

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ПРОТОЛИТОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУКУРИНГРСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-TH-Pb, Lu-Hf И Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**В.А. Заика, А.А. Сорокин***ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Рёлочный пер. 1, г. Благовещенск, 675000;
e-mail: zaika_v_a_88@mail.ru*

Поступила в редакцию 23 июля 2020 г.

В статье представлены результаты U-Th-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов из метаосадочных пород восточной части Тукурингрского террейна, а также Sm-Nd изотопно-геохимических исследований валового состава пород. Общими закономерностями являются доминирование раннемезозойских цирконов, присутствие значимого количества раннепалеозойских и, как правило, неопротерозойских цирконов, а также практически полное отсутствие раннедокембрийских цирконов. Принимая во внимание возраст наиболее молодой популяции цирконов, нижний рубеж осадконакопления составляет для тунгалинской толщи – 204 млн лет (поздний триас, рэт), для дугдинской толщи – 181 млн лет (ранняя юра, тоар) и для тангоменской толщи – 189 млн лет (ранняя юра, плинсбах). Практически все мезозойские, палеозойские и неопротерозойские цирконы характеризуются нео- и мезопротерозойскими значениями Hf-модельных возрастов ($t_{\text{Hf(DM)}} = 1.41\text{--}0.46$ млрд лет, $t_{\text{Hf(C)}} = 1.55\text{--}0.49$), а валовый состав пород – мезопротерозойскими Nd-модельными возрастными ($t_{\text{Nd(DM)}} = 1.25\text{--}1.10$ млрд лет, $t_{\text{Nd(C)}} = 1.31\text{--}1.14$). Полученные результаты указывают на то, что снос терригенного материала в бассейн осадконакопления осуществлялся главным образом с континентальных массивов Амурского супертеррейна, но не южного обрамления Северо-Азиатского кратона.

Ключевые слова: U-Th-Pb и Lu-Hf изотопные исследования, детритовые цирконы, источники сноса, Монголо-Охотский пояс.

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из наиболее крупных структурных элементов Евразии (рис. 1). В настоящее время его принято рассматривать в качестве реликта одноименного палеоокеана (см. обзор в [15, 16]), 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 структурно-формационных зон [2, 4, 12, 17, 18 и др.] или террейнов [1, 3, 15, 32, 35, 36]. Несмотря на то, что история его формирования привлекает к себе внимание не одного поколения геологов, многие кардинальные вопросы его эволюции не решены (см. обзор в [1, 15, 16, 32]). При этом наиболее дискуссионными являются вопросы о возрасте геологических комплексов, участвующих в строении пояса, а также времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов.

В последние годы наметился определенный прогресс в решении указанных вопросов, что связано с получением первых данных о возрасте и Lu-Hf изотопном составе обломочных цирконов и Sm-Nd изотопно-геохимических особенностях метаосадочных пород Монголо-Охотского складчатого пояса. В частности, такие данные получены для Янканского [21], западной части Тукурингрского [5], Унья-Бомского [6], Джагдинского [8], Ланского [9, 26, 31] террейнов и показано, что в истории формирования пояса, по всей видимости, существовали разновозрастные и разнонаправленные зоны субдукции. В то же время полученных данных явно недостаточно для разработки интегрированной геодинамической модели формирования Монголо-Охотского складчатого пояса.

Данная статья является логическим продолжением таких работ. В ней рассматриваются результаты U-Th-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов из метаосадочных пород восточной

