенных породах других юрских аккреционных призм Сихотэ–Алиня (Самаркинский и Наданъхада–Бикинский террейны [Ханчук и др., 2013; Крук и др., 2014]. Юрские высококалиевые песчаники демонстрируют менее радиогенерный состав неодима, приближающийся к наблюдаемому в осадках раннемеловых блоков Сихотэ–Алиня (Журавлевский и Таухинский террейны [Ханчук и др., 2013]. Наблюдаемые различия связаны с разными пропорциями в источнике осадочных пород ювенильного и древнекорового материала (в раннемеловых террейнах его доля существенно выше) и в целом указывают на резкую изотопную неоднородность питающих провинций.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Возраст детритовых цирконов определен в четырех пробах песчаников хабаровского комплекса. Две пробы (703 и 704) были отобраны в районе ж/д моста и две (801 и 802) — в районе с. Воронежское-2.

Юрские песчаники

Проба 703. Из 109 изученных зерен 88 оценок возраста оказались конкордантными или субконкордантными (см. доп. материалы, https://sibran.ru/journals/Suppl_Mednikov_2.pdf, табл. S2). Распределение возрастов показано на рис. 8, а. Среди проанализированных зерен выделяются популяции с возрастами от протерозоя до мезозоя. Мезозойские возраста зафиксированы для 49 зерен (56 %), которые формируют практически непрерывный кластер от 252 до 146 млн лет с четко выраженным пиком в области 175—171 млн лет (ааленский ярус средней юры). Палеозойские возраста установлены для 31 зерна (35 %), они варьируют от 255 до 523 млн лет без выраженных пиков. Незначительная часть исследованных цирконов (восемь зерен или 9 % общей выборки) имеют протерозойские возраста, пять из которых соответствуют неопротерозою (от 640 до 1090 млн лет) и два палеопротерозою (2376 и 2463 млн лет; см. рис. 8, а; доп. материалы, табл. S2).

Проба 704. Изучено 129 зерен циркона, 96 полученных дат оказались конкордантными или субконкордантными (см. доп. материалы, табл. S2). Распределение возрастов датированных зерен показано на рис. 8, б. Полученные оценки возраста, как и в предыдущей пробе, варьируют от протерозоя до мезозоя. Мезозойские возраста фиксируются для 43 зерен (45 % выборки), которые формируют кластер от 247 до 141 млн лет с двумя пиками в областях 141—150 млн лет (конец поздней юры—начало раннего мела) и 191—196 млн лет (начало ранней юры). Палеозойская популяция представлена 41 зерном (42.5 %) с возрастами от 252 до 523 млн лет и пиками на 273—276 млн лет (кунгурский ярус пермского периода), 409—415 млн лет (ранний девон, локховский век) и 503—504 млн лет (конец среднего кембрия). Докембрийский возраст зафиксирован в 12 зернах (12.5 %). Пять из них попадают в интервал 538—580 млн лет, соответствующий вендской системе, остальные семь отвечают палеопротерозою (1595—2328 млн лет) (см. рис. 8, б; доп. материалы, табл. S2).

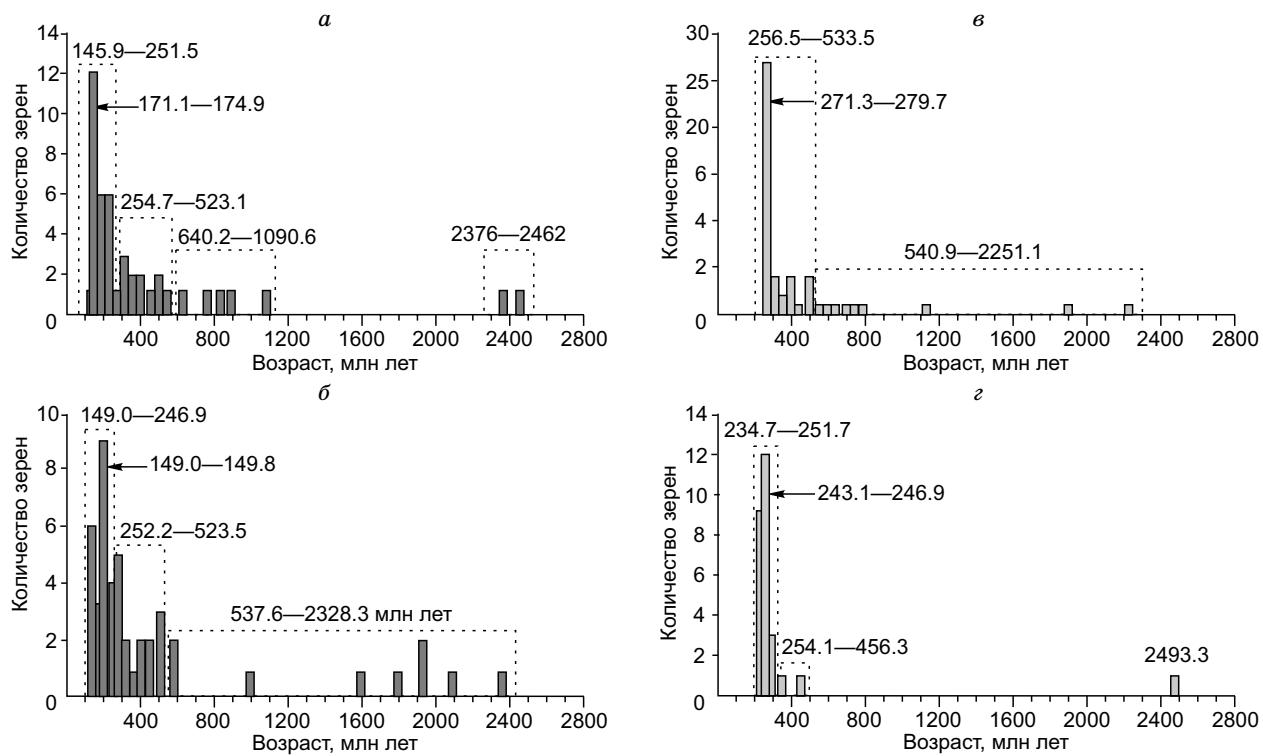


Рис. 8. Гистограммы распределения возрастов детритовых цирконов из песчаников хабаровского комплекса.

Юрские песчаники: *а* — пр. 703; *б* — пр. 704; пермско-триасовые песчаники: *в* — пр. 801; *г* — пр. 803.

Пермско-триасовые песчаники

Проба 801. Из 122 исследованных зерен получено 89 конкордантных и субконкордантных оценок возраста (доп. материалы, табл. S2). Их распределение показано на рис 5, *в*. Исследованные зерна имеют палеозойский или докембрийский возраст. Палеозойская популяция является резко преобладающей (79 зерен или 89 % изученной выборки). В спектре распределения возрастов ярко выражен пик в интервале 271—280 млн лет (кунгурский ярус пермского периода). Протерозойская популяция представлена двумя зернами вендского возраста (541 и 577 млн лет), шестью неопротерозайскими (606—1143 млн лет) и двумя палеопротерозайскими (1923 и 2251 млн лет; см. рис. 8, *в*; доп. материалы, табл. S2).

