

ГЕОХИМИЯ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД, ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МЕЗОЗОЙСКИХ ВПАДИН СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.А. Заика¹, А.А. Сорокин¹, В.П. Ковач², А.Б. Котов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, пер. Релочный, 1, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

Представлены результаты геохимических исследований верхнемезозойских отложений Стрелкинской и Малотындинской впадин, а также U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Lu-Hf изотопно-геохимических исследований детритовых цирконов из этих отложений. Показано, что Стрелкинская и Малотындинская впадины, с севера примыкающие к Монголо-Охотскому складчатому поясу и расположенные непосредственно вдоль границы между южным обрамлением Северо-Азиатского кратона и складчатым поясом, являются краевыми прогибами. Эти прогибы выполнены мощными толщами мезозойских морских (внизу) и континентальных (вверху) метатерригенных пород с увеличением зернистости обломочного материала вверх по разрезу, которые следует рассматривать в качестве молассы. Результаты U-Th-Pb геохронологических исследований детритовых цирконов из метатерригенных пород Стрелкинской и Малотындинской впадин, с одной стороны, и восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, с другой, — указывают на то, что завершение орогенических процессов для восточной части этого пояса приходится на рубеж ранней и средней юры. Заложение Стрелкинской и Малотындинской впадин произошло после полного закрытия Монголо-Охотского бассейна и формирования на его месте орогенного сооружения. Поступление материала во время заполнения Стрелкинской и Малотындинской впадин происходило как со стороны Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов южного обрамления Северо-Азиатского кратона, так и со стороны Монголо-Охотского пояса, представлявшего в средней юре горно-складчатое сооружение.

Мезозойские впадины, осадочные породы, детритовые цирконы, источники, U-Th-Pb метод, Lu-Hf метод.

GEOCHEMISTRY OF METASEDIMENTARY ROCKS, SOURCES OF CLASTIC MATERIAL, AND TECTONIC NATURE OF MESOZOIC BASINS ON THE NORTHERN FRAMING OF THE EASTERN MONGOL–OKHOTSK OROGENIC BELT

V.A. Zaika, A.A. Sorokin, V.P. Kovach, and A.B. Kotov

We present results of geochemical studies of the upper Mesozoic deposits of the Strelka and Malaya Tynda depressions and U-Th-Pb (LA-ICP-MS) geochronological and Lu-Hf isotope-geochemical studies of detrital zircons from these deposits. It is shown that the Strelka and Malaya Tynda depressions, adjacent to the Mongol–Okhotsk orogenic belt in the north and extending along the boundary between the southern framing of the North Asian Craton and the orogenic belt, are marginal troughs. These troughs are filled with thick beds of Mesozoic marine (at the bottom) and continental (at the top) metaterrigenous rocks, with an increase in the grain size of clastic material up the section; the rocks should be regarded as molasses. The results of U-Th-Pb geochronological studies of detrital zircons from metaterrigenous rocks of the Strelka and Malaya Tynda depressions, on the one hand, and the eastern part of the Mongol–Okhotsk Orogenic Belt, on the other, show that orogenic processes in the east of the belt were completed at the Early–Middle Jurassic boundary. The depressions began to form after the complete closure of the Mongol–Okhotsk basin and the formation of an orogenic structure at its place. Then they were filled with material supplied both from the Selenga–Stanovoi and Dzhugdzhur–Stanovoi superterranes on the southern framing of the North Asian Craton and from the Mongol–Okhotsk Belt, which was a mountain-folded structure in the Middle Jurassic.

Mesozoic depressions, sedimentary rocks, detrital zircons, sources, U-Th-Pb method, Lu-Hf method

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из наиболее крупных структурных элементов Центральной и Восточной Азии (рис. 1). В настоящее время его принято рассматривать в качестве реликта одноименного палеоокеана, закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. В современном структурном плане пояс представляет собой сложный коллаж вытянутых вдоль его простирания тектонических блоков, которые рассматриваются в качестве террейнов аккреционного клина [Парфенов и др., 1999; Геодинамика..., 2006; Khanchuk et al., 2015].

Имеющиеся палеомагнитные данные [Метелкин и др., 2004, 2007; Диденко и др., 2010; Khanchuk et al., 2015] указывают на наличие в палеозойское время пространства между южной окраиной Северо-Азиатского кратона и континентальными массивами южного обрамления Монголо-Охотского пояса. Эти данные, а также присутствие непосредственно в пределах пояса и в обрамляющих его континентальных структурах магматических комплексов палеозойского и раннемезозойского возраста [Козлов и др., 2003; Сорокин и др., 2003, 2005, 2007; Сальникова и др., 2006; Бучко и др., 2010, 2018; Цыганков и др., 2010; Ларин и др., 2011; Донская и др., 2012; Donskaya et al., 2013; Sun et al., 2013; Tang et al., 2016; Wang et al., 2017] свидетельствуют о длительной и сложной истории его формирования.

Несмотря на то, что Монголо-Охотский складчатый пояс привлекает к себе внимание не одного поколения геологов, многие кардинальные вопросы его эволюции не решены. При этом наиболее дискуссионными являются вопросы о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов в истории его геологического развития. Если учесть, что наиболее молодые палеоокеанические образования Монголо-Охотского пояса развиты в восточной его части и датируются ранней юрой—началом средней юры [Парфенов и др., 1999], то вполне логично предположить, что орогенические процессы (по крайней мере этой части пояса) начались в ранней юре [Парфенов и др., 1999]. С другой стороны, достаточно широко известна точка зрения, согласно которой закрытие Монголо-Охотского океана произошло в раннем мелу. Это связывается с проявлением метаморфических процессов в пределах се-

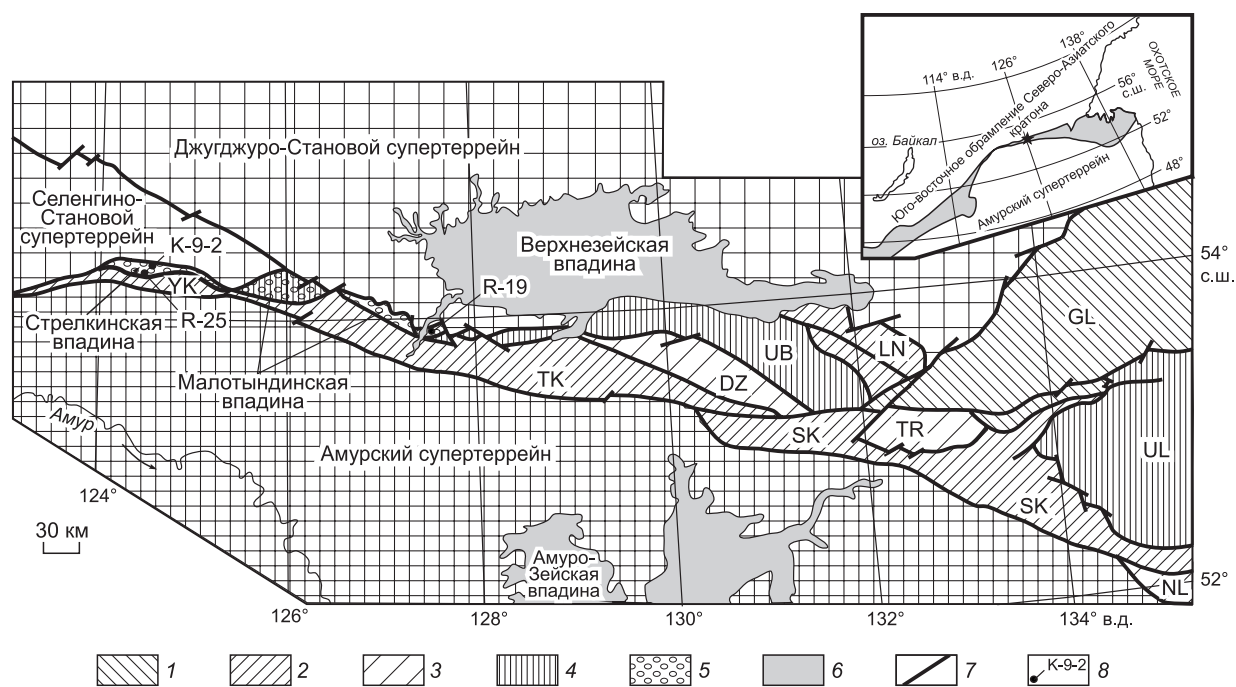


Рис. 1. Схема структурного районирования восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса [Сорокин и др., 2003].

1 — террейны, сложенные преимущественно нижне- и среднепалеозойскими метаосадочными и метавулканическими породами; 2 — террейны, сложенные преимущественно средне- и верхнепалеозойскими метаосадочными и метавулканическими породами; 3 — террейны, сложенные преимущественно верхнепалеозойскими метаосадочными и метавулканическими породами; 4 — террейны, сложенные преимущественно нижнемезозойскими турбидитовыми породами; 5 — верхнеюрско-нижнемеловые конгломераты, гравелиты, песчаники; 6 — кайнозойские рыхлые отложения; 7 — разломы; 8 — места отбора образцов для геохимических, изотопно-геохимических, геохронологических исследований и их номера. На врезке звездочкой показан район исследований. Серая область — Монголо-Охотский складчатый пояс. Буквами обозначены террейны: GL — Галамский, DZ — Джагдинский, LN — Ланский, SK — Селемджино-Кербинский, TK — Тукурингрский, TR — Токурский; UL — Ульбанский, UB — Унья-Бомский, УК — Янканский, NL — Ниланский.

верного [Ларин и др., 2006; Сальникова и др., 2006; Donskaya et al., 2008, 2012; Котов и др. 2012; и др.] и южного [Котов и др., 2009, 2013, 2014; Ларин и др., 2014] континентальных обрамлений пояса, а также магматизма внутриплитного типа [Donskaya et al., 2013; и др.]. Возможность коллизии на рубеже поздней юры—раннего мела предполагается и на основании эволюции осадочных бассейнов Восточной Азии [Yang et al., 2015; Guo et al., 2017], а палеомагнитные данные указывают на раннемеловой возраст коллизионных процессов [Zhao et al., 1994; Kravchinsky et al., 2002; Метелкин и др., 2004, 2007; Metelkin et al., 2010; Rep et al., 2016]. На раннемеловой возраст Монголо-Охотского океана указывает также анализ сейсмических аномалий [Wu et al., 2017].

Одним из источников информации, способной внести определенный вклад в решение вопроса о возрасте коллизии в истории формирования Монголо-Охотского пояса, являются сведения о возрасте, источниках сноса и тектонических условиях накопления терригенных пород мезозойских осадочных бассейнов, расположенных в пределах континентальных структур обрамления этого пояса. Так, результаты недавних Sm-Nd изотопно-геохимических исследований юрских терригенных отложений Иркутского осадочного бассейна, а также U-Pb датирования детритовых цирконов из этих отложений указывают на то, что орогенические процессы, связанные с закрытием западной части Монголо-Охотского океана, начались на рубеже ранней и средней юры [Demonterova et al., 2017]. К восточной части пояса с юга примыкают Верхнеамурский и Зея-Депский прогибы, сложенные юрскими терригенными отложениями. Особенности строения этих прогибов, характерные для типичных бассейнов форланда [Смирнова и др., 2017], присутствие в средневерхнеюрских отложениях горизонтов углей [Решения..., 1994], а также химический состав слагающих их осадочных пород указывают на то, что орогенные процессы в восточной части Монголо-Охотского пояса начались до средней юры [Смирнова и др., 2017].

Важность решения вопроса о возрасте закрытия Монголо-Охотского океана и формирования на его месте орогенного пояса побудила нас провести исследования еще для двух объектов, а именно — Стрелкинской и Малотындинской впадин. Эти впадины с севера примыкают к Монголо-Охотскому складчатому поясу в восточной его части (см. рис. 1) и сложены позднеюрско-раннемеловыми и раннемеловыми метаосадочными отложениями. В данной статье мы представляем результаты геохимических исследований верхнемезозойских пород этих впадин, а также U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Lu-Hf изотопно-геохимических исследований детритовых цирконов из них.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стрелкинская впадина вытянута в субширотном направлении почти на 70 км при максимальной ширине 11—14 км вдоль границы между южной окраиной Селенгино-Станового супертеррейна и Янканским террейном Монголо-Охотского складчатого пояса (см. рис. 1).