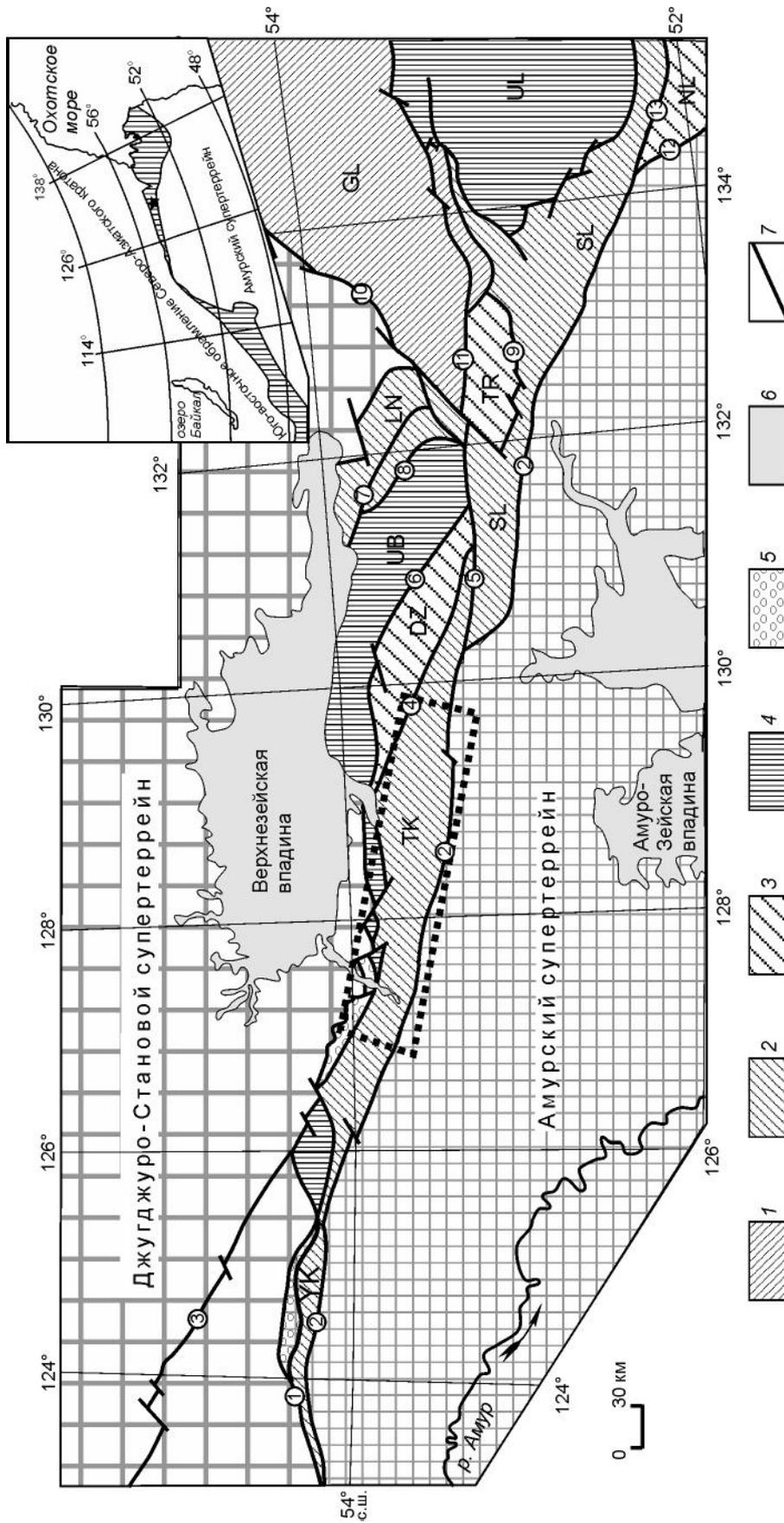


Рис. 1. Схема структурного районирования восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса (по [19]).

1 – террейны, сложенные условно нижне- и среднепалеозойскими метаосадочными и метавулканическими комплексами; 2 – террейны, сложенные условно средне- и верхнепалеозойскими метаосадочными и метавулканическими комплексами; 3 – террейны, сложенные условно верхнепалеозойскими метаосадочными и метавулканическими комплексами; 4 – террейны, сложенные условно нижнемезозойскими турбидитовыми комплексами; 5 – верхнеюрско-нижнемеловые конгломераты, гравелиты, песчаники; 6 – кайнозойские рыхлые отложения; 7 – разломы. Прямоугольником показан район исследования. Буквами обозначены террейны: GL – Галамский, DZ – Джагдинский, NL – Ниланский, LN – Ланский, SL – Селемджинский, ТК – Тукурингский, TR – Токурский; UL – Ульбанский, UB – Унья-Бомский, УК – Янканский. Цифрами в кружках обозначены разломы (по [4, 18]): 1 – Северо-Тукурингский, 2 – Южно-Тукурингский, 3 – Желгулакский, 4 – Тукенский, 5 – Норский, 6 – Чампулинский, 7 – Ланский, 8 – Оджонский, 9 – Гугурский, 10 – Улигданский, 11 – Маринский, 12 – Верхне-Ниланский, 13 – Ниланский.

части Тукурингрского террейна Монголо-Охотского пояса, а также Sm-Nd изотопно-геохимических исследований валового состава этих пород с целью уточнения их возраста, установления источников и областей сноса терригенного материала.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Как было указано выше, объектами наших исследований являются метаосадочные породы восточной части Тукурингрского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса. Этот террейн является одним из наиболее крупных в строении восточной части указанного пояса; он вытянут в субширотном направлении почти на 250 км при максимальной ширине 35–40 км. На юге по зоне Южно-Тукурингрского разлома Тукурингрский террейн граничит с Гага-Сагаанским террейном (структурной зоной) Амурского супертеррейна (рис. 2). С севера по Северо-Тукурингрскому разлому Тукурингрский террейн граничит с Джугджуро-Становым супертеррейном юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Северо-восточный фланг этого террейна полого «срезан» Чампулинским разломом, по которому первый отделен от Джэгдинского террейна Монголо-Охотского пояса (рис. 2).

Тукурингрский террейн сложен вулканогенными, кремнистыми, терригенными, реже карбонатными отложениями, метаморфизованными в условиях, отвечающих фации зеленых сланцев. В составе его восточного и западного фрагментов при средне- и крупномасштабном картировании выделялись различные свиты и толщи, что существенно затрудняло корреляцию разрезов. Первоначально стратифицированные отложения террейна условно относились к верхнему протерозою [13] или венду–нижнему кембрию [10, 11]. Позднее, основываясь на единичных находках ранне-среднедевонских кораллов в восточной части террейна [12], они были условно отнесены к среднему и среднему-верхнему палеозою [2, 18].

В 60–80-х годах прошлого века в строении террейна выделялась [10, 11] следующая последовательность стратифицированных образований (снизу вверх): теплоключевская, гармаканская и алгаинская свиты. Позднее эта последовательность, с учетом редких находок фауны, приобрела следующий вид (снизу вверх): силурийская(?) тунгалинская толща, нижнедевонская(?) дугдинская толща, нижне-среднедевонская туксинская толща, среднедевонская тангоменская толща [18]. Именно эта стратиграфическая схема используется нами в данной статье в качестве основы (рис. 3).

Силурийская (?) тунгалинская толща (1100 м) представлена серицит-кварцевыми, эпидот-хлорит-кварцевыми, альбит-эпидот-актинолитовыми сланца-

ми с пластами кварцитов, метапесчаников, линзами мраморов, яшмоидов. По существующим представлениям [18], она согласно перекрывается нижнедевонской(?) дугдинской толщей (2000 м), сложенной филлитами, метапесчаниками с прослоями альбит-эпидот-актинолитовых сланцев. Для нее также характерны пачки ритмичного переслаивания филлитов, эпидот-хлорит-кварцевых, альбит-эпидот-актинолитовых сланцев и кварцитов. В свою очередь, на нижнедевонскую (?) дугдинскую толщу согласно налегает нижне-среднедевонская туксинская толща (1700 м), представленная преимущественно хлорит-эпидот-актинолитовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, альбит-актинолит-эпидотовыми сланцами с прослоями филлитов, метапесчаников и кварцитов. В единичных прослоях мраморизованных известняков установлены остатки кораллов и мшанок, которые и определяют (по [18]) ранне-среднедевонский возраст толщи. Венчает разрез террейна среднедевонская тангоменская толща (1500 м). Она сложена переслаивающимися филлитами и метапесчаниками. В метапесчаниках обнаружена фауна брахиопод, мшанок и криноидей живетского яруса.

Вдоль границы Тукурингрского террейна и Амурского супертеррейна протягивается цепочка интрузий габбро, габбродiorитов, кварцевых диоритов и тоналитов пиканского комплекса (рис. 2). Возраст кварцевых диоритов петротипического Пиканского массива составляет 468 ± 4 млн лет [20].