Проба 802. Из 44 изученных зерен циркона 31 являются конкордантными или субконкордантными. Среди проанализированных зерен выделяются мезозойские, палеозойские и протерозойские возрасты (см. рис. 5, *г*). Мезозойская популяция представлена 13 зернами (42 %) с возрастами от 235 до 251 млн лет (от раннего до начала позднего триаса). Палеозойские возрасты зафиксированы в 17 зернах (55 % выборки) и варьируют от 254 до 456 млн лет без ярко выраженных пиков. Для одного зерна зафиксирован палеопротерозойский возраст (2493 млн лет; см. рис. 8, *г*; см. доп. материалы, табл. S2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Состав областей сноса. Степень химического преобразования терригенных пород Хабаровского террейна была определена путем анализа литохимических модулей и ряда дискриминантных диаграмм, в основе которых лежит соотношение как породообразующих элементов, так и микрокомпонентов.

Значения петрохимических модулей представлены в табл. S1, корреляции между основными петрохимическими модулями — на рис. 9.

В осадочных породах первого цикла выветривания, образовавшихся за счет размыва магматических пород (в петрогенных осадках), как правило, сохраняются исходные корреляции химических компонентов и петрохимических модулей. Так, для них характерна положительная корреляция значений титанового ($\text{TM} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) и железистого ($\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$) модулей, тогда как между модулями общей нормативной щелочности ($\text{ОНЩ} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$) и гидролизатным ($\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$) корреляция отсутствует [Юдович, Кетрис, 2000]. В ли-

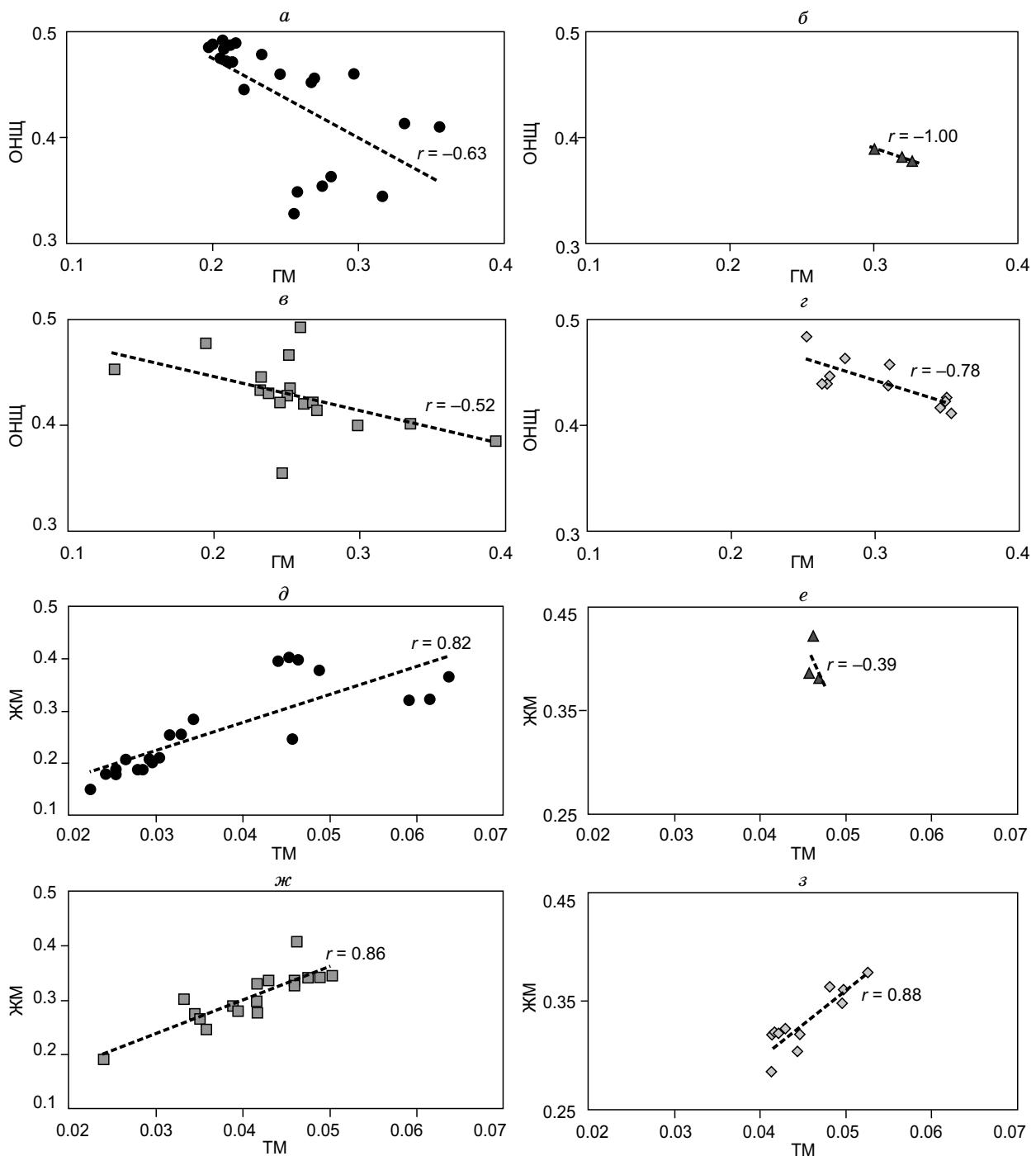


Рис. 9. Модульные диаграммы ГМ—ОНЩ и ЖМ—ТМ.

а, б — юрские песчаники; в, ж — юрские алевролиты; г, з — пермско-триасовые песчаники; д, и — пермско-триасовые алевролиты. Пояснения модулей см. в тексте.

тогенных осадках (образовавшихся за счет повторного выветривания и разрушения осадочных пород) значимой корреляции между какими-либо петрохимическими модулями не наблюдается.

Для юрских песчаников Хабаровского террейна значения ГМ составляют 0.20—0.36 ($X_{cp} = 0.25$), ОНЩ — 0.33—0.49 ($X_{cp} = 0.44$), ЖМ — 0.15—0.40 ($X_{cp} = 0.26$), ТМ — 0.02—0.06 ($X_{cp} = 0.04$), для них наблюдаются значимые отрицательная корреляция между ГМ и ОНЩ (-0.63) и положительная корреляция между ЖМ и ТМ (0.82). Алевролиты юрского возраста характеризуются значениями ГМ от 0.30 до 0.33 ($X_{cp} = 0.32$); ОНЩ — 0.33—0.34 ($X_{cp} = 0.33$); ЖМ — 0.38—0.42 ($X_{cp} = 0.40$); ТМ — 0.04 (X_{cp}