По существующим представлениям [Кошеленко, 2011], нижняя часть разреза Стрелкинской впадины представлена долохитской свитой мощностью 400—1100 м, в составе которой выделяются две подсвиты. Нижнедолохитская подсвита сложена метапесчаниками, метаалевролитами и метааргиллитами. В составе верхнедолохитской подсвиты преобладают метапесчаники с редкими прослоями метаалевролитов, гравелитов и конгломератов. Среднеюрский возраст долохитской свиты обоснован находками в низах ее разреза двустворчатых моллюсков *Dacriomya Subjakutica* Polub., *Meleagrinnella* (?) sp., аммонитов *Liostrea* (?) sp. ind. Долохитская свита с размывом перекрывается верхнеюрско-нижнемеловой холоджиканской или стрелкинской [Сережников, Волкова, 2007; Петрук, Козлов, 2009] свитой мощностью 940—2150 м. Последняя представлена конгломератами, гравелитами, средне- и грубозернистыми метапесчаниками, углистыми метаалевролитами, отмечаются редкие прослой углей. Свита содержит флору, характерную для позднеюрского-раннемелового времени (*Coniopteris* cf. *burejensis* (Lal.), *C. hymenophylloides* (Brongn.), *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *C. argutula* (Heer) Font, *C. williamsonii* (Brongn), *C. kamenkensis* Thom., *C. haiburnensis* (L. et H.), *Czekanowskia setacea* Heer., *Cz. rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *P. speciosa* Heer., *Podosamites lanceolatus* L. et H., *Leptostrobus laxiflora* Heer., *Crassoza mites burejensis* Pryn., *Sphenobaiera longifolia*, *Pytiophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Equisetites* cf. *ferganensis* Se.).

Отложения Стрелкинской впадины прорваны гранитоидами Джалиндинского массива (125 ± 2 млн лет [Кошеленко, 2011]) и дайками кварцевых диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиритов (128—126 млн лет [Сорокин и др., 2014]).

Малотындинская впадина вытянута в субширотном направлении более чем на 130 км при максимальной ширине 10—15 км вдоль границы между Джугджуро-Становым супертеррейном с севера и Тукурингским террейном Монголо-Охотского складчатого пояса с юга (см. рис. 1). Нижняя часть разреза сложена филлитизированными алевролитами с прослоями метапесчаников, метааргиллитов, линзами конгломератов, углистых сланцев среднеюрской дессовской свиты мощностью до 1120 м [Сережников, Волкова, 2007; Петрук, Козлов, 2009]. В метаалевролитах обнаружены *Mytiloceramus ambiguus*

(Eichw.), *M. cf. formosolus* (Vor.) Sey, *M. cf. ussuriensis* (Vor.) Sey, *M. cf. lucifer* (Eichw.), *M. cf. jurensis* (Kosch.) аален-байосского возраста [Сережников, Волкова, 2007]. На среднеюрской дессовской свите с размывом залегают валунно-галечные конгломераты, содержащие прослои полимиктовых и аркозовых метапесчаников, гравелитов, углистых метаалевролитов верхнеюрско-нижнемеловой холоджиканской [Годзевич, 1984; Вольский и др., 1984] или стрелкинской [Сережников, Волкова, 2007; Петрук, Козлов, 2009] свиты. В Малотындинской впадине мощность холоджиканской свиты превышает 1500 м, она содержит многочисленные растительные остатки, среди которых присутствуют юрские *Raphaelia cf. diamensis* Sew. По присутствию хвощей *Equisetites tschetschumensis* Vas., характерных для чечумского горизонта Ленского бассейна, возраст верхов свиты сужается до титонского яруса поздней юры [Сережников, Волкова, 2007]. Венчает разрез мезозойских отложений впадины валунно-галечные и галечные конгломераты с прослоями крупнозернистых песчаников, объединяемые в составе нижнемеловой малотындинской свиты мощностью 2500 м. Эти отложения содержат остатки ископаемой флоры *Ginkgo sibirica* Heer, *Podosamites lanceolatus* L. et H., *Pituophyllum nordenskioldia* (Heer) баррем-аптского возраста [Сережников, Волкова, 2007].

Непосредственными объектами исследований явились юрские отложения верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины в центральной ее части и нижнемеловые отложения малотындинской серии одноименной впадины в восточной ее части (см. рис. 1).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Исследования химического состава пород проводились с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и ICP-MS (Li, Rb, Sr, Ba, REE, Y, Th, U, Nb, Ta, Pb, Zn, Co, Ni, Sc, V, Cr) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск). Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при 1050—1100 °С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Разложение проб для анализа методом ICP-MS осуществлялось посредством кислотного разложения. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Относительная погрешность определения содержания петрогенных и малых элементов составляет 5—10 %.

Выделение цирконов из образцов выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Далее цирконы совместно со стандартными цирконами (FC, SL и R33) были смонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме BSE (back-scattered electron) с применением сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного детектором Gatan Chroma CL2. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина — 15 мкм. Калибровка проводилась по стандарту FC (Duluth complex, 1099.3 ± 0.3 млн лет [Paces, Miller, 1993]). В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовались цирконы SL (Sri Lanka) и R33 (Braintree complex) [Black et al., 2004]. Значения возрастов по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта SL в процессе измерений составили 557 ± 5 и 558 ± 7 млн лет (2σ) соответственно, что хорошо согласуется со значениями, опубликованными в [Gehrels et al., 2008], полученными с помощью ID-TIMS метода. Средние значения возрастов по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта R33 составили 417 ± 7 и 415 ± ± 8 млн лет, соответствующие рекомендованным [Black et al., 2004; Mattinson, 2010]. Систематические погрешности составляют 0.9 % для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 0.8% для $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (2σ). Поправки на обычный Pb вводились по ^{204}Pb , скорректированному на ^{204}Hg , в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Используются следующие константы распада U и отношения: $^{238}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10}$, $^{235}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты рассчитаны в программе ISOPLLOT (version 3.6) [Ludwig, 2008].

Lu-Hf изотопные анализы цирконов были выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. Для настройки инструментов и проверки качества анализов применяли стандартные растворы JMC475, Spex Hf и Spex Hf, Yb и Lu, а также стандартные цирконы Mud Tank, 91500, Temora, R33, FC52, Plesovice и SL. Hf изотопные анализы проводились в том же месте цирконов, что и U-Th-Pb анализы. Диаметр лазерного пучка со-

ставлял 40 мкм, мощность лазера около 5 Дж/см², частота 7 Гц, скорость абляции около 0.8 мкм/с. Стандартные цирконы анализировались через каждые 20 неизвестных. Детали аналитической методики изложены на сайте www.laserchron.org. Для расчета величин $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ использованы константа распада ¹⁷⁶Lu ($\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$), по [Söderlund et al., 2004], хондритовые отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf (0.282785) и ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf (0.0336), по [Blichert-Toft, Albarède, 1997]. Коровые Hf модельные возрасты $t_{\text{Hf}}(C)$ рассчитаны, принимая среднее отношение ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf в континентальной коре, равное 0.0093 [Vervoort, Patchett, 1996; Amelin et al., 1999]. Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.28325 и ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0384 [Griffin et al., 2004].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

В нашей коллекции образцов верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины преобладают метапесчаники. Они представлены среднезернистыми разностями серого цвета с псаммитовой структурой и массивной, реже сланцеватой текстурой. Плохо сортированный обломочный материал размером 0.2—0.7 мм представлен преимущественно угловатыми и полугловатыми зернами кварца (55—70 %), полевых шпатов (25—35 %). Встречаются обломки пород кислого состава, микрокварциты, серицит-кварцевые сланцы (до 10 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, гранатом. Цемент контактовый, контактово-порový.

Конгломераты верхнедолохитской подсвиты сложены галькой хорошей окатанности (размером до 5 см) гранитов, гнейсов, амфиболитов с соотношением обломков и связующего вещества 40 и 60 %. Заполняющее вещество серого цвета с псаммитовой среднезернистой структурой, массивной текстурой. В его минеральном составе преобладают полугловатые и полуокатанные зерна (размером 0.1—1.3 мм) кварца (65—75 %), полевых шпатов (20—30 %). Встречаются обломки пород кислого состава, кристаллических сланцев (до 10 %). Акцессорные минералы представлены гранатом, магнетитом, цирконом, гидроксидами железа. Химические составы образцов приведены в табл. 1.

По соотношению $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ метапесчаники верхнедолохитской подсвиты отвечают грауваккам. В то же время обращает на себя внимание вариативность величин этих отношений, а также обособление двух полей фигуративных точек составов этой подсвиты (рис. 2, а). По соотношению $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O}$ рассматриваемые породы в большинстве случаев отвечают ваккам. В силу отмеченной выше вариативности несколько фигуративных точек составов (в том числе состава заполняющего вещества конгломератов) смещены в поле аркозов, а другая часть пород по своему составу приближается к сланцам (см. рис. 2, б).

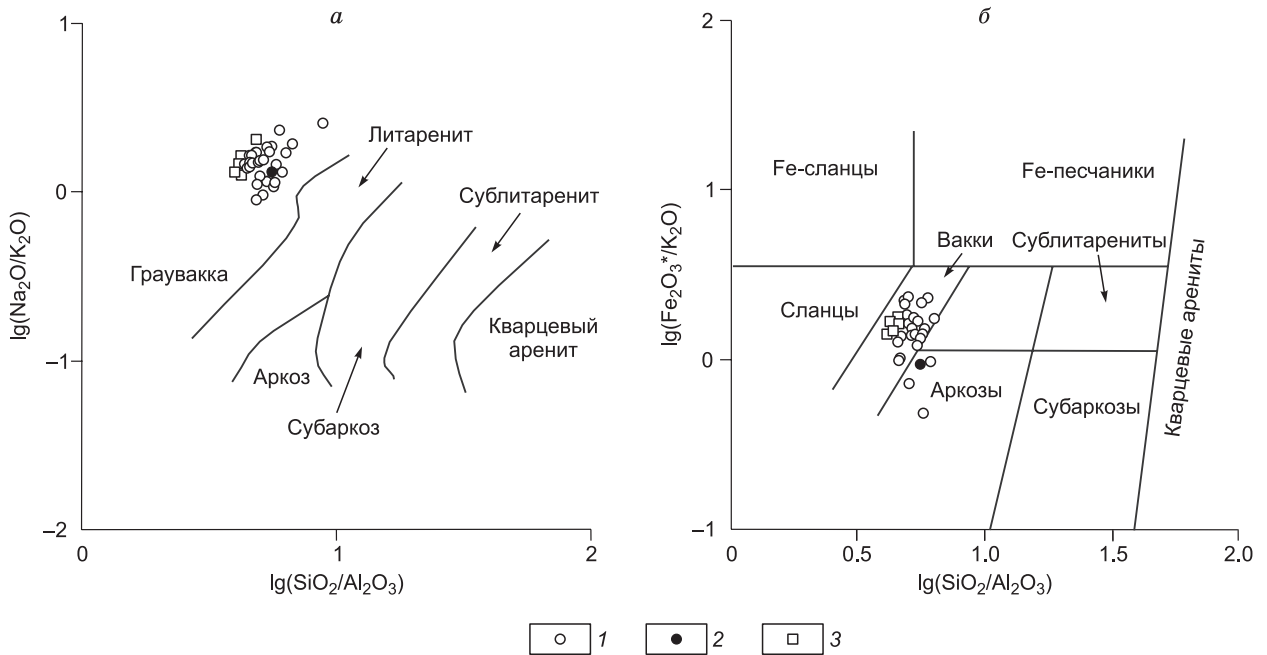


Рис. 2. Диаграммы $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)\text{—}\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (а) [Петгиджон и др., 1976], $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)\text{—}\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ (б) [Herron, 1988] для метасадочных пород Стрелкинской и Малотындинской впадин.

1 — песчаники верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины; 2 — заполняющее вещество конгломератов верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины; 3 — песчаники малотындинской свиты Малотындинской впадины.

Таблица 1.