U-Th-Pb и Lu-Hf изотопные исследования выполнены для детритовых цирконов из метатерригенных пород тунгалинской толщи (обр. V-54, V-55-1), дугдинской толщи (обр. V-1), тангоменской толщи (обр. V-48). Места отбора образцов показаны на рисунке 2. Для валового состава метатерригенных пород указанных толщ выполнены также Sm-Nd изотопно-геохимические исследования.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

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 вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме BSE и CL с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного детектором Gatan Chroma CL2. U-Th-Pb геохронологические исследования цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абля-

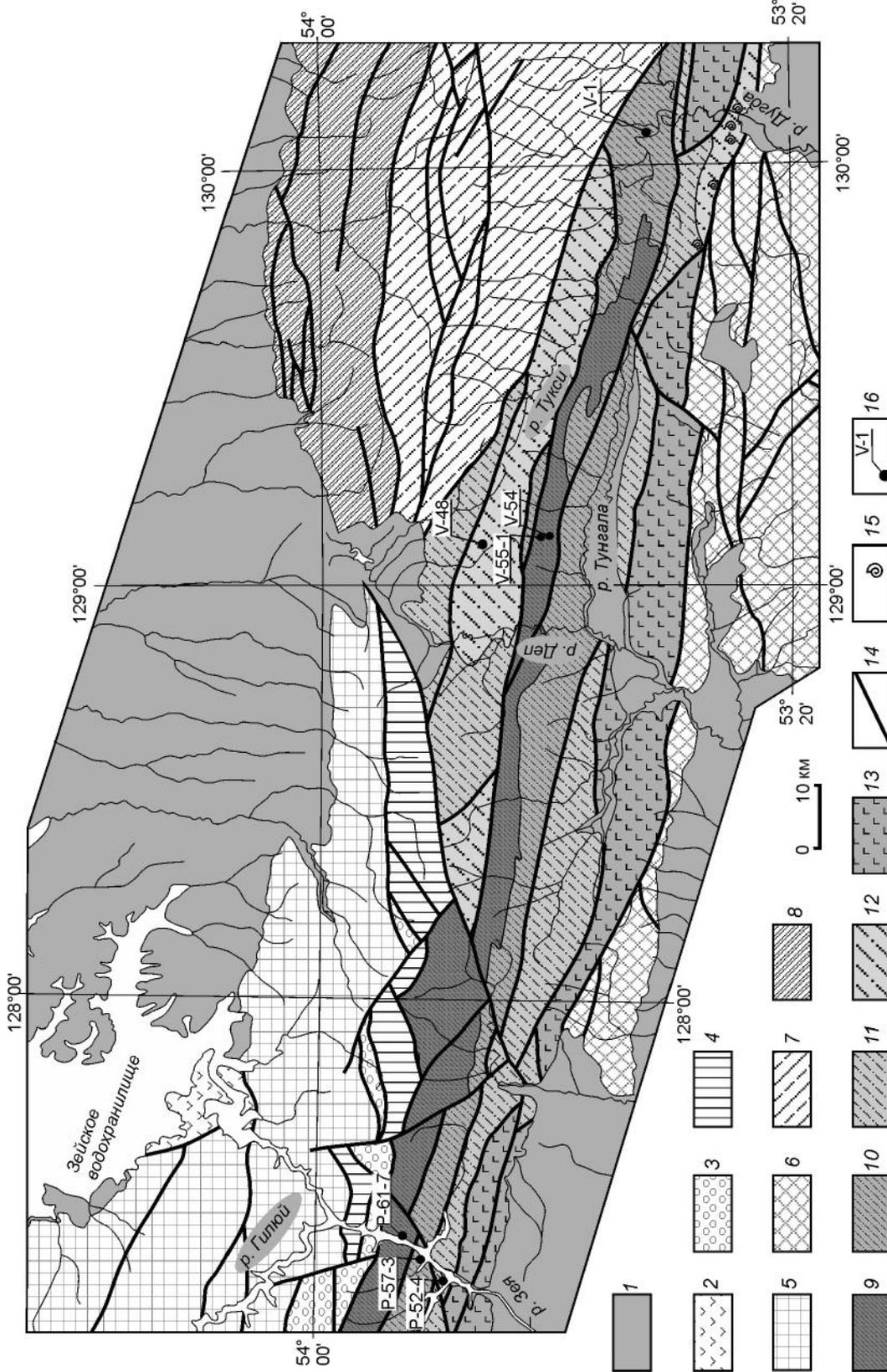


Рис. 2. Геологическая схема восточной части Тукурингского террейна, по [18], с упрощениями авторов.

1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – нижнемеловые вулканические конгломераты, гравелиты, песчаники Стрелкинской впадины; 3 – нижнемеловые конгломераты, гравелиты, песчаники Малотыдинской впадины; 4 – палеозойские интрузивные и осадочные комплексы северной окраины Амурского супертеррейна; 5 – геологические образования юго-восточной окраины Северо-Азиатского крана; 6 – палеозойские интрузивные и осадочные комплексы северной окраины Амурского супертеррейна; 7 – верхнепалеозойские–раннемезозойские метатерригенные и метавулканогенные комплексы Джадгинского террейна; 8 – верхнетриасовые и нижне- и среднетриасовые комплексы Унья-Бомского террейна; 9–12 – средне-верхнепалеозойские метатерригенные и метавулканогенные комплексы Тукурингского террейна; 9 – силурийские (?) метаморфические породы тунгагинской толщи, 10 – нижнедевонские метаморфические породы дугдинской толщи, 11 – нижне-среднедевонские метаморфические породы тукунинской толщи, 12 – среднедевонские метаморфические породы тангомской толщи; 13 – габбро, габродiorиты, кварцевые диориты, тоналиты Пиканского массива; 14 – главные разломы; 15 – места обнаружения фауны; 16 – места отбора образцов для U-Pb геохронологических, Lu-Hf изотопных исследований и их номера.