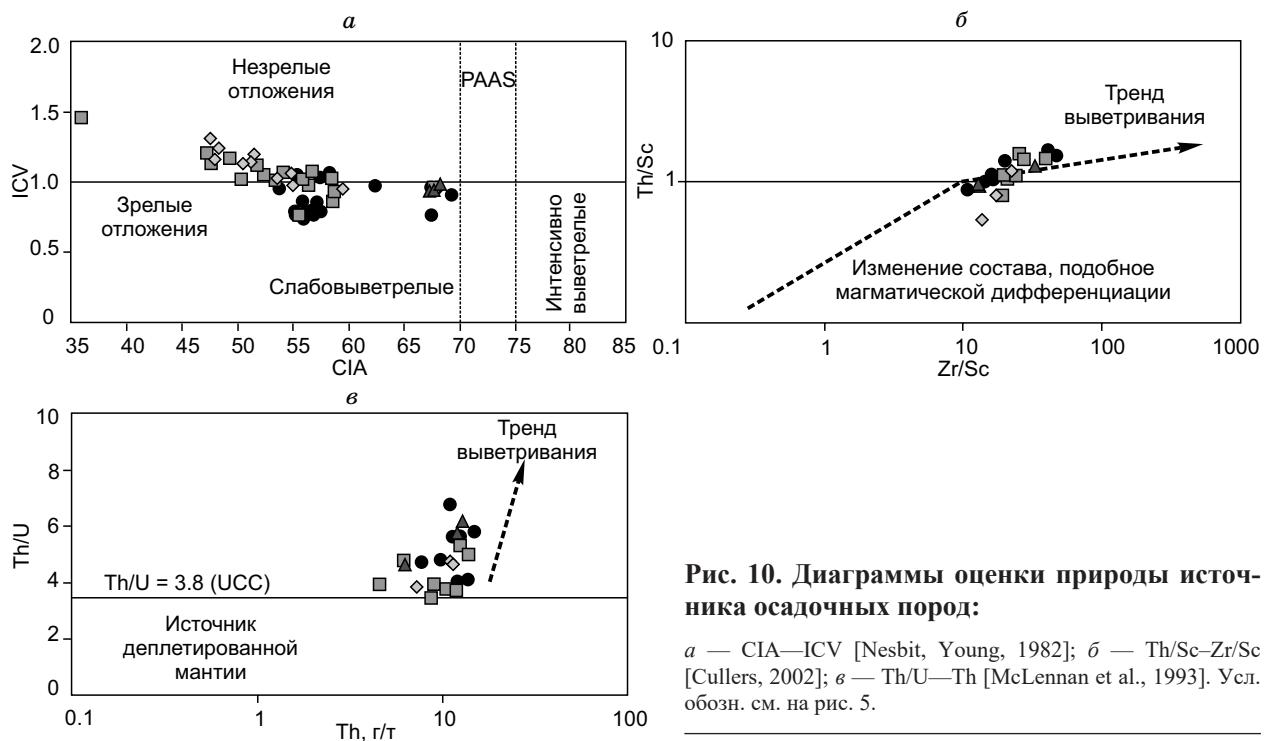


Рис. 10. Диаграммы оценки природы источника осадочных пород:

а — CIA—ICV [Nesbit, Young, 1982]; б — Th/Sc—Zr/Sc [Cullers, 2002]; в — Th/U—Th [McLennan et al., 1993]. Усл. обозн. см. на рис. 5.

= 0.05), для них отмечается значимая отрицательная корреляция между ГМ и ОНЩ (-1) и отсутствие значимой корреляции между ЖМ и ТМ (-0.39).

Для пермско-триасовых песчаников значения главных петрохимических индексов составляют: ГМ — 0.13—0.39 ($X_{cp} = 0.26$), ОНЩ — 0.36—0.49 ($X_{cp} = 0.43$), ЖМ — 0.19—0.41 ($X_{cp} = 0.31$), ТМ — 0.02—0.05 ($X_{cp} = 0.04$), для них наблюдаются значимые отрицательная корреляция между ГМ и ОНЩ (-0.52) и положительная между ЖМ и ТМ (0.86). Алевролиты этой возрастной группы характеризуются значениями ГМ от 0.25 до 0.35 ($X_{cp} = 0.30$), ОНЩ — 0.36—0.44 ($X_{cp} = 0.39$), ЖМ — 0.28—0.38 ($X_{cp} = 0.33$), ТМ — 0.04—0.05 ($X_{cp} = 0.05$) и обладают значимыми отрицательной корреляцией между ГМ и ОНЩ (-0.78) и положительной между ЖМ и ТМ (0.88).

Полученные значения корреляций позволяют рассматривать изученные породы (кроме юрских алевролитов) как осадки преимущественно первого цикла выветривания.

О зрелости пород также можно судить по значениям индекса химического выветривания (CIA) [Nesbitt, Young, 1982], значения которого для незрелых отложений, как правило, выше, а для зрелых ниже единицы. Юрским песчаникам и алевролитам свойственны близкие значения CIA от 0.74 до 1.07, что характеризует их преимущественно как зрелые (рис. 10, а). Пермско-триасовые песчаники и алевролиты обладают значениями CIA от 0.77 до 1.47, среди данных разностей встречаются как зрелые, так и незрелые отложения (см. рис. 10, а). Также для всех изученных пород юрского и пермско-триасового возраста типичны относительно низкие значения индекса интенсивности химического выветривания (ICV) [Cox et al., 1995] от 36 до 69, что указывает на слабое выветривание в районе источника сноса (см. рис. 10, а).

В песчаниках и алевролитах отмечаются достаточно широкие вариации содержания Zr: для юрских пород от 133 до 281 г/т ($X_{cp} = 198$ г/т), для позднепалеозойских 93 — 267 г/т ($X_{cp} = 189$ г/т), большая часть фигуративных точек составов изученных пород располагается вдоль тренда выветривания и незначительная часть вдоль магматического тренда на диаграмме Th/Sc—Zr/Sc [Cullers, 2002], предполагая незначительное обогащение цирконом (см. рис. 10, б).

Юрские породы характеризуются высокими значениями отношения Th/U от 4.01 до 6.78 ($X_{cp} = 5.20$), превышающими значения верхней коры (3.8) и близкими к PAAS (4.5—5.5), что указывает на значительную переработку осадочного материала в процессе седиментации. Пермско-триасовые осадки имеют более низкие отношения Th/U (от 3.48 до 5.34; $X_{cp} = 4.27$), что указывает на варьирующую степень переработки осадочного материала (см. рис. 10, в).

Таким образом, среди изученных терригенных пород Хабаровского террейна встречаются разности, соответствующие по геохимическим показателям породам как первого, так и второго циклов выветривания. Большинство образцов (29 из 53) по петрохимическим характеристикам имеют зрелый состав, их протолиты претерпели значительные изменения. Источник юрских пород, вероятно, испытал