Химический состав представительных образцов метаосадочных

Компо- нент	R-19	R-19-1	R-19-3	R-19-4	R-19-5	R-25	C-1299	C-1299-1	C-1299-2	C-1299-3	C-1299-4	C-1299-5	C-1299-6	K-9	K-9-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	65.76	66.96	66.62	65.70	65.65	66.71	69.36	68.48	70.62	68.11	69.36	68.54	68.33	71.54	70.76
TiO ₂	0.53	0.30	0.41	0.52	0.45	0.59	0.38	0.46	0.41	0.57	0.45	0.49	0.56	0.51	0.57
Al ₂ O ₃	14.48	13.86	14.54	14.77	15.09	13.37	15.15	14.78	13.69	14.12	14.83	15.10	13.68	13.22	13.00
Fe ₂ O ₃ *	4.92	3.73	4.55	4.81	4.40	5.68	3.09	3.08	3.55	4.24	3.66	3.32	4.30	4.17	4.22
MnO	0.08	0.12	0.06	0.07	0.06	0.08	0.05	0.05	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.04	0.07
MgO	1.33	1.18	1.31	1.38	1.33	1.51	1.21	1.33	1.15	1.66	1.35	0.96	1.71	1.15	1.15
CaO	3.84	3.91	3.23	3.39	3.21	3.23	1.05	1.98	1.94	2.27	1.67	1.35	2.29	1.10	2.70
Na ₂ O	4.00	4.78	4.22	4.17	4.38	3.75	4.45	5.02	3.63	4.42	3.99	4.34	3.30	4.04	4.37
K ₂ O	2.73	2.29	2.77	2.96	2.95	2.40	3.10	2.99	2.30	2.53	2.64	2.59	2.61	3.41	2.48
P ₂ O ₅	0.12	0.09	0.10	0.10	0.10	0.15	0.09	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.13	0.12	0.14
П.п.п.	1.41	2.10	1.37	1.37	1.52	1.76	1.55	1.76	1.70	1.80	1.72	3.01	2.03	0.68	0.46
Сумма	99.20	99.32	99.18	99.24	99.14	99.23	99.48	100.04	99.18	99.91	99.84	99.87	99.01	99.98	99.92
Li	14.9	12.4	17.2	19.0	13.8	22.4	9.7	13.5	14.4	13.1	12.7	15.9	14.5	9.5	20.4
Ga	17.3	14.5	16.7	17.5	18.9	17.3	15.6	16.4	14.5	15.3	14.4	14.2	14.9	17.1	22.3
Rb	55	48	56	62	64	71	73	76	61	62	68	62	64	91	69
Sr	668	608	659	584	506	588	317	333	401	386	298	311	374	399	453
Ba	810	658	819	861	958	829	871	964	928	739	674	671	735	1532	1224
La	32.5	26.4	17.5	28.1	27.1	30.7	18.6	24.5	19.9	30.1	20.8	22.1	32.8	47.3	63.0
Ce	64.4	39.8	35.5	57.1	51.8	61.6	39.7	51.1	43.0	62.8	44.0	46.7	68.3	92.4	118.1
Pr	7.10	5.03	4.03	6.45	5.85	6.93	4.29	5.44	4.58	6.72	4.82	5.02	7.23	9.75	12.42
Nd	25.8	19.2	15.4	23.6	21.5	25.6	16.1	20.3	17.3	25.2	18.2	18.8	26.8	39.3	48.7
Sm	4.34	3.30	2.71	4.12	3.57	4.51	2.81	3.51	3.13	4.38	3.28	3.27	4.64	5.50	7.70
Eu	1.03	1.02	0.85	1.04	0.96	1.09	0.81	1.24	0.83	1.04	0.87	0.69	1.10	0.84	1.56
Gd	4.29	3.43	2.76	4.13	3.37	4.32	2.52	3.06	2.83	3.92	3.08	2.81	4.12	4.50	7.17
Tb	0.50	0.41	0.32	0.47	0.38	0.53	0.36	0.45	0.41	0.56	0.44	0.39	0.58	0.44	0.65
Dy	2.69	2.29	1.76	2.65	2.03	2.87	1.90	2.36	2.23	2.99	2.45	2.05	3.07	2.39	3.70
Ho	0.51	0.44	0.35	0.52	0.37	0.53	0.35	0.43	0.41	0.54	0.45	0.37	0.55	0.34	0.64
Er	1.50	1.25	0.98	1.52	1.06	1.54	1.06	1.30	1.25	1.65	1.34	1.14	1.67	0.92	1.77
Tm	0.20	0.16	0.13	0.20	0.15	0.21	0.14	0.17	0.16	0.22	0.18	0.15	0.22	0.11	0.20
Yb	1.32	1.02	0.85	1.28	0.92	1.33	0.96	1.13	1.11	1.42	1.18	1.02	1.46	0.84	1.33
Lu	0.19	0.15	0.13	0.19	0.13	0.20	0.14	0.16	0.16	0.20	0.17	0.14	0.20	0.12	0.18
Y	12.7	11.6	8.6	12.6	9.6	13.2	8.7	11.0	10.9	14.5	11.9	9.1	14.6	7.9	17.4
Nb	6.96	3.60	4.89	7.12	5.83	6.87	4.81	6.60	5.47	7.46	5.89	5.26	7.28	6.43	7.65
Ta	0.55	0.23	0.30	0.56	0.51	0.63	0.44	0.56	0.47	0.64	0.50	0.46	0.65	0.44	0.42
Zr	236	141	176	221	195	249	135	188	143	184	132	162	195	239	253
Th	8.83	3.26	3.97	8.00	6.17	8.62	5.04	5.69	4.73	6.54	4.82	5.12	6.79	10.26	17.76
U	1.20	0.69	0.67	1.09	0.90	2.11	5.83	8.28	1.97	1.92	2.11	2.02	1.98	0.79	0.90
Pb	13	15	12	9	11	20	14	16	11	12	11	11	12	9	14
Cu	5.9	2.2	5.9	3.7	10.3	11.6	11.3	11.9	7.3	9.6	8.4	9.1	9.2	5.8	6.0
Zn	60	43	58	66	54	65	67	79	68	66	59	55	66	133	107
Sc	8.50	5.87	6.15	8.52	7.41	7.24	6.07	6.64	5.81	7.33	5.65	5.22	7.18	6.78	8.19
V	66	37	48	68	60	62	42	42	43	59	44	43	59	68	59
Cr	70	70	57	67	60	71	77	77	52	83	75	65	49	64	63
Co	6	6	5	6	5	8	6	6	7	9	7	6	8	5	7
Ni	10.3	9.0	9.5	10.4	14.0	14.0	12.4	10.0	12.4	15.1	13.2	11.6	12.3	9.8	10.9

Примечание. Содержания главных компонентов приведены в мас. %, малых элементов — в мкг/г. Fe₂O₃* — песчаники верхнедоломитской подсвиты Стрелкинской впадины; 30 — заполняющее вещество конгломератов верхне-

пород Стрелкинской и Малотындинской впадин

К-9-3	К-9-4	К-1-4	К-1-8	К-10	К-10-1	К-10-2	К-10-3	К-10-4	К-10-5	К-11	2310270	GR-5	GR-6	К-9-2
16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
71.58	74.37	65.85	70.40	70.22	74.69	69.03	67.44	75.26	69.93	72.83	72.33	65.26	67.13	72.52
0.41	0.51	0.82	0.57	0.67	0.32	0.84	0.62	0.41	0.59	0.48	0.41	0.7	0.66	0.51
12.67	11.77	13.62	12.50	13.22	13.06	13.45	13.41	12.32	12.09	12.22	12.95	13.58	13.63	13.04
4.59	3.49	6.20	4.61	4.44	1.70	4.64	3.11	2.67	3.76	3.99	3.33	5.34	4.82	2.99
0.06	0.06	0.10	0.08	0.05	0.03	0.07	0.04	0.05	0.10	0.05	0.06	0.09	0.07	0.04
1.06	0.96	2.57	1.76	2.15	0.50	2.15	1.28	0.79	1.01	1.10	0.94	2.28	2.07	1.09
1.63	2.28	2.10	1.51	1.47	1.25	1.96	1.28	1.45	4.30	2.42	0.79	2.7	2.02	1.47
3.52	3.44	2.64	3.66	3.66	4.04	3.23	0.91	3.63	3.63	4.05	4.73	4.14	3.97	4.22
3.22	1.98	2.89	2.11	3.12	3.49	3.31	4.27	2.72	2.45	1.71	2.48	2.37	2.60	3.15
0.15	0.12	0.19	0.13	0.20	0.10	0.27	0.11	0.09	0.14	0.20	0.09	0.19	0.18	0.12
0.87	0.64	2.89	2.53	0.76	0.77	0.90	7.45	0.58	1.92	0.92	1.38	2.1	1.8	0.49
99.76	99.62	99.87	99.86	99.96	99.95	99.85	99.92	99.97	99.92	99.97	99.49	98.75	98.95	99.64
20.1	22.1	37.0	18.6	25.5	8.5	28.5	18.8	16.6	20.3	16.1	12.7	20.5	19.9	21.7
18.6	17.2	19.8	15.0	21.7	14.4	21.5	18.9	18.0	16.2	17.0	15.0	16.3	16.1	18.6
73	61	111	58	87	70	95	144	86	75	65	62	62	68	87
354	412	332	457	536	557	393	429	535	454	406	307	316	343	382
1682	810	712	694	1203	1648	1331	629	743	808	562	798	602	680	1368
43.9	40.7	33.7	24.3	41.9	26.7	56.8	40.1	34.6	39.7	47.3	19.0	30.6	28.7	65.4
81.9	76.3	74.4	50.5	77.7	51.5	114.2	82.2	67.3	80.9	93.9	40.7	65.6	58.1	126.3
7.99	7.96	7.72	5.71	8.18	5.57	12.51	8.12	6.64	8.06	9.51	4.24	7.22	6.58	13.10
32.8	33.4	32.2	24.5	35.8	23.4	48.3	33.3	26.5	30.2	38.0	15.7	28.1	25.5	46.5
5.33	4.90	6.02	4.37	5.96	3.71	7.96	5.68	4.61	4.80	6.03	2.70	5.21	4.78	6.47
1.17	0.96	1.23	0.90	1.36	0.68	1.57	0.99	0.75	1.08	1.28	0.69	1.24	1.19	1.31
4.98	3.85	6.95	4.24	4.99	3.05	7.59	5.38	4.31	5.34	5.95	2.80	5.61	5.07	6.39
0.46	0.37	0.83	0.55	0.48	0.33	0.71	0.53	0.45	0.58	0.57	0.34	0.70	0.63	0.55
2.64	2.22	4.83	3.48	2.86	2.06	3.55	3.07	2.59	2.73	2.83	1.80	3.79	3.49	2.67
0.45	0.34	0.83	0.57	0.44	0.31	0.54	0.50	0.44	0.50	0.50	0.34	0.71	0.65	0.42
1.24	0.92	2.80	1.58	1.16	0.84	1.52	1.58	1.29	1.64	1.53	1.04	2.10	1.94	1.28
0.14	0.11	0.36	0.22	0.13	0.11	0.18	0.18	0.16	0.21	0.18	0.14	0.28	0.25	0.16
0.94	0.82	2.57	1.58	0.86	0.81	1.16	1.21	1.12	1.43	1.17	0.93	1.83	1.63	1.04
0.13	0.12	0.31	0.22	0.12	0.11	0.15	0.15	0.16	0.17	0.15	0.13	0.26	0.23	0.14
11.0	8.4	23.2	15.4	11.0	8.2	13.5	11.9	11.3	12.0	12.2	8.7	18.0	16.3	10.1
5.32	5.34	10.63	4.96	7.13	4.07	9.19	6.41	7.62	9.01	7.07	3.97	7.73	6.97	7.64
0.33	0.35	0.65	0.35	0.44	0.31	0.54	0.38	0.63	0.57	0.39	0.31	0.63	0.51	0.45
223	192	199	244	223	199	299	274	247	220	231	149	255	190	240
10.15	7.56	8.00	5.99	7.01	5.78	10.31	11.69	13.02	8.64	8.14	5.31	7.71	6.34	11.07
0.76	0.74	1.87	1.19	0.95	1.03	1.25	1.83	1.90	1.53	0.98	0.83	1.77	1.35	0.81
16	16	18	11	16	16	21	28	18	12	15	13	13	13	13
24.7	22.2	58.7	15.9	23.9	26.3	42.4	22.9	7.3	21.5	37.8	15.9	22.6	18.9	21.0
179	255	123	37	235	206	261	67	53	84	87	96	108	101	182
5.41	5.57	12.72	8.52	8.05	3.85	9.79	6.84	4.90	8.04	7.65	5.89	8.98	8.34	6.23
50	42	108	69	79	34	85	66	43	66	55	44	72	62	49
84	58	60	51	57	59	74	55	71	95	57	84	82	83	69
5	6	15	7	9	4	13	3	5	11	6	8	9	7	6
8.8	11.1	30.4	18.1	17.5	8.4	26.0	12.5	9.6	28.8	13.0	20.1	19.1	17.6	11.7

общее железо в форме Fe₂O₃. 1—5 — метапесчаники малотындинской свиты Малотындинской впадины; 6—29 — метадоломитской подсвиты Стрелкинской впадины.