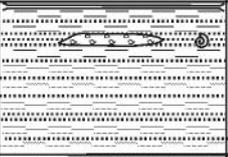
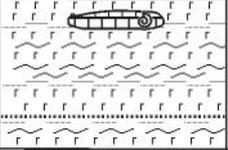
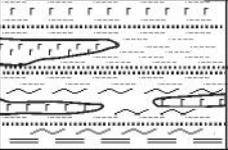
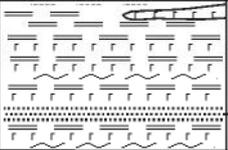
Система	Отдел	Ярус	Индекс	Литологическая колонка	Мощность	Характеристика подразделений
ДЕВОНСКАЯ	СРЕДНИЙ	ЖИВЕТ	D ₂ tn		1500	Тангоменская толща. Филлиты и песчаники в ритмичном переслаивании с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов, грубообломочные породы с гальками и валунами мусковитовых гранитов, зеленых сланцев, метапесчаников.
	НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ	ЭМС-ЭЙФЕЛЬ	D _{1,2} ts		1700	Туксинская толща. Зеленые сланцы с прослоями филлитов, кварцитов и метапесчаников. В восточной части в бассейне р. Дугда в разрезе толщи наблюдаются единичные линзы мраморизованных известняков.
	НИЖНИЙ	ЛОХКОВ-ЭМС	D ₁ ?dg		2000	Дугдинская толща. Филлиты, метапесчаники до серицит-кварцевых сланцев с пластами зеленых сланцев и кварцитов. Характерны пачки ритмичного переслаивания филлитов, зеленых сланцев, кварцитов.
СИЛУРИЙСКАЯ	НИЖНИЙ		S ₁ ?tg		1100	Тунгалинская толща. Серицит-кварцевые, эпидот-хлорит-кварцевые, альбит-эпидот-актинолитовые сланцы с пластами кварцитов, метапесчаников, линзами мраморов, яшмоидов.

Рис. 3. Стратиграфическая колонка терригенных пород восточной части Тукурингского террейна (по [18]).

ции 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 [37]). В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовались цирконы SL (Sri Lanka) и R33 (Braintree complex). Значения возрастов по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 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 [27], полученными с использованием ID-TIMS метода. Средние значения возрастов по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта R33 составили 417 ± 7 и 415 ± 8 млн лет, соответствующие рекомендованным [24, 34]. Систематические погрешности составляют 0.9 % для отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 0.8 % для отношения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (2σ). Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot (version 3.6) [33]. При построении гистограмм распределения и кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов использовались только конкордантные оценки возраста.

Lu-Hf изотопные анализы цирконов были выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с

использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. Для настройки и проверки качества анализов использовались 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 составлял 40 мкм, мощность лазера около 5 Дж/см², частота 7 Гц, скорость абляции около 0.8 мкм/с. Детали аналитической методики изложены на сайте www.laserchron.org. Для расчета величин $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ использованы константа распада ^{176}Lu ($\lambda = 1.867e^{-11}$), по [38, 39], хондритовые отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282785) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.0336), по [25]. Коровые Hf модельные возрасты $t_{\text{Hf}(C)}$ рассчитаны, принимая среднее отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в континентальной коре, равное 0.0093 [23, 40]. Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ [29].

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к

отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd-стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511844 ± 10 ($n = 12$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляла $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал $0.05\text{--}0.2$ нг Sm и $0.1\text{--}0.5$ нг Nd. При расчете величин ϵ_{Nd} и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения CHUR ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$; [30]) и DM ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$; [28]).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-TH-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из метапесчаника тунгалинской толщи (обр. V-54) проанализированы 124 зерна детритовых цирконов. Для 88 получены конкордантные оценки возраста, большая часть которых находится в интервале 251–201 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 251, 224 и 207 млн лет (рис. 4, а). В значимом количестве также присутствуют раннепалеозойские (максимумы возрастов 500 и 469 млн лет) и неопротерозойские (максимум 762 млн лет) цирконы. Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 201 ± 2 млн лет.

Из метапесчаника тунгалинской толщи (обр. V-55-1) было проанализировано 123 зерна детритовых цирконов, для 115 получены конкордантные оценки возраста. Практически половина этих значений находится в интервале 305–200 млн лет, с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 249, 222 и 204 млн лет (рис. 4, б). Помимо этого, достаточно широко представлены раннепалеозойские (максимумы возрастов 487 и 478 млн лет) и неопротерозойские (максимум 762 млн лет) цирконы. Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 200 ± 2 млн лет.

Из метаалевролита дугдинской толщи (обр. V-1) проанализированы 129 зерен детритовых цирконов. Для 113 из них получены конкордантные оценки возраста. Подавляющее большинство этих значений укладывается в интервал 306–173 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 303, 252, 190 и 181 млн лет (рис. 4, в). В значимом количестве также присутствуют раннепалеозойские (максимум 487 млн лет) и неопротерозойские (максимум 789 млн лет) цирконы. Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 173 ± 2 млн лет.

Из метапесчаника тангоменской толщи (обр. V-48) было проанализировано 126 зерен детритовых