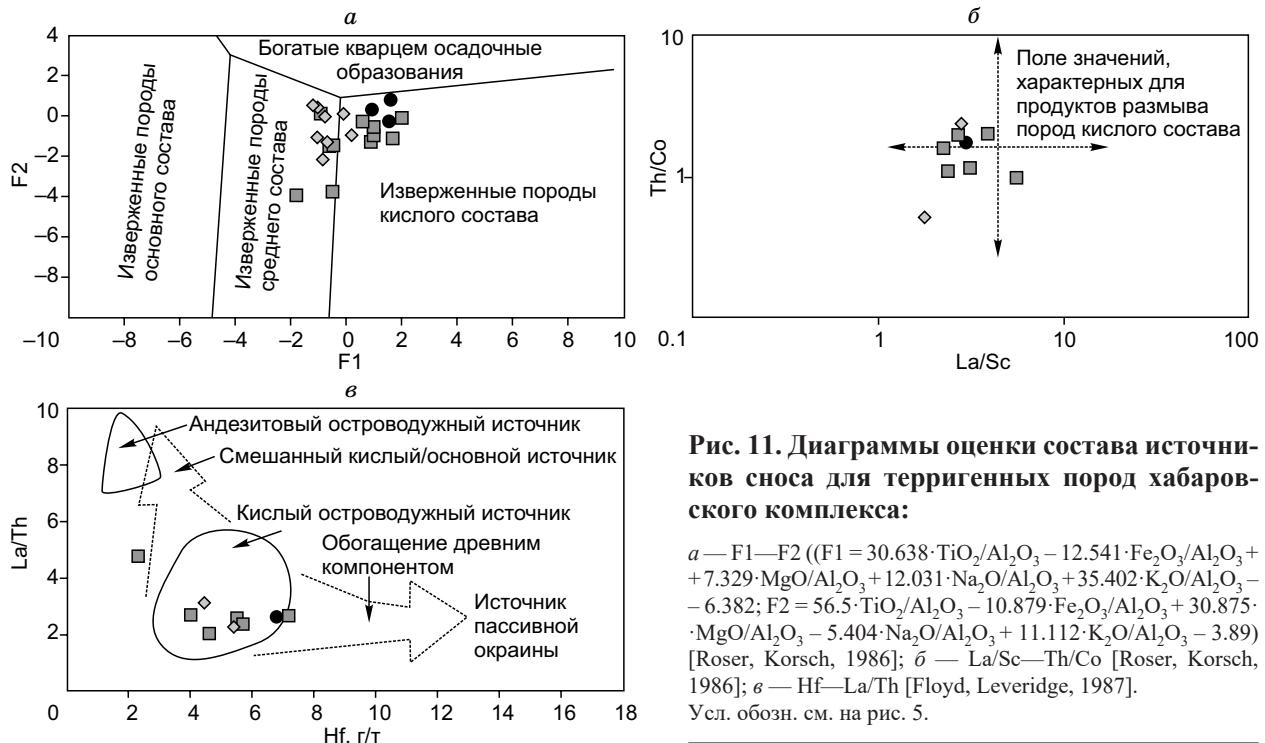


Рис. 11. Диаграммы оценки состава источников сноса для терригенных пород хабаровского комплекса:

a — $F_1 = 30.638 \cdot TiO_2/Al_2O_3 - 12.541 \cdot Fe_2O_3/Al_2O_3 + 7.329 \cdot MgO/Al_2O_3 + 12.031 \cdot Na_2O/Al_2O_3 + 35.402 \cdot K_2O/Al_2O_3 - 6.382$; $F_2 = 56.5 \cdot TiO_2/Al_2O_3 - 10.879 \cdot Fe_2O_3/Al_2O_3 + 30.875 \cdot MgO/Al_2O_3 - 5.404 \cdot Na_2O/Al_2O_3 + 11.112 \cdot K_2O/Al_2O_3 - 3.89$ [Roser, Korsch, 1986]; *б* — La/Sc — Th/Co [Roser, Korsch, 1986]; *в* — Hf — La/Th [Floyd, Leveridge, 1987].

Усл. обозн. см. на рис. 5.

более сильное выветривание, так как ему свойственны более низкие значения ICV, и наоборот, более высокое содержание Zr и отношение Th/U, в их составе доля продуктов разрушения осадочных пород выше, чем магматических. Часть изученных образцов (24 из 53) соответствует незрелым, и в их составе, вероятно, преобладает материал разрушенных магматических пород.

Для дальнейшего анализа состава источников кластического материала и обстановок формирования осадочных толщ Хабаровского террейна использованы образцы, в наибольшей степени соответствующие осадочным породам первого цикла выветривания.

Анализ диаграммы F_1 — F_2 [Roser, Korsch, 1986], основанной на соотношении пордообразующих оксидов, указывает на преобладание в области сноса кислых и средних по составу первичных пород (рис. 11, *а*). К аналогичному выводу приводит анализ диаграмм Hf — La/Th [Floyd, Leveridge, 1987] (см. рис. 11, *б*) и Th/Co — La/Sc [Roser, Korsch, 1986] (см. рис. 11, *в*), на которых точки составов терригенных пород локализуются в полях, характерных для продуктов размыва пород кислого состава.

На дискриминационных диаграммах, предназначенных для реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования терригенных толщ [Bhatia, 1983], фигутивные точки пород Хабаровского террейна локализованы в полях отложений континентальных окраин и континентальных островных дуг (рис. 12). Это вполне согласуется с геологической позицией изученных толщ.

СОВРЕМЕННЫЕ ГОМОЛОГИ ПИТАЮЩЕЙ ПРОВИНЦИИ

Структура современной Тихоокеанской окраины Азии представлена совмещенными блоками различной природы и возраста (от докембра до позднего мезозоя). Их взаимное расположение показано на рис. 13, *а*. При оценке возможных источников сноса для терригенных отложений хабаровского аккреционного комплекса важно учитывать, что тектоническая эволюция Сихотэ-Алиня определялась чередованием в юрско-меловое время субдукционных и трансформных режимов. Это привело к формированию сложнопостроенного орогенного пояса, в структуре которого соседствуют террейны, зачастую образовавшиеся изначально на большом удалении друг от друга [Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2006; Диденко и др., 2017]. Как следствие, определение первичного положения тех или иных тектонических блоков является весьма сложной задачей.

В случае, если Хабаровский террейн с момента своего формирования не испытал существенных сдвиговых перемещений вдоль Тихоокеанской окраины Азии, в качестве возможных источников сноса могут рассматриваться находящиеся непосредственно к западу от него позднедокембрейско-палеозойские образования Бурея-Ханкайского супертеррейна, а также блоки юго-восточного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса, локализованные севернее (см. рис. 13). В случае аллохтоной природы Хабаровского террейна в качестве возможных источников кластического материала следует

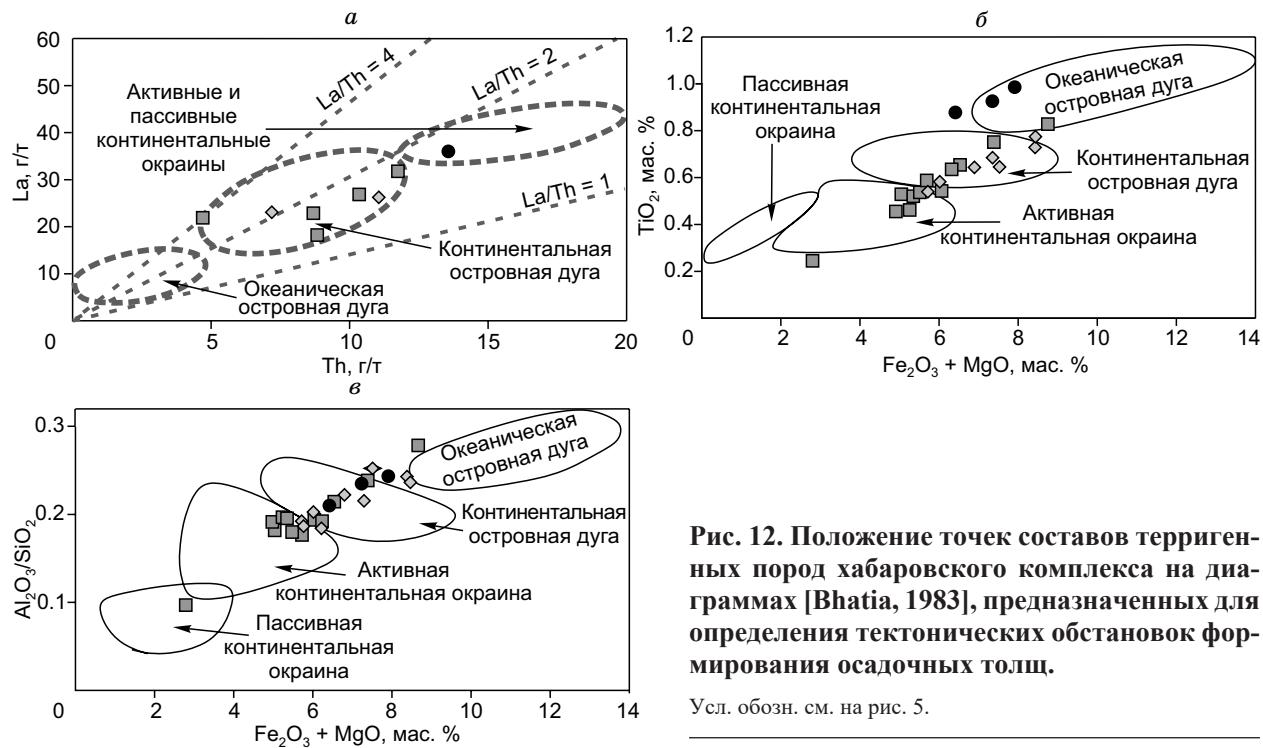


Рис. 12. Положение точек составов терригенных пород хабаровского комплекса на диаграммах [Bhatia, 1983], предназначенных для определения тектонических обстановок формирования осадочных толщ.