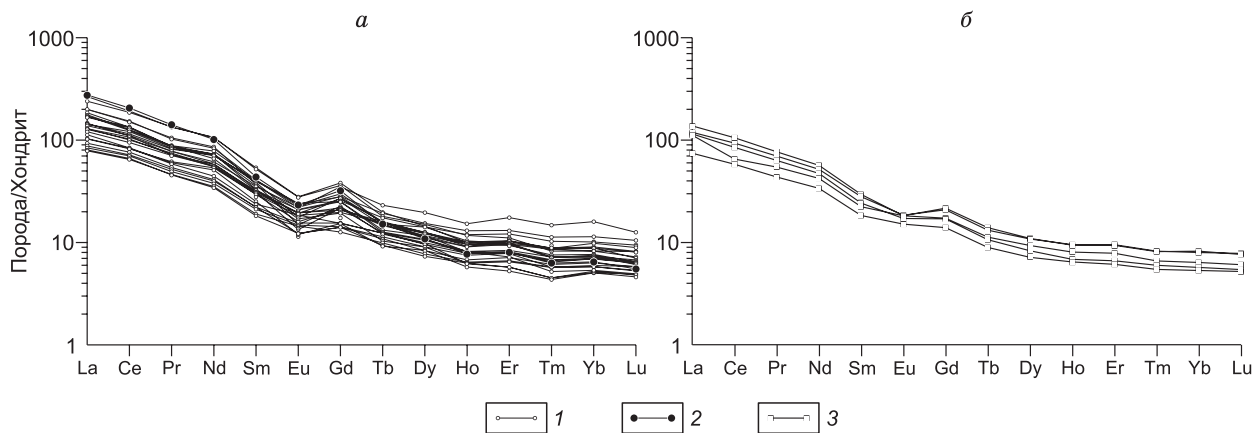


Рис. 3. Графики распределения редкоземельных элементов в метаосадочных породах Стрелкинской (а) и Малотындинской (б) впадин.

1 — песчаники верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины; 2 — заполняющее вещество конгломератов верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины; 3 — песчаники малотындинской свиты Малотындинской впадины. Состав хондрита, по [McDonough, Sun, 1995].

Распределение редкоземельных элементов в метапесчаниках и заполняющем веществе конгломератов верхнедолохитской подсвиты (рис. 3, а) характеризуется отчетливым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($[La/Yb]_n = 10.4—38.0$) и умеренной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.50—0.92$). Уровень концентраций большинства литофильных элементов в исследуемых породах (рис. 4, а) соответствует верхнекоровому за исключением некоторого дефицита U, Nb, Ta, Y, тяжелых лантаноидов, в некоторых случаях — Zr. Обращают на себя внимание повышенные концентрации V, Cr.

Метапесчаники малотындинской свиты одноименной впадины представлены среднезернистыми разностями серого до темно-серого цвета с псаммитовой структурой и массивной, реже сланцеватой текстурой. Плохо сортированный обломочный материал размером 0.1—0.8 мм представлен преимущественно полуугловатыми зернами кварца (55—65 %), полевых шпатов (30—35 %). Встречаются обломки микрокварцитов, кристаллических сланцев (до 10 %). Акцессорные минералы представлены цирконом, гранатом, магнетитом. Цемент контактовый, контактово-поровый, базальный.

По соотношению породообразующих компонентов метапесчаники малотындинской свиты отвечают грауваккам (см. рис. 2, а) или ваккам (см. рис. 2, б). При этом они, так же как наименее кремнекислые разности верхнедолохитской подсвиты, приближаются по составу к сланцам (см. рис. 2, б). Распределение редких элементов в метапесчаниках Малотындинской впадины (см. рис. 3, б; 4, б) и

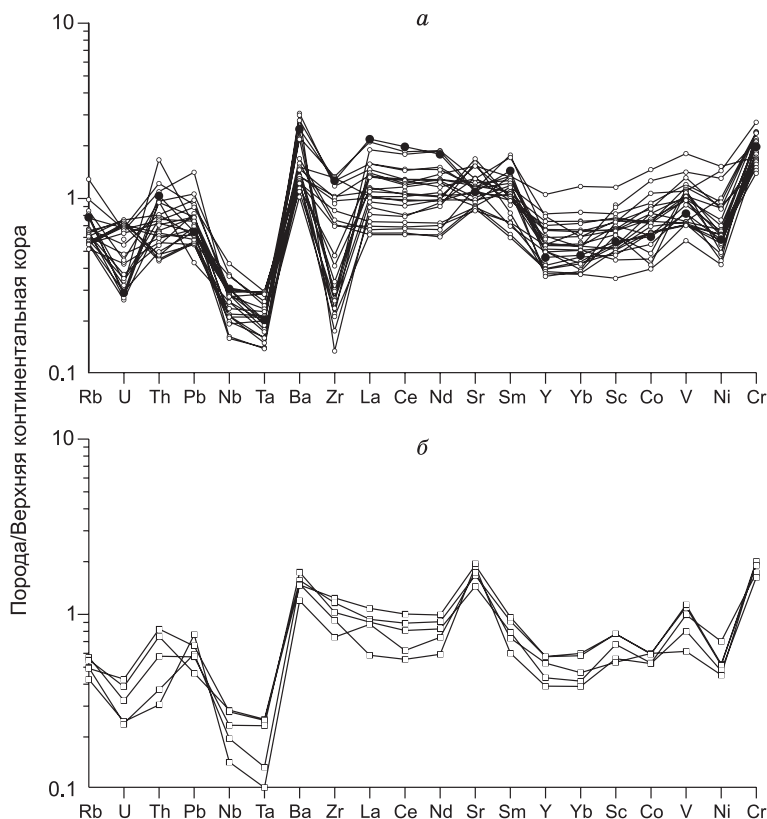


Рис. 4. Графики распределения редких элементов в метаосадочных породах Стрелкинской (а) и Малотындинской (б) впадин.

Рис. 4. Графики распределения редких элементов в метаосадочных породах Стрелкинской (а) и Малотындинской (б) впадин.

Усл. обозн. см. на рис. 3. Состав верхней континентальной коры, по [Taylor, McLennan, 1985].

метаосадочных пород вышерассмотренной Стрелкинской впадины (см. рис. 3, а; 4, а) достаточно близки между собой.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические U-Th-Pb исследования выполнены для детритовых цирконов из метапесчаника (обр. R-25) и заполняющего вещества среднегалечного конгломерата (обр. К-9-2) верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины и песчаника (обр. R-19) малотындинской свиты одноименной впадины. Результаты исследований приведены на рис. 5, места отбора образцов показаны на рис. 1.

Из 127 изученных зерен детритовых цирконов из метапесчаника верхнедолохитской подсвиты (обр. R-25) конкордантные оценки возраста получены для 113 зерен. Они в основном находятся в интервалах 156—211 и 341—368 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют значениям 164, 196 и 358 млн лет (рис. 5, а). Кроме того, присутствуют единичные зерна цирконов с конкордантными значениями возраста около 222, 397, 871 млн лет.

В ходе U-Th-Pb геохронологических исследований были проанализированы 115 зерен детритовых цирконов из заполняющего вещества среднегалечного конгломерата (обр. К-9-2) верхнедолохитской подсвиты. Конкордантные оценки возраста получены для 72 зерен. Они находятся в интервалах 162—213, 339—357, 1862—2031, 2160—2260 и 2381—2591 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют значениям 170, 179, 349, 1890, 2018, 2438 и 2520 млн лет (см. рис. 5, б).

Из изученных 127 зерен детритовых цирконов, выделенных из метапесчаника (обр. R-19) малотындинской свиты, конкордантные оценки возраста получены для 82 зерен в интервалах 162—194, 223—233, 331—347, 1770—1998 и 2480—2648 млн лет. Наиболее отчетливые пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют значениям 171, 230, 343 и 1873 млн лет (см. рис. 5, в).

РЕЗУЛЬТАТЫ Lu-Hf ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Lu-Hf изотопные исследования выполнены для цирконов в тех же точках, что и U-Th-Pb исследования. Всего анализировалось 20—25 зерен из каждого образца, при этом выбирались точки с конкордантными значениями возрастов. Результаты исследований приведены в табл. 2 и на рис. 6.

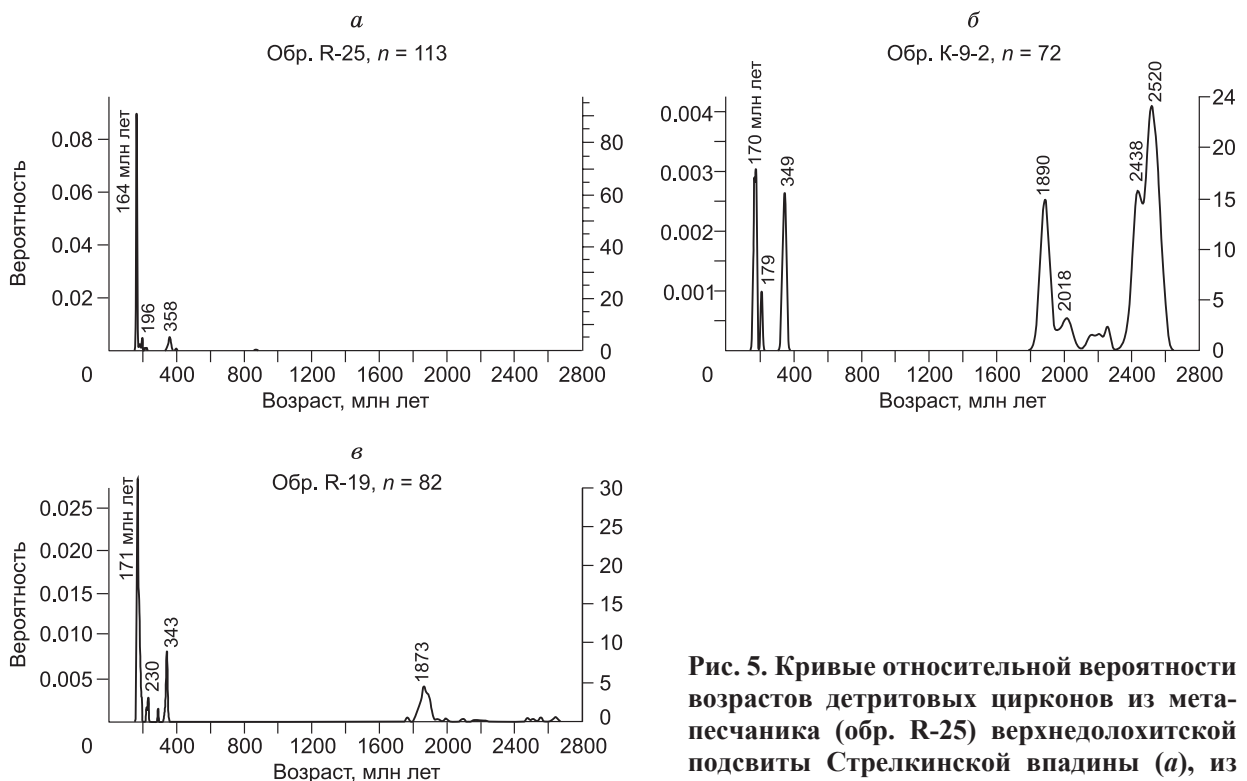


Рис. 5. Кривые относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из метапесчаника (обр. R-25) верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины (а), из заполняющего вещества конгломерата

(обр. К-9-2) верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины (б), из метапесчаника (обр. R-19) малотындинской свиты Малотындинской впадины (в).

n — количество конкордантных оценок возраста, использованных для построения графика.