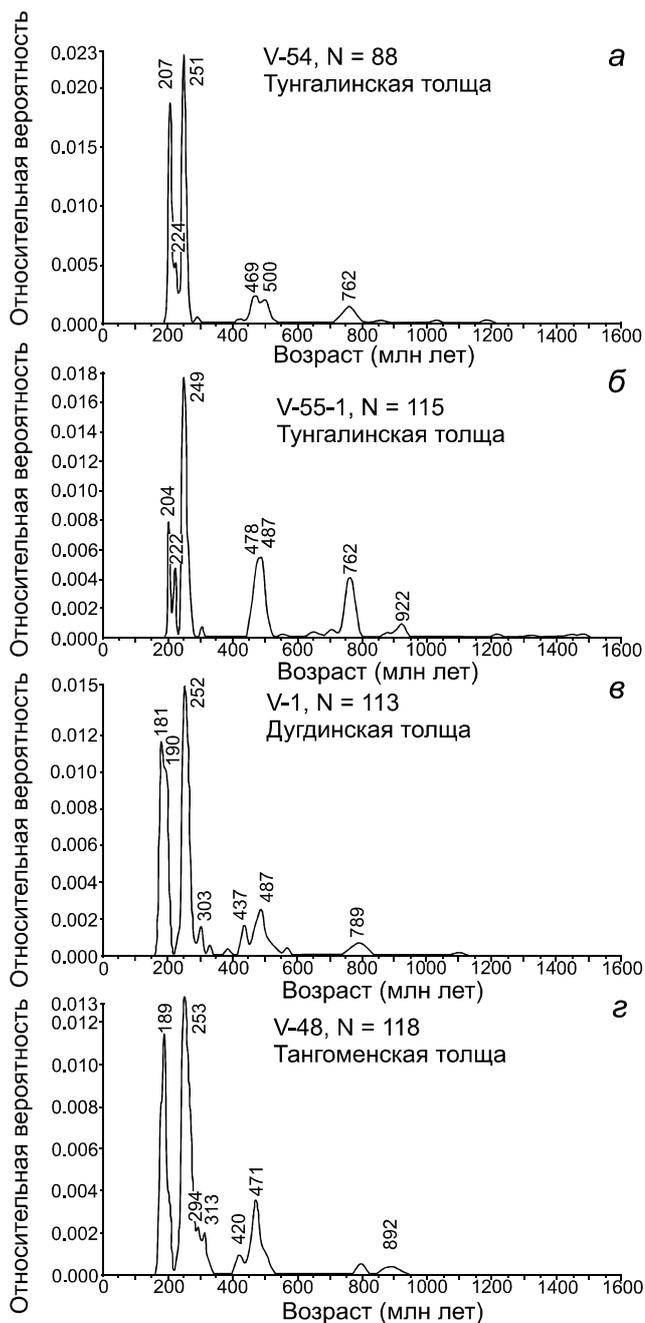


Рис. 4. Кривые относительной вероятности U-Th-Pb возрастов детритовых цирконов из метаосадочных пород восточной части Тукурингского террейна.

Песчаник тунгалинской толщи (обр. V-54) (а), метапесчаник тунгалинской толщи (обр. V-55-1) (б), метаалевролит дугдинской толщи (обр. V-1) (в), метапесчаник тангоменской толщи (обр. V-48) (г).

цирконов, для 118 получены конкордантные оценки возраста, находящиеся, преимущественно, в интервале 314–171 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 294, 253 и 189 млн лет (рис. 4, г). В значимом количестве также присутству-

ют раннепалеозойские (максимум 471 млн лет). Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 171 ± 2 млн лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ LU-Nf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов представлены на рисунке 5. Практически 55 зерен из 57 проанализированных из метаосадочных отложений восточной части Тукурингского террейна (тунгалинская, дугдинская и тангоменская толщи) имеют слабо отрицательные и положительные величины $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ от +10.1 до -5.0, а также значения модельных возрастов не древнее мезопротерозоя: $t_{\text{Hf(DM)}} = 1.41\text{--}0.46$ млрд лет, $t_{\text{Hf(C)}} = 1.55\text{--}0.49$. Исключения составляют зерно циркона V-48 Spot 76 с конкордантным возрастом ~ 258 млн лет из метапесчаника тангоменской толщи (обр. V-48) и зерно V-55-1 Spot 101 с конкордантным возрастом ~ 262 млн лет из металевролита тунгалинской толщи (обр. V-55-1). Для этих цирконов величины $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ составляют -34.8 и -34.7, соответственно, а также тождественные друг другу архейские модельные возрасты $t_{\text{Hf(C)}} = 2.82$ млрд лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ SM-ND ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Sm–Nd изотопно-геохимические исследования выполнены для шести образцов метаосадочных пород из пород тунгалинской, дугдинской и тангоменской толщ восточной части Тукурингского террейна. Они характеризуются слабо отрицательными величинами

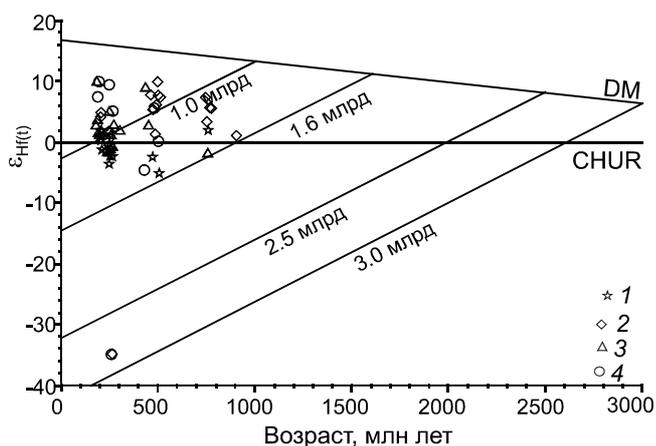


Рис. 5. Диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ – возраст (млн лет) для цирконов из метаосадочных пород восточной части Тукурингского террейна.

1–4 – фигуративные точки Lu–Hf изотопных составов цирконов из: 1 – метапесчаника (обр. V-54); 2 – метапесчаника (обр. V-55-1) тунгалинской толщи; 3 – металевролита (обр. V-1) дугдинской толщи; 4 – метапесчаника тангоменской толщи (обр. V-48). DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар.

$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ от -3.9 до -1.8 и мезопротерозойскими значениями Nd модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}} = 1.25\text{--}1.10$ млрд лет, $t_{\text{Nd(C)}} = 1.31\text{--}1.14$ (рис. 6, табл.).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ранее на основании геохронологических исследований детритовых цирконов [5] было показано, что осадочные толщи западной части Тукурингского террейна имеют не палеозойский, как отражено на современных геологических картах [18], а раннемезозойский возраст. Однако, учитывая значительный размер Тукурингского террейна, мы не могли с достаточной степенью обоснованности распространить эти выводы на стратифицированные образования всего террейна. Кроме того, существует информация [14, 22] о том, что, по крайней мере, в двух толщах западной части террейна обнаружена палеозойская фауна. Последнее обстоятельство ставило под сомнение результаты изотопных исследований.

Как следует из результатов геохронологических исследований детритовых цирконов восточной части Тукурингского террейна, выделяемые здесь тунгалинская, дугдинская и тангоменская толщи имеют также раннемезозойский возраст. В частности, принимая во внимание возраст наиболее молодой популяции цирконов, нижний рубеж осадконакопления

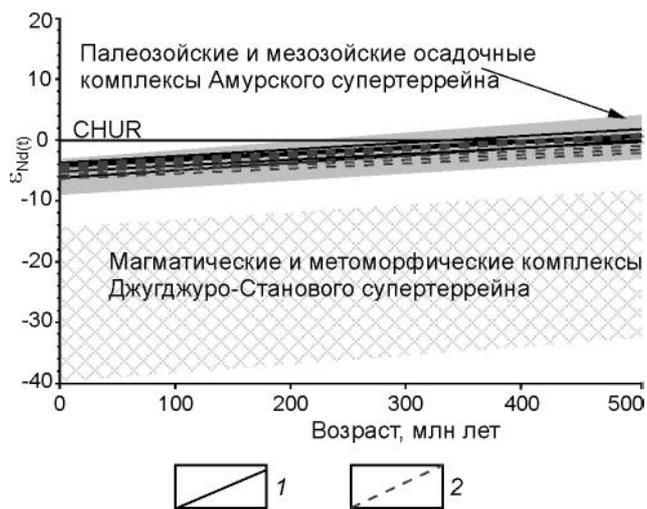


Рис. 6. Диаграмма ϵ_{Nd} – возраст для метатерригенных пород западной части Тукурингского террейна в сравнении с составами ключевых геологических комплексов Амурского супертеррейна.