Усл. обозн. см. на рис. 5.

рассматривать также геологические комплексы Сино-Корейского кратона, находящегося южнее, а также комплексы Сибирского кратона и его отторженцев (Омолонский микроконтинент и др.), расположенные севернее изученной области (см. рис. 13, а).

Сразу отметим, что мезозойские блоки Сихотэ-Алиня в качестве источников кластического материала рассматриваться не могут. На момент образования хабаровского аккреционного комплекса они сами являлись областями седиментации или (в случае Журавлевско-Амурского террейна) еще не начали формироваться.

Широкое разнообразие пород и пестрота их составов делают практически невозможным «прямое» сопоставление химических характеристик пород разных террейнов с целью установления их генетического родства. Поэтому в качестве основы для сравнения были выбраны возрасты детритовых цирконов и изотопный состав Nd, и лишь в качестве дополнительного фактора — геохимические характеристики пород. Напомним, что в первую очередь нас интересуют типичные для цирконов Хабаровского террейна юрские пики 149—150 и 171—174 млн лет, палеозойские даты 271—279, 400—415 и 500—505 млн лет. В отношении докембрийских цирконов наиболее важным представляется присутствие зерен с возрастом 700—1000 млн лет, а также отсутствие гренвильских (1000—1400 млн лет) и архейских дат. Также не следует забывать, что песчаники хабаровского комплекса характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от -2.2 до -9.2 и модельными Nd возрастами от 1133 до 1714 млн лет, а в их источниках преобладают кислые магматические породы.

Рассматривая возраст детритовых кристаллов циркона, имеет смысл отдельно остановиться на возможных источниках трех популяций.

Докембрийские цирконы. Среди докембрийских цирконов из песчаников хабаровского комплекса присутствуют зерна вендского (545—606 млн лет), неопротерозойского (640—1143 млн лет) и палеопротерозойского (1595—2493 млн лет) возраста. Такой набор возрастов (прежде всего, полное отсутствие архейских дат) позволяет исключить из числа возможных питающих провинций Сибирский и Сино-Корейский кратоны (см. рис. 13, б).

В образованиях восточной части Сибирского кратона широко распространены цирконы с возрастом 3.3—2.6 млрд лет [Rojas-Agramonte et al., 2011], а практически по всему его восточному краю развиты гранитоиды с возрастом 1.8 млрд лет (приморский комплекс и его аналоги [Гладкочуб и др., 2020]). Кроме того, для Сибирского кратона характерно полное отсутствие цирконов с возрастом 800—1800 млрд лет [Гладкочуб и др., 2013], обнаруженных нами в отложениях Хабаровского террейна (см. рис. 13, б).

Древнейшие образования Сино-Корейского кратона имеют палеоархейский возраст (3.8—3.1 млрд лет) [Wu et al., 2008; Charvet et al., 2010; Zhao, Zhai, 2013; Charvet, 2013], также широко распространены неоархейские (2.7—2.5 млрд лет) даты (см. рис. 13, б).

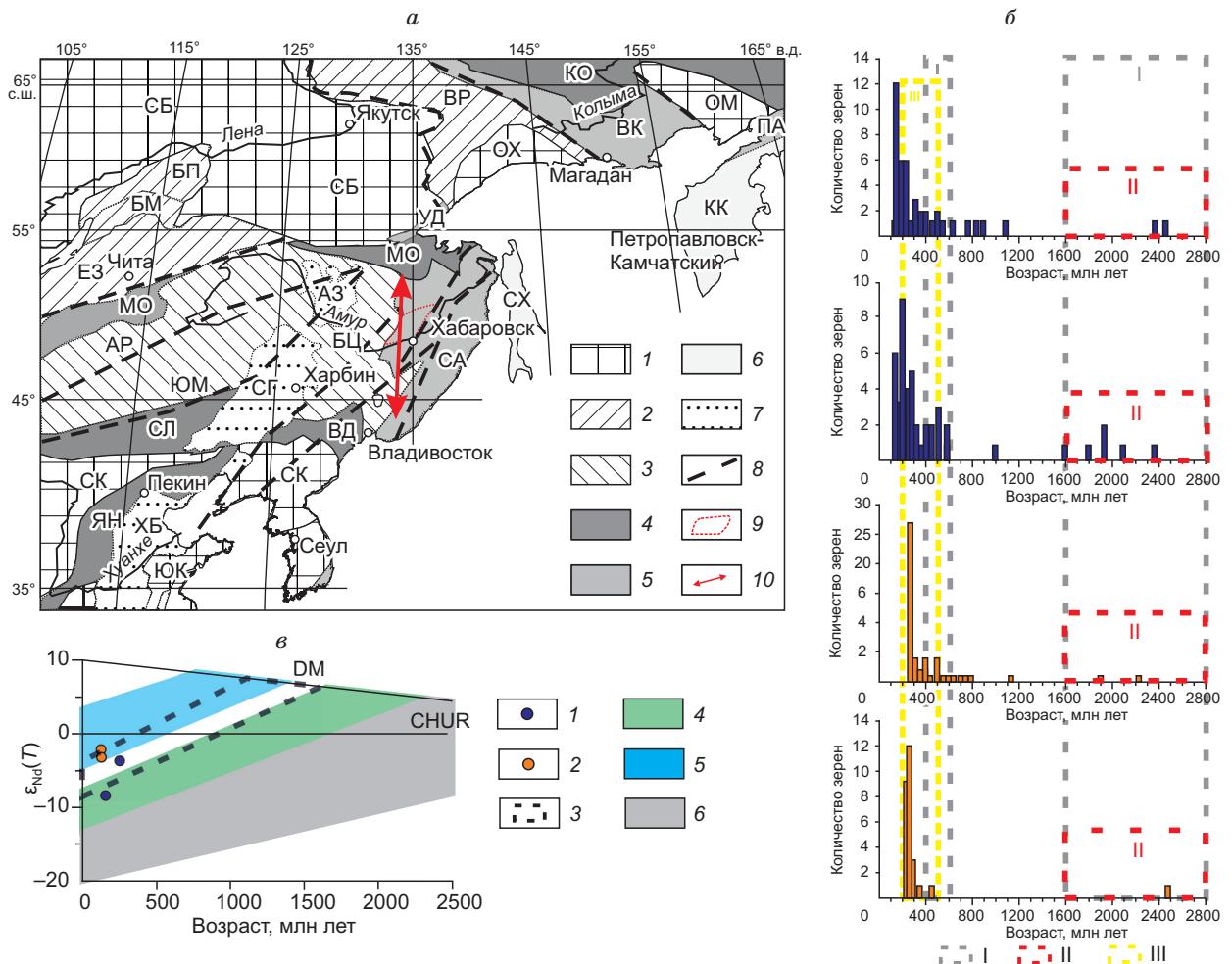


Рис. 13. Тектоническая схема восточной окраины Евразийского континента, по [Парфенов и др., 2003; Tectonics..., 2014] с изменениями и дополнением (а); гистограммы распределения возрастов детритовых цирконов из песчаников хабаровского комплекса: юрские песчаники (б); диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ —возраст (построена с использованием данных [Ханчук и др., 2013; Крук и др., 2014, 2016; Сорокин и др., 2014; Khanchuk et al., 2015; Sorokin et al., 2016; Овчинникова и др., 2020; Заика, Сорокин, 2021] (в).