Таблица 2. Результаты Lu-Hf изотопных исследований цирконов из метаосадочных пород Стрелкинской и Малотындинской впадин

№ п/п	№ обр./ № зерна	Возраст, млн лет	$(^{176}\text{Yb}+^{176}\text{Lu})/^{176}\text{Hf}$ (%)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	t_{Hf} (DM)	t_{Hf} (C)
Метапесчаники верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины								
1	R-25/89	156	5.6	0.000335	0.282677 ± 27	0.03	0.80	1.0
2	R-25/56	160	7.0	0.000427	0.282687 ± 25	0.5	0.79	1.0
3	R-25/78	161	6.7	0.000385	0.282648 ± 21	-0.9	0.84	1.0
4	R-25/111	161	8.1	0.000498	0.282776 ± 25	3.6	0.67	0.8
5	R-25/74	162	5.6	0.000339	0.282684 ± 21	0.4	0.79	1.0
6	R-25/44	162	6.3	0.000385	0.282671 ± 21	-0.1	0.81	1.0
7	R-25/96	163	5.2	0.000311	0.282676 ± 26	0.2	0.80	1.0
9	R-25/114	163	10.7	0.000662	0.282686 ± 23	0.5	0.79	1.0
10	R-25/85	163	7.3	0.000445	0.282701 ± 20	1.0	0.77	0.9
11	R-25/12	164	6.6	0.000400	0.282711 ± 23	1.4	0.75	0.9
12	R-25/53	164	7.8	0.000471	0.282688 ± 26	0.6	0.79	1.0
13	R-25/124	165	7.8	0.000475	0.282728 ± 27	2.0	0.73	0.9
14	R-25/29	165	6.5	0.000396	0.282642 ± 27	-1.0	0.85	1.1
15	R-25/28	166	6.1	0.000387	0.282741 ± 26	2.5	0.71	0.9
16	R-25/61	167	8.7	0.000523	0.282649 ± 22	-0.7	0.84	1.0
17	R-25/93	178	10.4	0.000648	0.282662 ± 22	-0.1	0.83	1.0
18	R-25/18	194	17.0	0.001303	0.282620 ± 22	-1.3	0.90	1.1
19	R-25/91	211	29.4	0.001695	0.282910 ± 33	9.3	0.49	0.6
20	R-25/98	357	29.3	0.001783	0.282710 ± 21	5.3	0.78	0.9
21	R-25/107	366	20.1	0.001257	0.282531 ± 30	-0.8	1.03	1.2
Конгломераты верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины								
22	K-9-2/68	162	9.7	0.000508	0.282272 ± 14	-14.2	1.36	1.7
23	K-9-2/39	169	12.2	0.000714	0.282031 ± 18	-22.6	1.71	2.1
24	K-9-2/47	177	20.5	0.001305	0.282272 ± 18	-14.0	1.39	1.7
25	K-9-2/11	186	22.0	0.001570	0.281961 ± 31	-24.8	1.84	2.3
26	K-9-2/1	213	25.8	0.001410	0.282314 ± 21	-11.7	1.34	1.6
27	K-9-2/6	341	6.5	0.000434	0.281696 ± 15	-30.7	2.15	2.7
28	K-9-2/93	345	10.0	0.000656	0.281778 ± 18	-27.7	2.05	2.5
29	K-9-2/118	353	8.9	0.000542	0.281914 ± 16	-22.7	1.86	2.3
30	K-9-2/8	168	15.9	0.000927	0.282181 ± 18	-17.3	1.51	1.9
31	K-9-2/10	174	6.8	0.000394	0.282201 ± 15	-16.4	1.46	1.8
32	K-9-2/105	175	16.7	0.000940	0.282242 ± 21	-15.0	1.42	1.8
33	K-9-2/70	180	9.9	0.000593	0.282131 ± 16	-18.8	1.56	2.0
34	K-9-2/122	181	8.3	0.000495	0.282217 ± 14	-15.7	1.44	1.8
35	K-9-2/124	335	10.0	0.000647	0.281713 ± 15	-30.2	2.14	2.7
36	K-9-2/29	345	18.8	0.001257	0.281987 ± 20	-20.5	1.79	2.2
37	K-9-2/101	350	10.8	0.000647	0.281871 ± 19	-24.3	1.92	2.4
38	K-9-2/104	357	10.4	0.000685	0.282009 ± 14	-19.3	1.73	2.1
39	K-9-2/120	1887	4.7	0.000251	0.281420 ± 17	-6.1	2.51	2.7
40	K-9-2/7	1976	8.2	0.000511	0.281269 ± 17	-9.8	2.73	2.9
41	K-9-2/13	2409	8.2	0.000495	0.281192 ± 16	-2.7	2.83	2.9
42	K-9-2/30	2519	8.3	0.000489	0.281128 ± 13	-2.4	2.92	3.0
Метапесчаники малотындинской свиты одноименной впадины								
43	R-19/41	161	9.9	0.000578	0.282362 ± 16	-11.0	1.24	1.6
44	R-19/102	166	10.9	0.000651	0.282238 ± 19	-15.3	1.42	1.8
45	R-19/117	168	15.9	0.001065	0.282253 ± 17	-14.8	1.41	1.8

№ п/п	№ обр./ № зерна	Возраст, млн лет	$(^{176}\text{Yb}+^{176}\text{Lu})/^{176}\text{Hf}$ (%)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{Hf}}(\text{DM})$	$t_{\text{Hf}}(\text{C})$
46	R-19/24	169	8.7	0.000569	0.282257 ± 14	-14.6	1.39	1.7
47	R-19/90	170	8.5	0.000551	0.282164 ± 18	-17.8	1.52	1.9
48	R-19/6	171	9.5	0.000568	0.282235 ± 24	-15.3	1.42	1.8
49	R-19/93	171	10.6	0.000632	0.282303 ± 18	-12.9	1.33	1.7
50	R-19/77	174	17.3	0.001031	0.282235 ± 21	-15.3	1.44	1.8
51	R-19/92	175	15.2	0.000945	0.282156 ± 17	-18.0	1.54	1.9
52	R-19/59	177	9.1	0.000558	0.282245 ± 15	-14.8	1.40	1.8
53	R-19/66	179	11.0	0.000717	0.282476 ± 21	-6.6	1.09	1.4
54	R-19/1	181	12.1	0.000770	0.282608 ± 15	-1.9	0.91	1.1
55	R-19/76	182	12.6	0.000872	0.282624 ± 18	-1.3	0.89	1.1
56	R-19/4	183	9.8	0.000599	0.282706 ± 18	1.6	0.76	0.9
57	R-19/83	190	16.1	0.000945	0.282602 ± 17	-2.0	0.92	1.1
58	R-19/74	194	25.2	0.001731	0.282681 ± 22	0.8	0.82	1.0
59	R-19/72	231	19.7	0.001181	0.282426 ± 19	-7.3	1.17	1.4
60	R-19/40	330	12.8	0.000767	0.281627 ± 21	-33.4	2.26	2.8
61	R-19/121	342	7.5	0.000496	0.281769 ± 15	-28.1	2.05	2.6
62	R-19/22	345	6.7	0.000450	0.282120 ± 15	-15.6	1.57	1.9
63	R-19/68	346	51.9	0.003318	0.282276 ± 22	-10.7	1.47	1.7
64	R-19/120	1845	15.5	0.000958	0.281538 ± 19	-3.7	2.39	2.5
65	R-19/96	1877	5.9	0.000337	0.281335 ± 17	-9.4	2.63	2.8
66	R-19/44	1910	7.0	0.000409	0.281340 ± 20	-8.6	2.63	2.8
67	R-19/103	2646	4.1	0.000236	0.281145 ± 16	1.5	2.88	2.9

Примечание. Величины ошибок (1σ) определения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Из приведенных данных следует, что цирконы из метапесчаника верхнедолохитской подсвиты (обр. R-25) характеризуются положительными и слабо отрицательными (близкими к нулю) величинами $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +9.3 до -1.3 и модельными возрастами $t_{\text{Hf}}(\text{C})$ в интервале 0.6—1.2 млрд лет (см. табл. 2; рис. 6, а).

Цирконы из заполняющего вещества среднегалечного конгломерата (обр. К-9-2) этой же подсвиты, напротив, имеют исключительно отрицательные величины $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -2.4 до -30.7 и более древние модельные возраста $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 1.6—3.0$ млрд лет (см. табл. 2; рис. 6, б).

Наиболее сложная картина наблюдается для изотопного состава Hf в цирконах из метапесчаника (обр. R-19) малотындинской свиты (см. табл. 2; рис. 6, в), обусловленная широкими вариациями изотопных параметров. В частности, отчетливо выделяется немногочисленная группа цирконов с возрастными от 181 до 194 млн лет, характеризующихся величинами $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +1.6 до -2.0 и модельными возрастными $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 0.9—1.1$ млрд лет. Остальные цирконы, вне зависимости от их возраста кристаллизации, имеют существенно более древние значения модельного возраста $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 1.4—2.9$ млрд лет (табл. 2; рис. 6, в).

ВОЗРАСТ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

В результате U-Th-Pb геохронологических исследований установлено, что наиболее молодые цирконы как в метапесчаниках (обр. R-25), так и конгломератах (обр. К-9-2) верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины имеют верхнеюрский возраст, что находится в противоречии с ее стратиграфическим среднеюрским возрастом [Петрук, Козлов, 2009; Кошеленко, 2011], определенным на основании ископаемой фауны. Данное противоречие может объясняться тем, что фаунистически охарактеризована только нижнедолохитская подсвита, тогда как геохронологические исследования выполнены для цирконов из пород верхнедолохитской подсвиты, которая может иметь более молодой возраст.

Обращает на себя внимание тот факт, что графики относительной вероятности возрастов цирконов из двух образцов (обр. R-25 и К-9-2) метаосадочных пород верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины существенно различны.

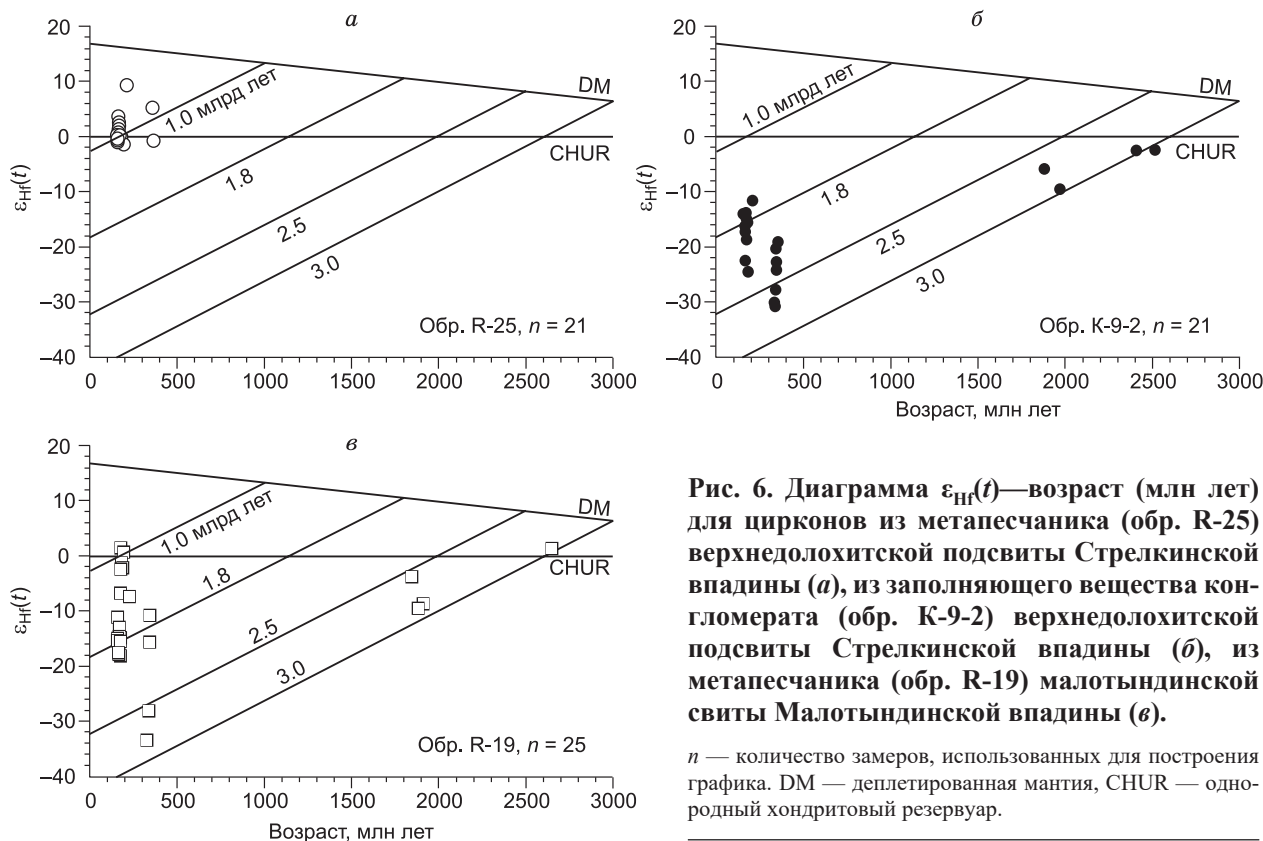


Рис. 6. Диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ —возраст (млн лет) для цирконов из метапесчаника (обр. R-25) верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины (а), из заполняющего вещества конгломерата (обр. К-9-2) верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины (б), из метапесчаника (обр. R-19) малотындинской свиты Малотындинской впадины (в).

n — количество замеров, использованных для построения графика. DM — деплетированная мантия, CHUR — однородный хондритовый резервуар.