1 – линии Nd-изотопного состава метатерригенных пород тунгалинской, дугдинской, тангоменской толщ восточной части Тукурингского террейна (использованы данные из таблицы); 2 – линии Nd-изотопного состава метатерригенных пород теплоключевской, гармаканской, алгаинской свит западной части Тукурингского террейна, по [5]. CHUR – неистощенный (хондритовый) мантийный резервуар [41].

Таблица. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадочных пород тунгалинской, дугдинской и тангоменской толщ восточной части Тукурингского террейна.

№ п/п	Номер образца	Свита	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (± 2σ изм.)	ε _{Nd(0)}	t _{Nd(DM)} , млн лет	t _{Nd(C)} , млн лет
1	V-48	Тангоменская	Метапесчаник	2.76	13.65	0.1223	0.512432 ± 3	-4.0	1198	1173
2	V-7	Тангоменская	Метапесчаник	4.44	22.55	0.1191	0.512413 ± 4	-4.4	1188	1197
3	V-1	Дугдинская	Метаалевролит	5.08	26.08	0.1179	0.512417 ± 2	-4.3	1167	1189
4	V-1-1	Дугдинская	Метаалевролит	3.70	19.39	0.1152	0.512439 ± 4	-3.9	1102	1148
5	V-4	Тунгалинская	Метаалевролит	3.89	19.85	0.1185	0.512366 ± 3	-5.3	1255	1272
6	V-54	Тунгалинская	Метапесчаник	2.61	14.25	0.1107	0.512327 ± 5	-6.1	1219	1319

Примечание. Величины ошибок (2σ) определения отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

составляет для тунгалинской толщи – 204 млн лет (поздний триас, рэт), для дугдинской толщи – 181 млн лет (ранняя юра, тоар) и для тангоменской толщи – 189 млн лет (ранняя юра, плинсбах). Таким образом, мы получили практически идентичные результаты для цирконов из метаосадочных толщ как западной, так и восточной частей Тукурингского террейна. Некоторое различие заключается в том, что для метаалевролита теплоключевской свиты (по [13]) или тунгалинской толщи (по [18]) в западной части террейна нижний рубеж осадконакопления составляет 254 млн лет (граница поздней перми и раннего триаса). Это значение несколько древнее таковых, полученных для восточной части террейна, но, в то же время, все они отвечают раннему мезозою.

В целом, результаты геохронологических исследований детритовых цирконов свидетельствуют о том, что метаосадочные толщи Тукурингского террейна имеют раннемезозойский возраст. Более того, на основе всей совокупности ранее [5–9] и ныне (данное исследование) полученных данных можно сделать вывод о том, что эти толщи являются самыми молодыми в структуре восточной части Монголо-Охотского пояса.

Однако, принимая такую интерпретацию, следует разобраться в явном противоречии между раннемезозойским возрастом детритовых цирконов и девонской фауной в метаосадках Тукурингского террейна [14, 18, 22]. Здесь важно отметить, что места находок фауны в пределах этого террейна сосредоточены исключительно вдоль Южно-Тукурингского разлома – глобальной структуры, разделяющей Монголо-Охотский пояс и Амурский супертеррейн (рис. 2). Непосредственно в зоне соприкосновения с восточной частью Тукурингского террейна находятся девонские терригенно-карбонатные породы Гагско-Сагаанского «прогиба»/террейна с обильной девонской фауной [12, 14, 18, 22]. В этой связи мы полагаем, что осадочные породы с девонской фауной, обнаруженные в зоне Южно-Тукурингского разлома, относятся не

к Тукурингскому террейну, а к Гагско-Сагаанскому «прогибу»/террейну в составе Амурского супертеррейна.

Переходя к реконструкции источников обломочного материала для метаосадочных толщ Тукурингского террейна, в первую очередь следует обратить внимание на формальное сходство между собой всех графиков плотностей относительной вероятности возрастов цирконов (рис. 4). Общими закономерностями для них являются: доминирование раннемезозойских цирконов, присутствие значимого количества раннепалеозойских и, как правило, неопротерозойских цирконов, а также практически полное отсутствие раннедокембрийских цирконов.

При более детальном рассмотрении с определенной долей условности указанные графики можно разделить на три подгруппы/подтипа. Графики первой подгруппы (обр. V-1, V-48 и P-57-3) иллюстрируют присутствие наиболее молодых цирконов с максимумами 190–181 млн лет, а также характеризуются максимумами 255–252 млн лет, 487–471 млн лет и 796–787 млн лет (рис. 7, а). Для графиков второй подгруппы (обр. V-54, V-55-1, P-52-4) свойственно несколько более древние значения максимумов возрастов для молодых цирконов – 207–204 млн лет. Значения других максимумов возрастов близки к таковым в первой подгруппе (рис. 7, б). Наконец, на графике относительной вероятности возрастов для образца P-61-7 молодые цирконы характеризуются значением возраста 254 млн лет, наряду с присутствием раннепалеозойских цирконов с максимумом 475 млн лет (рис. 7, в).