а — 1 — нерасчлененная докембрийская кора (СБ — Сибирский и СК — Сино-Корейский кратоны, ЮК — Южно-Китайская платформа, ОМ — Омолонский и ОХ — Охотский массивы); 2–6 — орогенные пояса: 2 — каледонские (БМ — Байкало-Муйский, БП — Байкало-Патомский, ВР — Верхоянский, ЕЗ — Енисейско-Забайкальский), 3 — герцинские (АР — Аргуново-Мамын-ский, БЦ — Бурея-Цзямусинский, ЮМ — Южно-Монгольский), 4 — киммерийские (ВД — Вундурмиао, КО — Колымо-Омолон-ский, МО — Монголо-Охотский, СЛ — Солонкерский, ЯН — Яньшаньский), 5 — тихоокеанские (ВК — Верхояно-Колымский, ПА — Пенжинско-Анадырский, СА — Сихотэ-Алиньский, УД — Удской вулканический пояс), 6 — кайнозойские (КК — Коряко-Камчатский, СХ — Сахалинский); 7 — мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны (АЗ — Амуро-Зейский, СГ — Сунляо, ХБ — Хубей); 8 — основные разломы; 9 — границы Хабаровского террейна; 10 — полоса возможного положения Хабаровского террейна относительно восточной окраины Центрально-Азиатского складчатого пояса; б — поле возрастов детритовых цирконов: I — Сибирского кратона и северной части Монголо-Охотского складчатого пояса; II — Сино-Корейского кратона; III — Бурея-Ханкайского массива и южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса; в — деплетированная мантия; CHUR — однородный хондритовый резервуар; точки и поля Nd-изотопных возрастов: 1 — Хабаровский террейн, юрские песчаники; 2 — Хабаровский террейн, пермско-триасовые песчаники; 3 — Монголо-Охотский складчатый пояс; 4 — Буреинский массив; 5 — Ханкайский массив; 6 — Сибирский и Сино-Корейский кратоны.

В то же время наличие популяций циркона палео- и неопротерозойского возраста свойственно многим блокам Тихоокеанской окраины Азии. Так, эдиакарские и неопротерозойские возрасты циркона типичны для гнейсов и кристаллических сланцев Буреинского массива [Сорокин и др., 2014; Овчинников, 2020], метаморфических пород Матвеевско-Нахимовского террейна Ханкайского блока [Ханчук и др., 2022] и террейнов южного обрамления Монголо-Охотского пояса [Заика, Сорокин, 2020а, 2020б,

2021]. Палеопротерозойские цирконы встречены также в осадочных породах блоков северного обрамления Монголо-Охотского пояса [Zaika, Sorokin, 2019; Заика, Сорокин, 2020в].

Палеозойские цирконы. Палеозойские даты, полученные для зерен цирконов из песчаников Хабаровского террейна, образуют практически непрерывный ряд от раннего кембрия до поздней перми. Среди них выделяются несколько пиков, соответствующих среднему—позднему кембрию (490—510 млн лет), второй половине раннего карбона (300—320 млн лет) и перми—раннему триасу (275—245 млн лет). Еще одной характерной особенностью является отсутствие позднесилурийско-раннедевонских (440—415 млн лет) датировок. Два из перечисленных пиков отражают два этапа эндогенной активности (кембрийский и пермско-триасовый), продукты которых в рассматриваемом регионе широко распространены. С позднекембрийским этапом связаны проявления метаморфизма и гранитоидного магматизма практически на всей территории Ханкайского массива [Крук и др., 2016, 2018], массива Цзямысы [Wilde et al., 1999; Wu et al., 2011], Буреинского и Малохинганского блоков [Сорокин и др., 2014; Sorokin et al., 2016; Овчинников и др., 2020; Ханчук и др., 2022], а также Аргунского террейна в южном обрамлении Монголо-Охотской сутуры [Ge et al., 2005]. Позднепермские вулканические породы и гранитоиды широко развиты в южной части Ханкайского массива и в примыкающем к нему Лаослин-Гродековском террейне [Крук и др., 2018], массиве Цзямысы [Wu et al., 2011; Ханчук и др., 2022], Малохинганском и Буреинском блоках [Sorokin et al., 2014, 2016; Ovchinnikov et al., 2020; Ханчук и др., 2022], а также в юго-восточной части Монголо-Охотского пояса [Ханчук и др., 2022] (см. рис. 13, б).

Магматические образования второй половины каменноугольного периода в Ханкайском массиве неизвестны. По данным [Sui et al., 2007; Zhang et al., 2010], интрузии с возрастом 300—320 млн лет есть в пределах Хинганского террейна (существенно севернее впадины Сунляо) и Аргунского блока [Wu et al., 2011] (см. рис. 13, б).

Особо следует обратить внимание на интервал 440—415 млн лет. Магматические образования этого возраста достаточно широко распространены в южной части Ханкайского массива. В частности, гранитоиды с возрастом 422—425 млн лет слагают крупный Островорусский массив в окрестностях г. Владивосток [Крук и др., 2018]. Монцонитоиды с возрастом 425—420 млн лет известны в центральной части Вознесенского террейна, в окрестностях одноименного редкометального месторождения. В остальных рассматриваемых районах эффузивные и интрузивные породы силура—первой половины раннего девона отсутствуют, не встречен подобный возраст и при изучении дегритовых цирконов из песчаников Хабаровского террейна (см. рис. 13, б).

Мезозойские цирконы. Мезозойская популяция цирконов в юрских песчаниках составляет около 50 % всех изученных зерен. Выделяются три пика: 145—150, 171—175 и 191—196 млн лет. Необходимо отметить, что проблема источника юрских цирконов стоит достаточно остро для всего Сихотэ-Алиня. По данным [Tsutsumi et al., 2016; Kai Liu et al., 2017; Диценко и др., 2020], наличие юрских популяций циркона характерно для всех изученных мезозойских стратонов Сихотэ-Алиня, в то время как ареалы юрского вулканализма в восточной части Бурея-Ханкайской группы блоков массива неизвестны. Вместе с тем гранитоиды триас-юрского (вплоть до раннемелового) возраста распространены достаточно широко. Их массивы образуют дугообразный ареал, протягивающийся от Солонкерской до Монголо-Охотской сутуры почти параллельно границе Азиатского палеоконтинента и удаленный от нее на 400—500 км. При этом гранитоиды с возрастом 210—155 млн лет встречаются на территории ареала практически повсеместно, а более молодые (позднеюрско-раннемеловые) интрузии приурочены к его южной и северной оконечностям [Wu et al., 2011]. Такое распределение магматических ареалов связано с пологим падением зоны субдукции в юре (см. рис. 13, б).

