

**НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА СТРАТИГРАФИЮ СЕЛЕМДЖИНСКОГО И ТОКУРСКОГО
ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd
ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

В.А. Заика, А.Ю. Кадашникова, 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 17 января 2021 г.

Представленные результаты U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd изотопных исследований метаосадочных пород Селемджинского и Токурского террейнов Монголо-Охотского пояса находятся в полном противоречии с существующими представлениями о стратиграфии рассматриваемого региона и свидетельствуют о необходимости пересмотра традиционных принципов картирования в пределах пояса. В границах указанных террейнов присутствует два типа отложений, кардинально различающихся Sm-Nd изотопными параметрами валового состава пород и Lu-Hf изотопным составом обломочных цирконов. Отложения различных типов участвуют в формировании двух противостоящих друг другу аккреционных систем: перед окраиной Сибирского кратона (отложения I типа) и Амурского супертеррейна (отложения II типа). Среди отложений I типа выделяются дискретные группы, различающиеся нижней границей возраста: 553–498 млн лет, поздний эдиакарий–кембрий; ~373 млн лет, поздний девон; 333–327 млн лет, поздний миссиссипий; ~304 млн лет, пеннсилваний. С севера на юг отмечается отчетливая смена отложений тектоно-стратиграфических единиц в направлении от более древних к более молодым. Такое же омоложение наблюдается от верхних пластин к нижним. Таким образом, наблюдается структура, типичная для террейнов аккреционного клина с тыловой частью на севере и фронтальной на юге. Тектоно-стратиграфические единицы, сформированные отложениями I типа и ранее рассматривавшиеся в составе Селемджинского и Токурского террейнов, по-видимому, являются составными частями Галамского террейна аккреционного клина.

Ключевые слова: U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd, стратиграфия, Токурский терреин, Селемджинский терреин, Монголо-Охотский складчатый пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из значимых структурных элементов восточной Азии. Он протягивается в виде узкой (до 300 км) полосы на 3000 км от Удской губы Охотского моря до Центральной Монголии (рис. 1). В современном структурном плане пояс представляет собой сложный коллаж вытянутых вдоль его простирания тектонических блоков, которые рассматриваются в качестве структурно-формационных зон [12, 16, 19] или террейнов [5, 6, 17, 36, 37 и др.]. В настоящее время Монголо-Охотский складчатый пояс принято рассматривать в качестве реликта одноименного палеоокеана, закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна [6, 13, 17 и др.].

Несмотря на то, что история формирования Монголо-Охотского пояса более полувека находится в фокусе внимания ученых, многие кардинальные вопросы его эволюции не решены [5, 17, 18, 33 и др.]. При этом наиболее дискуссионными являются вопросы о возрасте и взаимоотношениях геологических комплексов, участвующих в строении пояса, а также времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов.

Для решения этих проблем весьма эффективным инструментом являются комплексные U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd изотопные исследования осадочных отложений, участвующих в строении пояса. Так, недавно было установлено, что в осадочных комплексах Монголо-Охотского пояса обломочные цирконы моложе 171 млн лет полностью отсутствуют [8, 9, 40, 47], но,