Из отмеченных закономерностей следует два вывода. Во-первых, сходство между собой всех графиков плотностей относительной вероятности возрастов цирконов из осадочных толщ Тукурингского террейна (как западной, так и восточной его частей) указывает на единство источников обломочного материала для этих толщ. Во-вторых, закономерности в

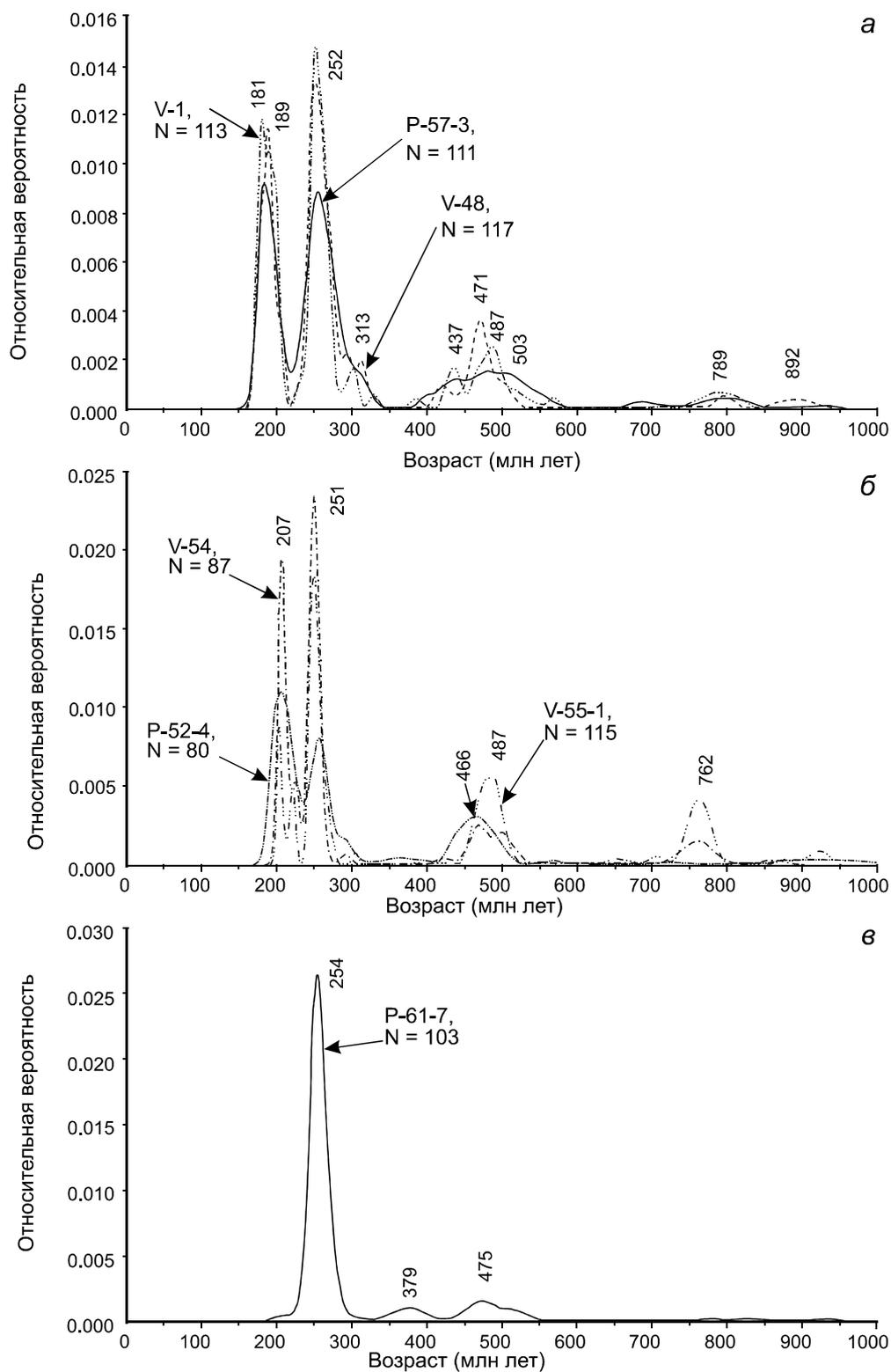


Рис. 7. Сравнительный анализ закономерностей распределения возрастов детритовых цирконов из осадочных пород западной и восточной частей Тукурингского террейна Монголо-Охотского пояса.

Метаалевролит дугдинской толщи (обр. V-1), метапесчаник тангомьенской толщи (обр. V-48), метаалевролит гармаканской свиты (обр. P-57-3) (а); метапесчаник (обр. V-54) тунгалинской толщи, метапесчаник (обр. V-55-1) тунгалинской толщи, метаалевролит алгаинской свиты (обр. P-52-4) (б); метаалевролит теплоключевской свиты (в). Для пород западной части Тукурингского террейна (обр. P-52-4, P-57-3 и P-61-7) использованы данные по [5].

омоложении обломочных цирконов (при отсутствии фауны) могут быть использованы при уточнении существующей или составлении новой стратиграфической схемы Тукурингского террейна.

Напомним, что ранее [5] на основе геохронологических исследований цирконов из метаосадочных толщ западной части Тукурингского террейна был сделан вывод о том, что снос терригенного материала в бассейн осадконакопления осуществлялся главным образом с континентальных массивов Амурского супертеррейна. На это указывали практически полное отсутствие раннедокембрийских цирконов, единственным источником которых в рассматриваемом регионе являются магматические и метаморфические комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона, а также мезопротерозойские Nd-модельные возрасты метаосадочных пород. Как показывают результаты данного исследования, закономерности распределения возрастов детритовых цирконов в метаосадочных толщах как западной, так и восточной частей Тукурингского террейна, а также особенности валового Sm-Nd состава метаосадочных пород тождественны между собой (рис. 4, 6, 7). В этой связи, мы считаем возможным распространить такую интерпретацию для источников обломочного материала на весь Тукурингский террейн.

Результаты исследований Lu-Hf изотопного состава детритовых цирконов являются подтверждением вышесказанного. Так, большинство цирконов характеризуются значениями модельных возрастов не древнее мезопротерозоя: $t_{\text{Hf(DM)}} = 1.41\text{--}0.46$ млрд лет, $t_{\text{Hf(C)}} = 1.55\text{--}0.49$ (рис. 5). Последнее свидетельствует о том, что они изначально формировались без участия раннедокембрийской континентальной коры (т.е. не в пределах кратона).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в ходе проведения данного исследования результаты позволяют сформулировать следующие выводы:

1) Осадочные толщи восточной части Тукурингского террейна имеют не палеозойский, как отражено на современных геологических картах [18], а раннемезозойский возраст. Они являются одними из наиболее молодых в восточной части Монголо-Охотского пояса.