Так, в заполняющем веществе конгломератов (обр. К-9-2) резко доминируют раннедокембрийские цирконы (см. рис. 5, б). С учетом особенностей строения рассматриваемого региона, наиболее вероятным их источником являются раннедокембрийские комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона. В частности, поступление наиболее древних цирконов в Стрелкинскую впадину, по нашему мнению, связано с разрушением неоархейских пород станового комплекса, протолиты которых имеют возраст 2.6—2.9 млрд лет [Великославинский и др., 2011, 2017], а также неоархейских и палеопротерозойских интрузий [Бучко и др., 2006, 2008; Великославинский и др., 2017], претерпевших структурно-метаморфические преобразования на рубежах 2.6 и 1.9 млрд лет [Великославинский и др., 2012а,б, 2017]. В качестве источников каменноугольных цирконов с возрастом ~ 349 млн лет (см. рис. 5, б) можно рассматривать гранитоиды олекминского комплекса с возрастом 358 ± 2 млн лет [Ларин и др., 2015], 360 ± 2 млн лет [Великославинский и др., 2016а], а также вулканические породы с возрастом 358 ± 2 млн лет Амазаро-Гилульской зоны [Великославинский и др., 2016а].

Пики самых молодых цирконов на кривой относительной вероятности (см. рис. 5, б) возрастов цирконов из заполняющего вещества конгломератов верхнедолохитской подсвиты соответствуют возрасту 170 и 179 млн лет. Наиболее вероятными источниками этих цирконов являются гранитоиды токсско-алгоминского магматического комплекса Селенгино-Станового супертеррейна, для которых получены оценки возраста 177 ± 3 и 173 ± 1 млн лет [Котов и др., 2012]. Кроме того, близкий возраст (178 ± 2 , 177 ± 2 млн лет [Сорокин и др., 2015а]) имеют и вулканические породы в юго-западной части Джугджуро-Станового супертеррейна, а также метавулканиды (193 ± 1 млн лет [Великославинский и др., 2012а]) Амазаро-Гилульской зоны Селенгино-Станового супертеррейна.

В дополнение напомним, что все цирконы из исследуемых конгломератов характеризуются древними модельными возрастными $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 1.6$ —3.0 млрд лет (см. табл. 2; рис. 6, б).

Таким образом, полученные результаты указывают на то, что главным источником материала, в том числе, циркона для заполняющего вещества конгломератов верхнедолохитской подсвиты, являлись магматические и метаморфические комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона. В пользу такой модели свидетельствует доминирование метаморфических пород в обломочном материале этих конгломератов.

В метапесчанике (обр. R-25) верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины цирконы раннедокембрийского возраста практически отсутствуют (см. рис. 5, а). Это не позволяет нам предполагать, что в период накопления этих песчаников основной объем обломочного материала поступал со

стороны южного обрамления Северо-Азиатского кратона. Об этом же свидетельствуют величины модельных возрастов цирконов $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 0.6\text{—}1.2$ млрд лет (см. табл. 2).

Учитывая пограничное положение Стрелкинской впадины (см. рис. 1) между Монголо-Охотским поясом и Селенгино-Становым супертеррейном, остается допустить, что этот материал поступал со стороны Монголо-Охотского пояса. Такая интерпретация согласуется с тем, что в метаосадочных породах этого пояса присутствуют каменноугольные, позднетриасовые, раннеюрские цирконы [Сорокин и др., 2015б, 2017; Заика и др., 2018, 2019; неопубликованные данные авторов]. Однако при такой интерпретации остается непонятным источник среднеюрских цирконов (пик 164 млн лет) в песчанике верхнедолохитской подсвиты. Но к этому вопросу мы вернемся чуть ниже.

В метапесчаниках (обр. R-19) малотындинской свиты одноименной впадины возрастные группы цирконов близки к таковым в конгломератах Стрелкинской впадины. Так, на кривой относительной вероятности возрастов цирконов (см. рис. 5, в) достаточно отчетливо проявлены пики 171, 230, 343 и 1873 млн лет, кроме того, присутствует значительное количество цирконов с возрастными в интервале 2480—2648 млн лет. Учитывая тождественную структурную позицию этих впадин, можно предполагать, что для метапесчаников малотындинской свиты одноименной впадины, так же как и для конгломератов верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины, главными источниками обломочного материала явились магматические и метаморфические комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона. Выше мы характеризовали потенциальные источники цирконов с возрастом ~171 млн лет, а также с раннедокембрийскими возрастными. В отношении популяций цирконов со значениями возрастов ~230 и ~343 млн лет следует отметить, что близкий возраст имеют метариолиты гилуёвского метаморфического комплекса (231 ± 4 млн лет [Великославинский и др., 2016б]) и диориты, относимые к токсско-алгоминскому комплексу (238 ± 2 млн лет [Сальникова и др., 2006]). Предположение о доминирующем сносе материала в Малотындинскую впадину хорошо согласуется с древними модельными возрастными большинства обломочных цирконов $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 1.4\text{—}2.9$ млрд лет (см. табл. 2; рис. 6, в). В то же время следует напомнить, что в метапесчаниках малотындинской свиты присутствуют цирконы с возрастными от 181 до 194 млн лет с более молодыми модельными возрастными $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 0.9\text{—}1.1$ млрд лет (см. табл. 2; рис. 6, в). Это может свидетельствовать о том, что какая-то часть цирконов и часть обломочного материала поступала в Малотындинскую впадину из других источников, например, из Монголо-Охотского пояса.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВПАДИН

Как было отмечено выше, химические составы пород Стрелкинской и Малотындинской впадин характеризуются существенной вариативностью (см. рис. 2, табл. 1). На наш взгляд, это обусловлено широким спектром пород в источниках обломочного материала. Подтверждением тому являются диаграммы $\text{Na}_2\text{O}\text{—}\text{CaO}\text{—}\text{K}_2\text{O}$ (рис. 7, а) и $\text{La/Sc}\text{—}\text{Th/Co}$ (см. рис. 7, б), из анализа которых следует, что в источниках сноса преобладали породы как кислого, так и умеренно-кислого состава, при этом часть пород рассматриваемых впадин по своему составу соответствует рециклированным осадкам (см. рис. 7, а, в). Последнее в большей степени относится к кремнекислым разностям метапесчаников и заполняющему веществу конгломератов верхнедолохитской подсвиты. Как было показано выше, для этих пород (обр. К-9-2) предполагается поступление материала со стороны южного обрамления Северо-Азиатского кратона, возможно, через систему «промежуточных» коллекторов (например, гнейсов первично осадочного происхождения).

Отмеченная вариативность проявляется и на тектонических диаграммах. Вне зависимости от химических параметров, используемых при построении диаграмм, фигуративные точки составов метаосадочных пород Стрелкинской и Малотындинской впадин перекрывают поля составов осадков, формирующихся в различных геодинамических обстановках (рис. 8, а—з). Так, по соотношениям $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})\text{—}\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ и $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})\text{—}\text{TiO}_2$ составы пород исследуемых впадин близки осадкам островных дуг на континентальном основании и активных континентальных окраин. В то же время часть образцов песчаников верхнедолохитской подсвиты по своему составу обнаруживает сходство с осадками океанических дуг, часть — с осадками пассивных континентальных окраин (см. рис. 8, а, б). По соотношению $\text{La/Sc}\text{—}\text{Ti/Zr}$ значительная часть пород Стрелкинской и Малотындинской впадин отвечает осадкам активных континентальных окраин. Однако часть фигуративных точек составов метапесчаников верхнедолохитской подсвиты смещена в сторону поля составов осадков пассивных континентальных окраин (см. рис. 8, в). Диаграмма F1—F2 иллюстрирует сходство составов метаосадочных пород рассматриваемых впадин с осадочными породами, формирующимися в обстановках, определяемых субдукционными процессами (см. рис. 8, з).

Как показывает накопленный к настоящему времени опыт, подобная особенность свойственна синорогенным осадочным породам [Маслов и др., 2013, 2015; и др.], что указывает на возможную орогенную природу рассматриваемых впадин.

В вводной части статьи мы отмечали, что Стрелкинская и Малотындинская впадины с севера при-мыкают к Монголо-Охотскому складчатому поясу и расположены непосредственно вдоль границы между южным обрамлением Северо-Азиатского кратона и складчатым поясом (см. рис. 1). Такая структурная позиция дает возможность рассматривать их в качестве краевых прогибов. Эти впадины выполнены достаточно мощными толщами морских (внизу) и континентальных (вверху) терригенных пород, с увеличением зернистости обломочного материала вверх по разрезу, что позволяет сопоставлять эти отложения с молассой.

Для понимания тектонической природы Стрелкинской и Малотындинской впадин необходимо рассмотреть их возрастные соотношения с Монголо-Охотским поясом. Возраст ископаемой фауны указывает на то, что образование и развитие Стрелкинской и Малотындинской впадин приходится на период от начала средней юры до начала раннего мела включительно. При этом наиболее молодые цирконы в отложениях этих впадин имеют позднеюрский возраст 156 млн лет (обр. R-25), 162 млн лет (обр. K-9-2), 162 млн лет (обр. R-19). Фаунистическое обоснование возраста отложений Монголо-Охотского пояса достаточно слабое [Решения..., 1994; Геодинамика..., 2006; Сержников, Волкова, 2007; Петрук, Козлов, 2009], однако имеющиеся данные указывают на то, что наиболее молодые палеоокеанические образования относятся к ранней—средней юре [Парфенов и др., 1999].