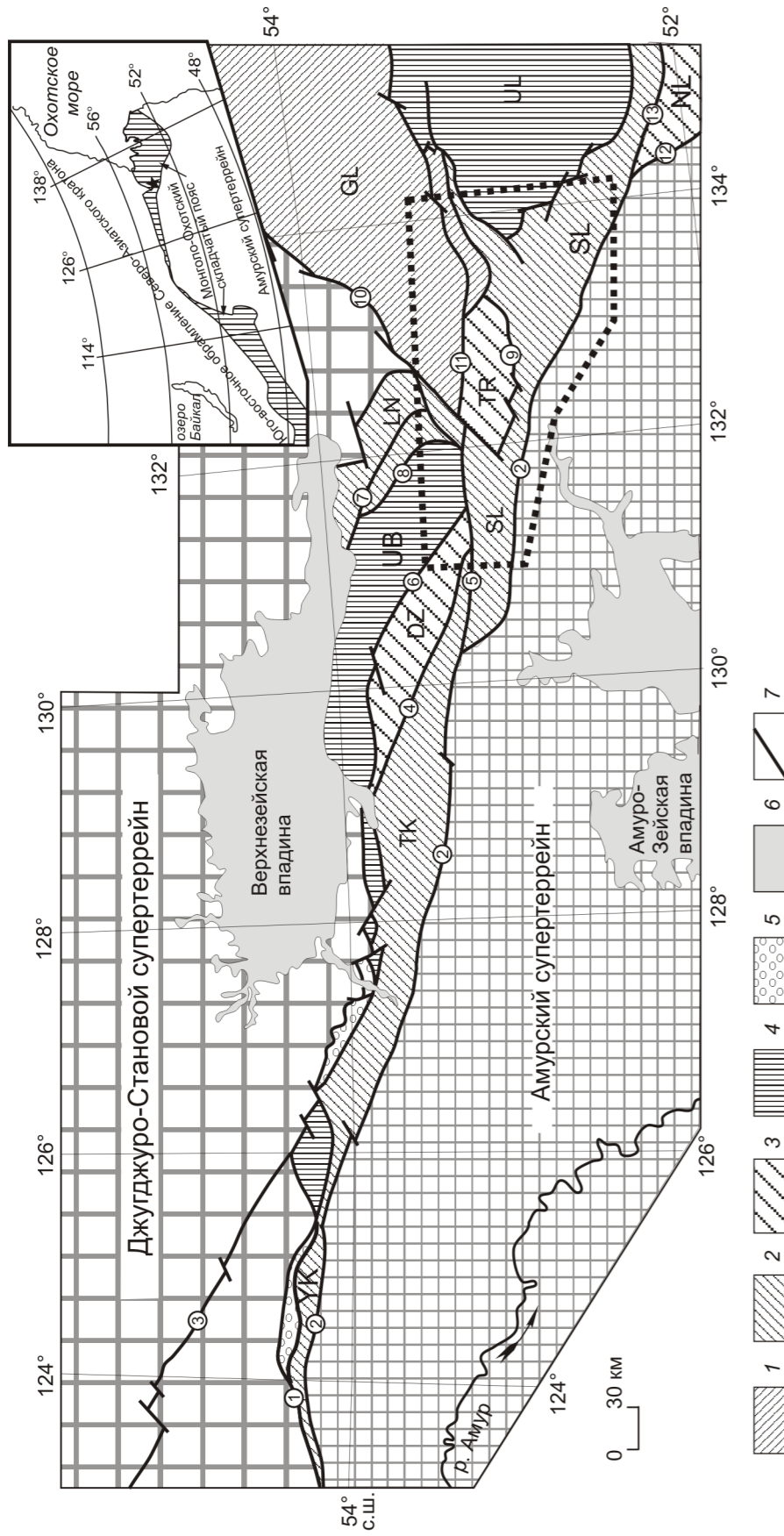


Рис. 1. Схема террейнового районирования восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, по [21].

1 – террейны, сложенные условно нижне- и среднепалеозойскими метасадочными и метавулканическими комплексами; 2 – террейны, сложенные условно средне- и верхнепалеозойскими метасадочными и метавулканическими комплексами; 3 – террейны, сложенные условно верхнепалеозойскими метасадочными и метавулканическими комплексами; 4 – террейны, сложенные условно нижнемезозойскими турбидитовыми комплексами; 5 – верхнеюрско-нижнемеловые конгломераты, гравелиты, песчаники; 6 – кайнозойские рыхлые отложения; 7 – разломы. Буквами обозначены террейны: GL – Галамский, DZ – Джагдинский, NL – Ниланский, LN – Ланский, SL – Селемджинский, TK – Тукурингрский, UB – Унья-Бомский, UK – Янканский. Цифрами в кружках обозначены разломы, по [12, 19]: 1 – Северо-Тукурингрский, 2 – Южно-Тукурингрский, 3 – Джелтулакский, 4 – Туксинский, 5 – Норский, 6 – Чампулинский, 7 – Ланский, 8 – Отженонский, 9 – Тугурский, 10 – Улиганский, 11 – Маринский, 12 – Верхне-Ниланский, 13 – Ниланский. Многоугольником на схеме и звездочкой на врезке показан район исследования.