Таким образом, наблюдаемый в песчаниках Хабаровского террейна набор возрастов дегритовых зерен циркона может быть объяснен сносом кластического материала с двух альтернативных источников. Первый (условно северный) включает террейны северной части Буреинского блока (Восточно- и Западно-Буреинский, северная часть Малохинганского и Хинганского террейнов) и блоки юго-восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Второй (условно южный) источник объединяет блоки южной части Ханкайского массива (Вознесенский, Дворянский и Янбиань террейны), в границах, предлагаемых в работе [Ханчук и др., 2022]. На рисунке 13, а показана полоса возможного сноса или возможного положения Хабаровского террейна относительно восточной окраины Центрально-Азиатского складчатого пояса во время формирования юрской аккреционной призмы.

С точки зрения авторов, «северный» источник кластического материала является более вероятным. На это указывает отсутствие в осадочных толщах Хабаровского террейна циркона позднесилурийско-раннедевонского возраста (напомним, что магматиты этого этапа достаточно широко развиты в «южном» ареале и отсутствуют в «северном»). Также для блоков южной части Ханкайского массива характерно резкое преобладание $+e_{Nd}$ гранитов с модельными возрастами менее 1 млрд лет и только в отдельных массивах — до 1.3 млрд лет [Khanchuk et al., 2015; Крук и др., 2018]. Более древние модельные возрасты (более 1.5 млрд лет) зафиксированы в метаморфических породах и гранитоидах Матвеев-

ско-Нахимовского террейна в северной части Ханкайского массива [Крук и др., 2014], однако там широко развиты высоко- и ультракалиевые породы повышенной щелочности, резко обогащенные HFSE и РЗЭ. Явных признаков наличия подобного материала в осадочных породах Хабаровского террейна не фиксируется, крайне незначительную его примесь можно предполагать лишь для высококалиевых юрских песчаников. С другой стороны, модельные Nd возрасты 1.1—1.5 млрд лет типичны для метаморфических пород и гранитоидов Буреинского массива [Сорокин и др., 2014; Sorokin et al., 2016; Овчинникова и др., 2020] (см. рис. 13, в).

ВЫВОДЫ

1. Слабая окатанность и плохая сортировка материала в юрских и пермско-триасовых песчаниках хабаровского аккреционного комплекса указывают на преимущественно местные источники кластического материала.

2. Особенности петрографии и химического состава песчаников свидетельствуют, что эти породы являются преимущественно продуктами первого цикла выветривания и образованы при размытии источников главным образом кислого состава.

3. В составе песчаников присутствует как мезозойский, так и более древний материал.

4. Сопоставление спектров возрастов дегритовых цирконов из осадочных пород Хабаровского террейна и сопредельных блоков, а также сравнение их Nd изотопных характеристик позволяет полагать, что главным источником кластического материала для мезозойских осадочных пород служили геологические комплексы северной части Бурея-Ханкайского супертеррейна (Буреинский и Малохинганский массивы) и, возможно, восточной части Монголо-Охотского пояса. Эти данные, в свою очередь, свидетельствуют, что Хабаровский террейн не претерпел значительных перемещений по сдвигам системы Тань Лу и является «автохтонным» блоком в современной структуре Сихотэ-Алиня.

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. В.В. Голозубову и анонимному рецензенту рукописи, чьи замечания и предложения существенно способствовали улучшению качества представляемого материала.

Исследование выполнено в рамках государственных заданий ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН и ИЗК СО РАН при поддержке Российско-Японской программы исследовательского сотрудничества между РФФИ (грант № 21-55-50001) и JSPS (грант № 120214804).

Дополнительные материалы: https://sibran.ru/journals/Suppl_Mednikov_1.pdf

https://sibran.ru/journals/Suppl_Mednikov_2.pdf

ЛИТЕРАТУРА

Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш., Нагата М., Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ пород островодужного генезиса Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеанская геология, 2019, т. 38, № 3, с. 50—75.

Войнова И.П. Вулканиты хабаровского аккреционного комплекса (юг Дальнего Востока) // Тихоокеанская геология, 2016, т. 35, № 3, с. 88—97.

Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постдиагенетические преобразования. М., ГЕОС, 2005, 301 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток, Дальнаука, 2006, 572 с.

Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию дегритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1472—1490.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мотова З.Л., Хубанов В.Б. U-Pb возраст дегритового циркона из палеозойских осадочных толщ юго-запада Сибирской платформы: свидетельство палеопротерозойского и раннепалеозойского орогенных событий // ДАН, 2020, т. 493, № 2, с. 18—23.

Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток, Дальнаука, 2006, 239 с.

Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника Северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли, 2017, № 5, с. 121—138.

Диденко А.Н., Ото Ш., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Архипов М.В., Мияке Ю. Возраст цирконов из осадочных пород Хабаровского, Самаркинского и Журавлевско-Амурского террейнов северной части Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 2020, т. 39, № 1, с. 3—23.

Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники метаосадочных пород Джагдинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований дегритовых цирконов // Тихоокеанская геология, 2020а, т. 39, № 1, с. 24—36, <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2020-39-1-24-36>.

Заика В.А., Сорокин А.А. Тектоническая природа Ульбанского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований дегритовых цирконов // ДАН, 2020б, т. 492, № 1, с. 12—17.

Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники осадочных пород Ланского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований // Тихоокеанская геология, 2020в, т. 39, № 3, с. 3—15, <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2020-39-3-3-15>.

Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники протолитов метаосадочных пород восточной части Тукуингского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Th-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd изотопных исследований // Тихоокеанская геология, 2021, т. 40, № 3, с. 16—27, <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2021-40-3-16-27>.

Крук Н.Н., Ковач В.П., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б., Лаврик С.Н. Изотопная Nd-систематика метаморфических пород юга Дальнего Востока России // ДАН, 2014, т. 455, № 1, с. 62—66.

Крук Н.Н., Руднев С.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Крук Е.А. A-граниты Гродековского батолита: возраст, состав, индикаторная роль в раннепалеозойской геологической истории Южного Приморья // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2016, вып. 30, № 2, с. 5—15.

Крук Н.Н., Голозубов В.В., Киселев В.И., Крук Е.А., Руднев С.Н., Серов П.А., Касаткин С.А., Москаленко Е.Ю. Палеозойские гранитоиды южной части Вознесенского террейна (Южное Приморье): возраст, вещественный состав, источники расплавов и обстановки формирования // Тихоокеанская геология, 2018, т. 12, № 3, с. 32—53.

Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Диценко А.Н. Геология, геохимия и палеомагнетизм пород утицкой свиты (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2015, т. 34, № 5, с. 3—18.

Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В., Крупенин М.Т., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л. Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральского прогиба. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2015, 308 с.

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

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Раннепалеозойский возраст и природа протолита метаморфических пород дягдаглейской толщи, Буреинский континентальный массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2020, т. 28, № 3, с. 48—62, <http://dx.doi.org/10.1134/S0869593820030089>.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч 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., Томурутоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Песков А.Ю., Диценко А.Н., Кудымов А.В., Каретников А.С., Архипов М.В. Палеомагнетизм и петрохимия песчаников горинской и пионерской свит Журавлевско-Амурского террейна (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2019, т. 38, № 6, с. 69—80.

Песков А.Ю., Кудымов А.В., Зябрев С.В., Каретников А.С., Архипов М.В., Тихомирова А.И., Диценко А.Н. Палеомагнетизм среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна // Тихоокеанская геология, 2021, т. 40, № 3, с. 3—15.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., Мир, 1976, 536 р.

Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Ковач В.П. Возраст и источники терригенных отложений туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb LA-ICP-MS)-исследований // ДАН, 2014, т. 456, № 2, с. 759—763, <https://doi.org/10.1134/s1028334x14060397>.