Как показывают результаты геохронологических исследований последних лет, наиболее молодые единичные цирконы в метаосадочных отложениях Янканского [Сорокин и др., 2015б], Тукурингрского [Сорокин и др., 2017; Заика и др., 2018], Унья-Бомского [Заика и др., 2019] террейнов Монголо-Охотского пояса имеют раннеюрский возраст ~175 млн лет. В этой связи важно отметить, что цирконы наи-

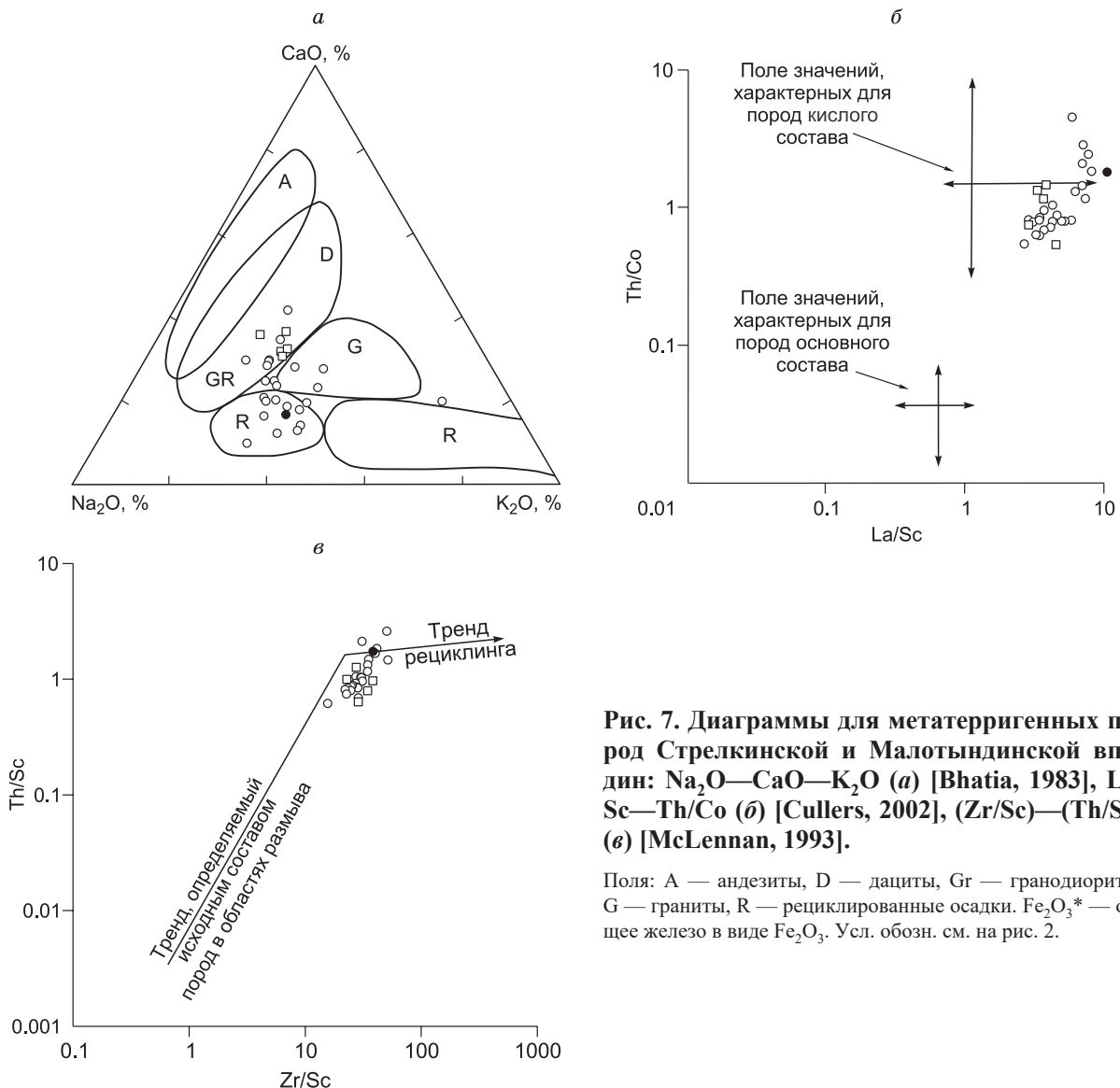


Рис. 7. Диаграммы для метатерригенных пород Стрелкинской и Малотындинской впадин: Na₂O—CaO—K₂O (а) [Bhatia, 1983], La/Sc—Th/Co (б) [Cullers, 2002], (Zr/Sc)—(Th/Sc) (в) [McLennan, 1993].

Поля: А — андезиты, D — дациты, Gr — гранодиориты, G — граниты, R — рециклированные осадки. Fe₂O₃* — общее железо в виде Fe₂O₃. Усл. обозн. см. на рис. 2.

более молодых и отчетливо представленных популяций (пики 164, 170, 171 млн лет) в осадочных породах Стрелкинской и Малотындинской впадин отсутствуют в отложениях Монголо-Охотского пояса. Данное обстоятельство убедительно свидетельствует, что заложение Стрелкинской и Малотындинской впадин произошло после полного закрытия Монголо-Охотского бассейна и формирования на его месте орогенного сооружения. Из этого же следует, что завершение орогенических процессов для восточной части Монголо-Охотского пояса приходится на рубеж ранней и средней юры. Ранее аналогичная модель была предложена для западной части пояса [Demonterova et al., 2017].

В этой связи находит свое логичное подтверждение высказанное нами предположение, что обломочный материал, выполняющий Стрелкинскую и Малотындинскую впадины, поступал как со стороны южного обрамления Северо-Азиатского кратона, так и Монголо-Охотского складчатого пояса. Кроме того, появляется возможность объяснить присутствие в метапесчаниках (обр. R-25) Стрелкинской впа-

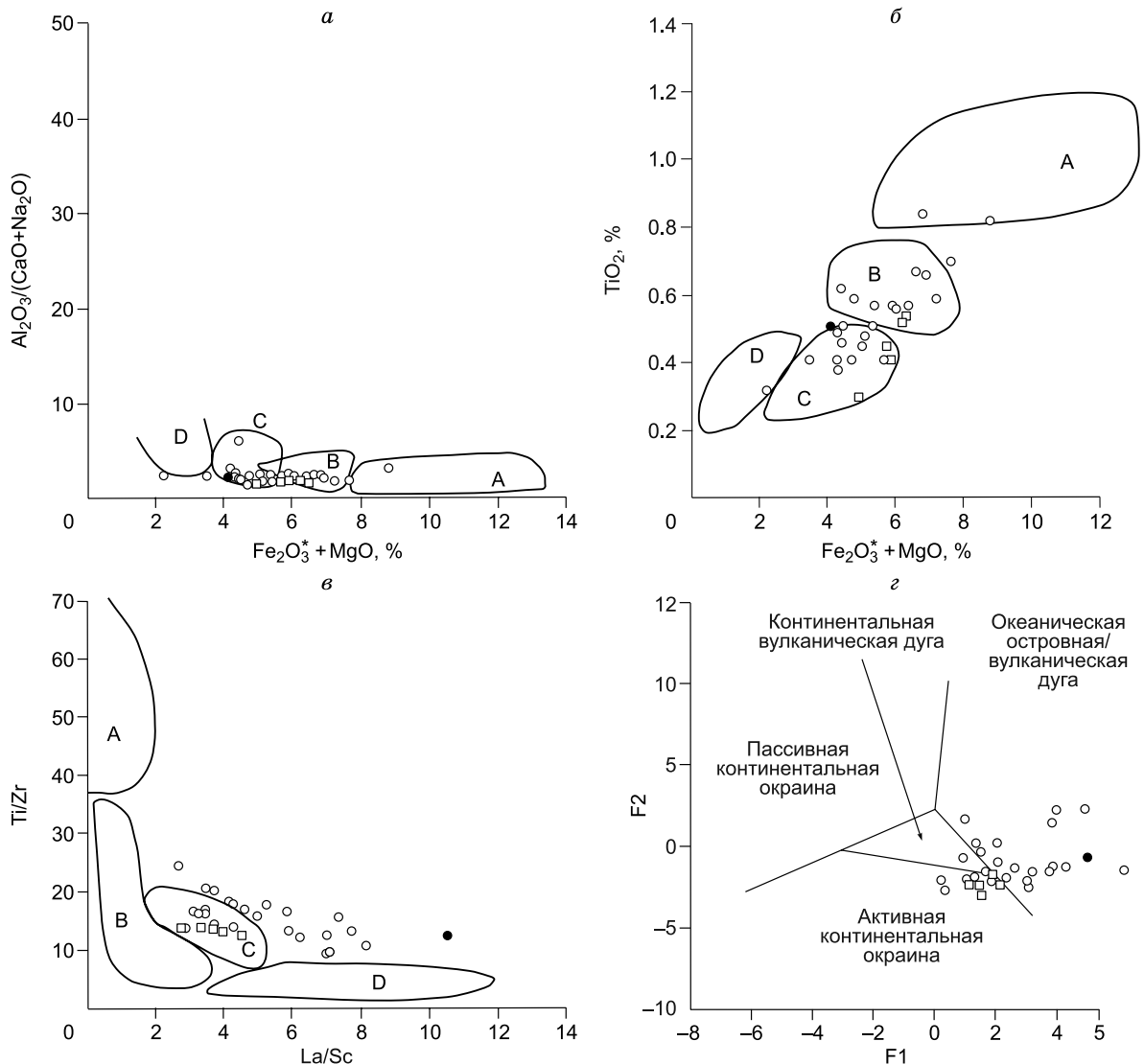


Рис. 8. Тектонические диаграммы для метатерригенных пород Стрелкинской и Малотындинской впадин:

$(Fe_2O_3^* + MgO) - Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ [Bhatia, 1983] (а), $(Fe_2O_3^* + MgO) - TiO_2$ [Bhatia, 1983] (б), $La/Sc - Ti/Zr$ [Bhatia, 1983] (в), $F_1 - F_2$ [Bhatia, 1983] (з). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: А — океанические островные дуги, В — континентальные островные дуги, С — активные континентальные окраины, D — пассивные континентальные окраины. $Fe_2O_3^*$ — общее железо в виде Fe_2O_3 . $F_1 = 0.303 - 0.0447SiO_2 - 0.972TiO_2 + 0.008Al_2O_3 - 0.267Fe_2O_3 + 0.208FeO - 0.082MnO + 0.14MgO + 0.195CaO + 0.719Na_2O - 0.032K_2O + 7.51P_2O_5$; $F_2 = 43.57 - 0.421 SiO_2 - 1.988 TiO_2 + 0.526Al_2O_3 - 0.551Fe_2O_3 + 1.61FeO - 2.72MnO + 0.881MgO + 0.907CaO + 0.177Na_2O - 1.84K_2O + 7.244P_2O_5$.

дины цирконов с возрастными, близкими к границе средней и поздней юры (пик 164 млн лет), и с молодыми модельными возрастными $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 0.8\text{—}1.0$ млрд лет (см. табл. 2). Так, если признать, что орогенические процессы в восточной части Монголо-Охотского пояса завершились в конце ранней юры и обрамляющие этот пояс континентальные сооружения (Амурский супертеррейн с юга и обрамление Северо-Азиатского кратона с севера) стали находиться вблизи друг друга, то вполне можно допустить, что наиболее молодые цирконы (пик 164 млн лет) попали в Стрелкинскую впадину со стороны Амурского супертеррейна. Такая версия подкрепляется тем, что в пределах северной части этого супертеррейна выявлены магматические комплексы с близкими возрастными и изотопно-геохимическими параметрами ($t_{\text{Hf}}(\text{C})$) цирконов [Gou et al., 2013; Tang et al., 2015; и др.].

Таким образом, полученные нами результаты указывают на то, что завершение орогенических процессов для восточной части Монголо-Охотского пояса приходится на рубеж ранней и средней юры. С другой стороны, согласно имеющимся палеомагнитным данным [Zhao et al., 1994; Halim et al., 1998; Kravchinsky et al., 2002; Метелкин и др., 2004, 2007; Metelkin et al., 2010; Ren et al., 2016; и др.], палеопозиции Северо-Азиатского и Северо-Китайского кратонов, а также отдельных тектонических блоков Монголии, Забайкалья сохраняют различия вплоть до раннемелового времени. Однако эти различия, на наш взгляд, являются результатом интенсивных сдвиговых внутриплитных перемещений, обусловленных поворотом Северо-Азиатского кратона относительно континентальных массивов Юго-Восточной и Восточной Азии в позднем мезозое. В частности, левосдвиговая кинематика внутриплитных перемещений сохранялась в течение всего мезозоя и по палеомагнитным данным уверенно фиксируется с триаса по мел [Halim et al., 1998; Метелкин и др., 2004, 2007]. Наглядным выражением этих перемещений являются тектонические тела раннепалеозойских гранитоидов среди пермских(?) (или еще более молодых) пород в осевой части Монголо-Охотского пояса [Сорокин и др., 2007].

ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований позволяют сформулировать следующие выводы:

1. Стрелкинская и Малотындинская впадины, примыкающие к Монголо-Охотскому складчатому поясу с севера и расположенные непосредственно вдоль границы между южным обрамлением Северо-Азиатского кратона и складчатым поясом, являются краевыми прогибами. Эти прогибы выполнены мощными толщами мезозойских морских (внизу) и континентальных (вверху) терригенных пород, с увеличением зернистости обломочного материала вверх по разрезу, которые следует рассматривать в качестве молассы.