2) Практически полное отсутствие раннедокембрийских цирконов, нео- и мезопротерозойские Hf-модельные возрасты палеозойских и мезозойских цирконов, а также мезопротерозойские Nd-модельные возрасты валового состава метаосадочных пород указывают на то, что снос терригенного материала в бассейн осадконакопления осуществлялся главным

образом с континентальных массивов Амурского супертеррейна, но не южного обрамления Северо-Азиатского кратона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят сотрудников Института геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) В.П. Ковача, а также персонал Центра LaserChron Университета штата Аризона (США) за проведение аналитических исследований.

Геологические исследования выполнены в соответствии с планом НИР ИГиП ДВО РАН (тема АААА-А16-116051810110-7), Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопные исследования при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-05-00206).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий / Под ред. Л.И. Красного, Пэн Юньбяо. 1:2 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
3. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
4. Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
5. 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. Геол. корреляция. 2018. Т. 26, № 2. С. 35–55.
6. 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 // Докл. АН. 2019. Т. 484, № 4. С. 455–459.
7. Заика В.А., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Возраст и источники метаосадочных пород Токурского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb геохронологических и Lu-Hf изотопных исследований // Докл. АН. 2019. Т. 486, № 4. С. 42–46
8. 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 детритовых цирконов // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 1. С. 24–36.
9. Заика В.А., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Возраст и источники осадочных пород Ланского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf изотоп-

- ных исследований // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 3. С. 3–15.
10. Зубков В.Ф., Вольский А.С. Геологическая карта региона БАМ. 1:500 000. N-52-B / Под ред. В.Ф. Зубкова. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
 11. Зубков В.Ф., Турбин М.Т. Геологическая карта региона БАМ. 1:500 000. N-52-G / Под ред. М.Г. Золотова. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
 12. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джэгдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
 13. Мамонтов Ю.А. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Амуро-Зейская. N-52-XX / Под ред. Л.И. Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1968.
 14. Ольков В.В. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXIII. М.: Мингео, 1972. 86 с.
 15. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
 16. 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., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 17. Петрук Н.Н., Шилова М. Н., Козлов С.А., Новченко С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N-51. Сковородино (M-51). Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
 18. Сержеников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N-52 (Зей). Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
 19. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 31–36.
 20. 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. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 3. С. 3–21.
 21. 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 // Докл АН. 2015. Т. 462, № 5. С. 590–594.
 22. Турбин М.Т. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. 1:200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXII. Л.: Ленинград. картфабрика, 1973. 50 с.
 23. Amelin Y., Davis W.J. Geochemical test for branching decay of ^{176}Lu // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. P. 465–473.
 24. 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.
 25. Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 273, N 1–2. P. 48–57.
 26. Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quad A. The Mongol–Okhotsk Belt in Mongolia – An appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // *Tectonophysics*. 2011. V. 510. P. 132–150.
 27. Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry // *Geochem., Geophys., Geosystems*. 2008. V. 9, N 3. P. 1–13.
 28. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
 29. 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.
 30. Jakobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
 31. Kelty, T.K., Yin, A., Dash, B., George E. Gehrels f, Angela E. Ribeiro. Detrital-zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay–Hentey basin, north-central Mongolia: implications for the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean in central Asia // *Tectonophysics*. 2008. V. 451. P. 290–311.
 32. 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. Alfred Kröner. Germany. Stuttgart: Borntraeger Sci. Publ., 2015. P. 211–234.
 33. Ludwig K.R. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. N 4. 77 p.
 34. Mattinson J.M. Analysis of the relative decay constants of ^{235}U and ^{238}U by multi-step CA-TIMS measurements of closed-system natural zircon samples // *Chem. Geol.* 2010. V. 275. P. 186–198.
 35. Natal’ in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *The Island Arc*. 1993. V. 2. P. 15–34.
 36. Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Eremin R.A., Ratkin V.V., Dawson K.M., Shpikerman V.I., Goryachev N.A., Byalobzhesky S.G., Frolov Y.F., Khanchuk A.I., Koch R.D., Monger J.W.H., Pozdeev A.I., Rozenblum I.S., Rodionov S.M., Parfenov L.M., Scotese C.R., Sidorov A.A. Metallogensis and tectonics of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1697. Reston, Virginia. 2005. 399 p.
 37. 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 I.1. Ga Midcontinent Rift System // *J. Geophys.* 1993. V. 98, N 8. P. 13997–14013.
 38. Scherer, E., Münker, C., Mezger, K. Calibration of the Lutetium–Hafnium Clock. // *Sci.* 2001. 293 (5530). P. 683–687.
 39. 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.
40. 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.
41. Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., De Paolo D.J. et al. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. P. 2311–2323.

*Рекомендована к печати Л.И. Попеко
после доработки 16.11.2020 г.
принята к печати 22.01.2021 г.*

V.A. Zaika, A.A. Sorokin

Age and sources of protoliths of metasedimentary rocks in the Eastern Tukuringra Terrane of the Mongol-Okhotsk Fold Belt: Results of U-Th-Pb, Lu-Hf, and Sm-Nd isotope studies

The article presents detrital zircon U-Th-Pb and Lu-Hf isotope data for metasedimentary rocks from the eastern Tukuringra Terrane, as well as whole-rock Sm-Nd isotope data. Our analyses show that the zircons in metasedimentary rocks are mostly early Mesozoic in age. Early Paleozoic and Neoproterozoic zircons are also common, whereas early Precambrian zircons are virtually absent. The age of the youngest zircon population places a lower age limit on the age of the Tungaljin Formation at 204 Ma (Late Triassic, Rhaetian), the Dugda Formation at 181 Ma (Early Jurassic, Toarcian), and the Tangomen Formation at 189 Ma (Early Jurassic, Pliensbachian). Essentially all Mesozoic, Paleozoic and Neoproterozoic zircons are characterized by Neo- and Mesoproterozoic Hf-model ages ($t_{\text{Hf(DM)}} = 1.41\text{--}0.46$ Ga, $t_{\text{Hf(C)}} = 1.55\text{--}0.49$) and Mesoproterozoic Nd-model ages ($t_{\text{Nd(DM)}} = 1.25\text{--}1.10$ Ga, $t_{\text{Nd(C)}} = 1.31\text{--}1.14$). Our results suggest that sediments for deposition were sourced mainly from the continental Amuria Superterrane, but not from the southern margin of the North Asian Craton.

Key words: U-Th-Pb and Lu-Hf isotope studies, detrital zircons, provenance, Mongol–Okhotsk Fold Belt.