Тучкова М.И. Терригенные породы древних континентальных окраин. Большой Кавказ и Северо-Восток России. LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG, 2011, 363 с.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток, Дальнаука, 2000, с. 5—34.

Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // ДАН, 2013, т. 451, № 4, с. 441—445.

Ханчук А.И., Аленичева А.А., Голозубов В.В., Кандауров А.Т., Юрченко Ю.Ю., Сергеев С.А. Ханкайский массив: гетерогенность фундамента и региональные корреляции // Тихоокеанская геология, 2022, т. 41, № 4, с. 3—22, <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2022-41-4-3-22>.

Шевелев Е.К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеанская геология, 1987, № 3, с. 13—16.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб, Наука, 2000, 479 с.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol., 1983, v. 91, p. 611—627, doi: 10.1086/628815.

Charvet J. The Neoproterozoic-Early Paleozoic tectonic evolution of the South China Block: An overview // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 74, p. 198—209, doi: 10.1016/j.jseas.2013.02.015.

Charvet J., Shu L., Faure M., Choulet F., Wang B., Lu H., Le Breton N. Structural development of the Lower Paleozoic belt of South China: Genesis of an intracontinental orogen // J. Asian Earth Sci., 2010, v. 39, p. 309—330, doi: 10.1016/j.jseas.2010.03.006.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Rev. Mineral. Geochem., 2003, v. 53, p. 469—500, doi: 10.2113/0530469.

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59, p. 2919—2940, doi: 10.1016/0016-7037(95)00185-9.

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, p. 305—327, doi: 10.1016/S0009-2541(02)00133-X.

Dickinson W.R., Suczec C.A. Plate tectonics and sandstone composition // AAPG Bull., 1979, v. 63, p. 2164—2182.

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, p. 531—542, doi: 10.1144/gsjgs.144.4.0531.

Ge W., Wu F., Zhou C., Abdel R.A.A. Emplacement age of the Tahe granite and its constraints on the tectonic nature of the Ergun block in the northern part of the Da Hinggan Range // Chinese Sci. Bull., 2005, v. 50, p. 2097—2105.

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

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

Iwano H., Orihashi Y., Hirata T., Ogasawara M., Danhara T., Horie K., Hasebe N., Sueoka S., Tamura A., Hayasaka Y., Katsube A., Ito H., Tani K., Kimura J.-I., Chang Q., Kouchi Y., Haruta Y., Yamamoto K. An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U-Pb dating standard // Isl. Arc, 2013, v. 22, p. 382—394.

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

Kai Liu, Jinjiang Zhang, Wilde S.A., Shiran Liu, Feng Guo, Kasatkin S.A., Golozoubov V.V., Mao-hui Ge, Meng Wang, Jiamin Wang. U-Pb dating and Lu-Hf isotopes of detrital zircons from the Southern Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Tectonic implications for the Early Cretaceous evolutions of the Northwest Pacific Margin // Tectonics, 2017, v. 36 (11), p. 2555—2598, doi: 10.1002/2017TC004599.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett., 1987, v. 84, p. 27—41.

Khanchuk A.I., Kemkin I.V. Jurassic geodynamic history of the Sikhote-Alin-Priamurye region // Late Jurassic Margin of Laurasia — A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation // GSA Spec. Pap., 2015, v. 513, p. 509—526.

Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci., 2016, p. 117—138.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Spec. Publ. No. 5. Berkeley Geochronol. Center, 2012, 75 p.

McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments / Eds. M.J. Johnsson, A. Basu. GSA Spec. Pap., 1993, v. 284, p. 21—40, doi: 10.1130/SPE284-p21.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates of sandstone mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // Nature, 1982, v. 299, p. 715—717.

Orihashi Y., Nakai S., Hirata T. U-Pb age determination for seven standard zircons using inductively coupled plasma-mass spectrometry coupled with frequency quintupled Nd-YAG ($\lambda = 213$ nm) laser ablation system: comparison with LA-ICP-MS zircon analyses with a NIST glass reference material // Resour. Geol., 2008, v. 58, p. 101—123.

Pin C., Zalduogui J.F.S. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // Anal. Chim. Acta, 1997, v. 339 (1—2), p. 79—89.

Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res., 2011, v. 19 (3), p. 751—763, doi: 10.1016/j.gr.2010.10.004.

Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // J. Geol., 1986, v. 94, p. 635—650.

Sorokin A.A., Kotov A.B., Kudryashov N.M., Kovach V.P. Early Mesozoic granitoid and rhyolite magmatism of the Bureya Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: Age and geodynamic setting // Lithos, 2016, v. 261, p. 181—194, doi: 10.1016/j.lithos.2016.03.008.

Sui Z.M., Ge W.C., Wu F.Y., Zhang J.H., Xu X.C., Cheng R.Y. Zircon U-Pb ages, geochemistry and its petrogenesis of Jurassic granites in northeastern part of the Da Hinggan Mts // Acta Petrol. Sin., 2007, v. 23, p. 461—480.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London, Blackwell, 1985, 312 p.

Tectonics of Northern, Central and Eastern Asia: Explanatory note to the tectonic map of Northern-Central-Eastern Asia and adjacent areas at scale 1:2,500,000. St. Petersburg, VSEGEI Printing House, 2014, 184 p.

Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Provenance study of accretionary complexes in Primorye, Far East Russia, using ages and compositions of detrital minerals // Mem. Natl. Mus. Nat. Sci., 2016, v. 51, p. 79—87.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P.J., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.-P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli P.M., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skår O., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.-F. Further characterisation of the 91500 zircon crystal // Geostand. Geoanal. Res., 2004, v. 28 (1), p. 9—39.

Wilde S.A., Dorsett-Bain, H.L., Lennon R.G. Geological setting and controls on the development of graphite, sillimanite and phosphate mineralization within the Jiamusi Massif: An exotic fragment of Gondwanaland located in north-eastern China? // Gondwana Res., 1999, v. 2, p. 21—46, doi: 10.1016/S1342-937X(05)70125-8.

Wu F.Y., Zhang Y.B., Yang J.H., Xie L.W., Yang Y.H. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the Early Archean crustal evolution in Anshan of the North China Craton // Precambrian Res., 2008, v. 167 (3—4), p. 339—362, doi: 10.1016/j.precra.

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 (1), p. 1—30, doi: 10.1016/j.jseaes.2010.11.014.

Zaika V.A., Sorokin A.A. Ages and sources of detrital zircons from the early Mesozoic metasedimentary rocks of the Un'ya-Bom terrane of the Mongol-Okhotsk fold belt: results of U-Th-Pb and Lu-Hf isotope studies // Geodyn. Tectonophys., 2019, v. 10 (3), p. 801—813, doi: 10.5800/GT-2019-10-3-0442.

Zhang Y.L., Ge W.C., Gao Y., Chen J.S., Zhao L. Zircon U-Pb ages and Hf isotopes of granites in Longzhen area and their geological implications // Petrol. Sinica, 2010, v. 26 (4), p. 1059—1073.

Zhao G., Zhai M. Lithotectonic elements of Precambrian basement in the North China Craton: Review and tectonic implications // Gondwana Res., 2013, v. 23 (4), p. 1207—1240, doi: 10.1016/j.gr.2012.08.016.

Zyabrev S., Matsuoka A. Late Jurassic (Tithonian) radiolarians from a clastic unit of the Khabarovsk complex (Russian Far East): Significance for subduction accretion timing and terrane correlation // Isl. Arc, 1999, v. 8, p. 30—37.