2. Результаты U-Th-Pb геохронологических исследований детритовых цирконов из метаосадочных отложений Стрелкинской и Малотындинской впадин и восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса указывают на то, что завершение орогенических процессов для восточной части этого пояса приходится на рубеж ранней и средней юры. Заложение Стрелкинской и Малотындинской впадин произошло после полного закрытия Монголо-Охотского бассейна и формирования на его месте орогенного сооружения.

3. Поступление материала во время заполнения Стрелкинской и Малотындинской впадин происходило как со стороны Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов южного обрамления Северо-Азиатского кратона, так и со стороны Монголо-Охотского пояса, представлявшего в средней юре горно-складчатое сооружение.

4. После завершения коллизионных процессов складчатые структуры Монголо-Охотского пояса в позднем мезозое были преобразованы в результате интенсивных сдвиговых перемещений.

Авторы благодарят персонал аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожников, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Е.М. Голубеву, А.В. Штареву, Л.С. Боковенко), а также Центра LaserChron Университета штата Аризона (США) за проведение аналитических исследований. Выражаем искреннюю признательность Т.В. Донской за внимательный анализ рукописи, дискуссию и конструктивные замечания.

Минералогические исследования выполнены в соответствии с планом НИР ИГиП ДВО РАН (тема АААА-А16-116051810110-7), геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования при поддержке РФФИ (грант № 18-35-00002).

ЛИТЕРАТУРА

Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З. Палеопротерозойские габбро-анортозиты Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона // ДАН, 2006, т. 407, № 4, с. 502—505.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и тектоническая позиция Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива (Селенгино-Становой супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2008, т. 16, № 4, с. 3—13.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Изох А.Э., Яковлева С.З. Триасовый этап мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (11), с. 1489—1500.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.А., Пономарчук А.В., Ларин А.М. Возраст и тектоническое положение Лукиндинского дунит-троктолит-габбро-анортозитового массива (восточная часть Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (7), с. 889—899.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2011, т. 438, № 3, с. 355—359.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Яковлева С.З., Анисимова И.В. О возрасте усть-гилуйской толщи станового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2012а, т. 444, № 4, с. 402—406.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Метабазальты брянтинской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Петрология, 2012б, т. 20, № 3, с. 266—281.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.Л., Сальникова Е.Б. Возраст, источники и области сноса протолитов метаосадочных пород желтулакской серии (Желтулакский структурный шов) // ДАН, 2016а, т. 468, № 4, с. 425—428.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Сальникова Е.Б., Ван К.Л., Джан Б.М., Чан С.Л. Мезозойский возраст гилуйского метаморфического комплекса зоны сочленения Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2016б, т. 468, № 5, с. 542—546.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.L., Ярмолюк В.В., Хераскова Т.Н. Возраст и тектоническое положение метаморфического станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника, 2017, № 4, с. 3—16.

Вольский А.С., Афанасов М.Н., Годзевич Б.Л., Ельянов А.А., Кастрыкина В.М., Кастрыкин Ю.П. Геологическая карта региона БАМ. М-б 1:500 000. Лист N-51-Б / Ред. Л.П. Карсаков. Л., ВСЕГЕИ, 1984.

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

Годзевич Б.Л. Геологическая карта региона БАМ. М-б 1:500 000. Лист N-52-А / Ред. Л.П. Карсаков. Л., ВСЕГЕИ, 1984.

Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 629—647.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., де Ваэле Б., Пресняков С.Л. Позднетриасовая катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья — фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (1), с. 30—49.

Заика В.А., Сорокин А.А., Сю Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимические особенности и источники метаосадочных пород западной части Тукурингского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2018, т. 26, № 2, с. 35—55.

Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач В.П., Сорокин А.П., Котов А.Б. Возраст и источники нижнемезозойских метаосадочных пород Унья-Бомского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) и Sm-Nd изотопных исследований // ДАН, 2019, т. 484, № 4, с. 455—459.

Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2003, № 4, с. 408—424.

Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН, 2009, т. 429, № 6, с. 779—783.

Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Толмачева Е.В. Токско-алгоминский магматический комплекс Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // ДАН, 2012, т. 444, № 3, с. 283—288.

Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника, 2013, № 5, с. 48—60.

Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // ДАН, 2014, т. 456, № 4, с. 451—456.

Кошеленко В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Становая серия. Лист N-51-XVII / Ред. А.В. Пипич. СПб., ВСЕГЕИ, 2011.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Анисимова И.В. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // ДАН, 2006, т. 409, № 2, с. 222—226.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Коршунов А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса // ДАН, 2011, т. 441, № 3, с. 363—368.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Гранитоиды тукурингского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // ДАН, 2014, т. 457, № 6, с. 692—697.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Гранитоиды олекминского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и тектоническое положение // ДАН, 2015, т. 464, № 2, с. 194—198.

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 полезные ископаемые, 2013, т. 48, № 1, с. 72—84.

Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Ножкин А.Д., Сокур Т.М., Малиновский А.И., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Гареев Э.З., Дмитриева Н.В., Крупенин М.Т., Летникова Е.Ф. Синорогенные глинистые породы: особенности валового химического состава и палеотектоника // Геохимия, 2015, № 6, с. 512—538.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х. Палеомагнетизм нижнемеловых вулканитов Забайкалья: свидетельство в пользу мезозойских сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1404—1417.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климух В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (10), с. 1061—1073.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 24—43.

Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист N-51 (Скородино). Третье поколение. Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский, СПб., ВСЕГЕИ, 2009.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., Изд-во Мир, 1976, 535 с.

Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск, ХГГП, 1994.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Сорокин А.П., Сорокин А.А., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Токско-алгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // ДАН, 2006, т. 409, № 5, с. 652—657.

Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб., ВСЕГЕИ, 2007.

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 Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия, 2017, № 2, с. 127—148.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П., Рублев А.Г., Левченков О.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Геохронология, геохимия и геодинамическая позиция палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // ДАН, 2003, т. 392, № 6, с. 807—812.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Позднепалеозойский урушинский магматический комплекс южного обрамления Монголо-Охотского пояса (Приамурье): возраст и геодинамическая позиция // Петрология, 2005, т. 13, № 6, с. 654—670.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Раннепалеозойские габбро-гранитоидные ассоциации восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Приамурье): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 3, с. 3—21.

Сорокин А.А., Пономарчук А.В., Травин А.В., Пономарчук В.А., Вахтомин К.Д. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст гранитоидов и связанного с ними золотого оруденения месторождения Кировское (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // ДАН, 2014, т. 458, № 4, с. 452—458.

Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Раннеюрские вулканические породы Удского пояса (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // ДАН, 2015а, т. 460, № 1, с. 65—69.

Сорокин А.А., Колесников А.А., Котов А.Б., Сорокин А.П., Ковач В.П. Источники детритовых цирконов из терригенных отложений Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // ДАН, 2015б, т. 462, № 5, с. 590—594.

Сорокин А.А., Сю Б., Сорокин А.П., Заика В.А., Пляскин Ю.В. Раннемезозойский возраст протолитов метаосадочных пород Тукурингского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // ДАН, 2017, т. 474, № 1, с. 81—85.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Преняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N., Pidgeon R.T. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // Nature, 1999, v. 399, p. 252—255.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol., 1983, v. 91, № 6, p. 611—627.

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.

Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth Planet. Sci. Lett., 1997, v. 148, p. 243—258.

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.

Demonterova E.I., Ivanov A.V., Mikheeva E.A., Arzhannikova A.V., Frolov A.O., Arzannikov S.G., Bryanskiy N.V., Pavlova L.A. Early to Middle Jurassic history of the southern Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian Craton: Sm-Nd and U-Pb provenance study // Bull. Soc. Géol. Fr., 2017, v. 188, № 1—2, p. 1—29.

Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kroner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.K., Hegner E. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // J. Geol. Soc. London, 2008, v. 165, p. 405—421.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic — Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150-million-year history of the Mongolia-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 62, p. 79—97.

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. Geosyst., 2008, v. 9, № 3, p. 1—13.

Gou J., Sun D.Y., Liu Y.J., Ren Y.S., Zhao Z.H., Liu X.M. Geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of Mesozoic volcanic rocks, southern Manzhouli area, Inner Mongolia // *Int. Geol. Rev.*, 2013, v. 55, № 8, p. 1029—1048.

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.

Guo Z.H., Yang Y.T., Zhabrev S., Hou Z.H. Tectonostratigraphic evolution of the Mohe-Upper Amur Basin reflects the final closure of the Mongol-Okhotsk Ocean in the latest Jurassic—earliest Cretaceous // *J. Asian Earth Sci.*, 2017, v. 45, p. 494—511.

Halim N., Kravchinsky V., Gilder S., Cogne J.-P., Alexutin M., Sorokin A., Courtillot V., Chen Y. A palaeomagnetic study from the Mongol-Okhotsk region: rotated Early Cretaceous volcanics and remagnetized Mesozoic sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 159, p. 133—145.

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

Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. Structure and evolution of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt // *The Central Asian Orogenic Belt. Geology, evolution, tectonics, and models* / Ed. A. Kröner. Stuttgart, Borntraeger Science Publishers, 2015, p. 211—234.

Kravchinsky V.A., Sorokin A.A., Courtillot V. Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments of southern margin of Mongol-Okhotsk ocean, Far East of Russia // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2002, v. 10, p. 1—22.

Ludwig K.R. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2008, № 4, 77 p.

Mattinson J.M. Analysis of the relative decay constants of ²³⁵U and ²³⁸U by multi-step CA-TIMS measurements of closed system natural zircon samples // *Chem. Geol.*, 2010, v. 275, p. 186—198.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

McLennan S.M., Hemming S., McDaniell D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // *Controlling the composition of clastic sediments* / Eds. M.J. Johnsson, A. Basu. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1993, № 285, p. 21—40.

Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18, p. 400—419.

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, № 8, p. 13997—14013.

Ren Q., Zhang S., Wu H., Liang Z., Miao X., Zhao H., Li H., Yang T., Pei J., Davis G.A. Further paleomagnetic results from the ~155 Ma Tiaojishan Formation, Yanshan Belt, North China, and their implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk suture // *Gondwana Res.*, 2016, v. 35, p. 180—191.

Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 219, p. 311—324.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.

Sun D.Y., Gou J., Wang T.H. Geochronological and geochemical constraints on the Erguna massif basement, NE China — subduction history of the Mongol-Okhotsk oceanic crust // *Int. Geol. Rev.*, 2013, v. 55, № 14, p. 1801—1816.

Tang J., Xu W.L., Wang F., Zhao S., Li Y. Geochronology, geochemistry, and deformation history of Late Jurassic—Early Cretaceous intrusive rocks in the Erguna Massif, NE China: Constraints on the late Mesozoic tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk orogenic belt // *Tectonophysics*, 2015, v. 658, p. 91—110.

Tang J., Xu W.L., Wang F., Zhao S., Wang W. Early Mesozoic southward subduction history of the Mongol-Okhotsk oceanic plate: Evidence from geochronology and geochemistry of Early Mesozoic intrusive rocks in the Erguna Massif, NE China // *Gondwana Res.*, 2016, v. 31, p. 218—240.

Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its composition and evolution.* Oxford, Blackwell, 1985, 312 p.

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, p. 3717—3723.

Wang T., Tong Y., Zhang L., Li S., Huang H., Jianjun Zhang J., Guo L., Yang Q., Hong D., Don-skaya T., Gladkochub D., Tserendash N. Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // *J. Asian Earth Sci.*, 2017, v. 145, p. 368—392.

Wu L., Kravchinsky V.A., Gu Y.J., Potter D.K. Absolute reconstruction of the closing of the Mongol–Okhotsk Ocean in the Mesozoic elucidates the genesis of the slab geometry underneath Eurasia // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2017, v. 122, № 7, p. 4831—4851.

Yang Y.T., Guo Z.X., Song C.C., Li X.B., He S. A short-lived but significant Mongol–Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous // *Gondwana Res.*, 2015, v. 28, p. 1096—1116.

Zhao X., Coe R., Zhou Y., Wu H., Kuang G., Wang J. Tertiary paleomagnetism of North and South China and reappraisal of Late Mesozoic paleomagnetic data from Eurasia: implications for the Cenozoic tectonic history of Asia // *Tectonophysics*, 1994, v. 235, p. 181—203.

*Рекомендована к печати 21 марта 2019 г.
Е.В. Скларовым*

*Поступила в редакцию 7 ноября 2018 г.,
после доработки — 7 февраля 2019 г.*