одновременно с этим, такие цирконы присутствуют в породах юрских орогенных впадин по обе стороны от Монголо-Охотского пояса [10, 20]. Это обстоятельство, а также результаты недавних палеомагнитных исследований [46] указывают на то, что осадконакопление в Монголо-Охотском бассейне прекратилось на рубеже ранней и средней юры в результате его закрытия и формирования на его месте орогенного сооружения. К аналогичному выводу привели результаты Sm-Nd исследований пород Иркутского осадочного бассейна [26].

Кроме того, результаты исследований детритовых цирконов из палеозойских осадочных комплексов Адацагского (Adaatsag), Досчгол (Doschgol), Хангай-Хентей (Hangai-Hentei), Эреендава (Ereendava) террейнов западной части [25, 29, 31, 39], а также Янканского, Тукурингрского, Унья-Бомского, Джагдинского, Ланского и Селемджинского террейнов восточной части [9, 40, 47] Монголо-Охотского пояса указывают на существование в палеозое и раннем мезозое разнонаправленных зон субдукций.

Одновременно с этим, результаты U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd изотопных исследований осадочных отложений Монголо-Охотского пояса несут в себе информацию, крайне важную для корреляции стратиграфических подразделений (свит, толщ), участвующих в строении пояса. Более того, учитывая весьма редкие и скудные находки ископаемой фауны и флоры в этих породах, интенсивную деформацию пород в совокупности с плохой обнаженностью, изотопные данные приобретают статус не только необходимых, но и первостепенных при стратиграфических исследованиях. Так в недавно опубликованной работе [47] мы показали, что в строении Селемджинского и Токурского террейнов восточной части Монголо-Охотского пояса присутствуют породы, имеющие принципиально разные источники обломочного материала. Этот факт мы использовали для реконструкции фрагментов аккреционных комплексов и установления направления зон субдукции. Однако многие аспекты, важные для собственно стратиграфии этих террейнов, в указанной публикации нами не рассматривались.

В настоящей статье мы ставим задачу показать значимость и действенность U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd изотопных исследований осадочных отложений для критического анализа существующих представлений о стратиграфии Селемджинского и Токурского террейнов, а так же выработки критериев возрастной корреляции этих отложений. При этом фактический материал, использованный в нашей предыдущей статье [47], дополнен существенным объемом новых изотопных данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящее время существует множество геодинамических моделей формирования Монголо-Охотского пояса, основывающихся на различных тектонических концепциях. Соответственно опубликовано значительное количество схем его структурного районирования [5, 6, 16, 17, 36, 37 и др.]. Применительно к восточной части Монголо-Охотского пояса мы использовали схему (рис. 1), опубликованную в [21] и близкую к вариантам, предложенным в [5, 17, 37], но отличающуюся большей детальностью.

Прежде чем перейти к описанию стратиграфии рассматриваемой части Монголо-Охотского пояса, необходимо отметить следующее. Начиная с 60-х годов прошлого века и по настоящее время в строении Селемджинского и Токурского террейнов (структурных зон) выделяются практически одни и те же стратиграфические подразделения. В частности, для Селемджинского террейна предполагается следующая последовательность (снизу-вверх): афанасьевская свита → тальминская свита → златоустовская свита → сагурская свита; для второго: токурская свита → экимчанская свита → боконтинская свита [1–4, 7, 12, 14, 15, 19, 22].

В последние годы стало известно об единичном обнаружении в алевролитах златоустовской свиты (см. ниже) спорово-пыльцевого комплекса, характерного для визейского–московского веков карбона [2, 12]. Однако это не может решить все существующие проблемы стратиграфии рассматриваемого региона. Кроме того, геологическое картирование здесь весьма затруднено как интенсивными дислокациями, так и отсутствием четких критериев разделения свит/толщ. Все это в совокупности приводило к тому, что очередная генерация геологических карт существенно отличалась от предыдущей не только возрастными стратиграфическими подразделениями, но и контурами этих подразделений.

Селемджинский террейн (рис. 1, 2) с юга по Южно-Тукурингрскому разлому граничит с северной окраиной Буреинского массива, который по существующим представлениям [13, 17, 18, 33] входит в состав Амурского супертеррейна. С севера Селемджинский террейн по сложной системе разломов граничит с Тукурингрским, Джагдинским, Унья-Бомским и Токурским террейнами; на востоке – с Ульбанским и Кербинским террейнами.

В строении Селемджинского террейна принимают участие неравномерно метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации вулканогенные и осадочные формации. В настоящее время выделяет-

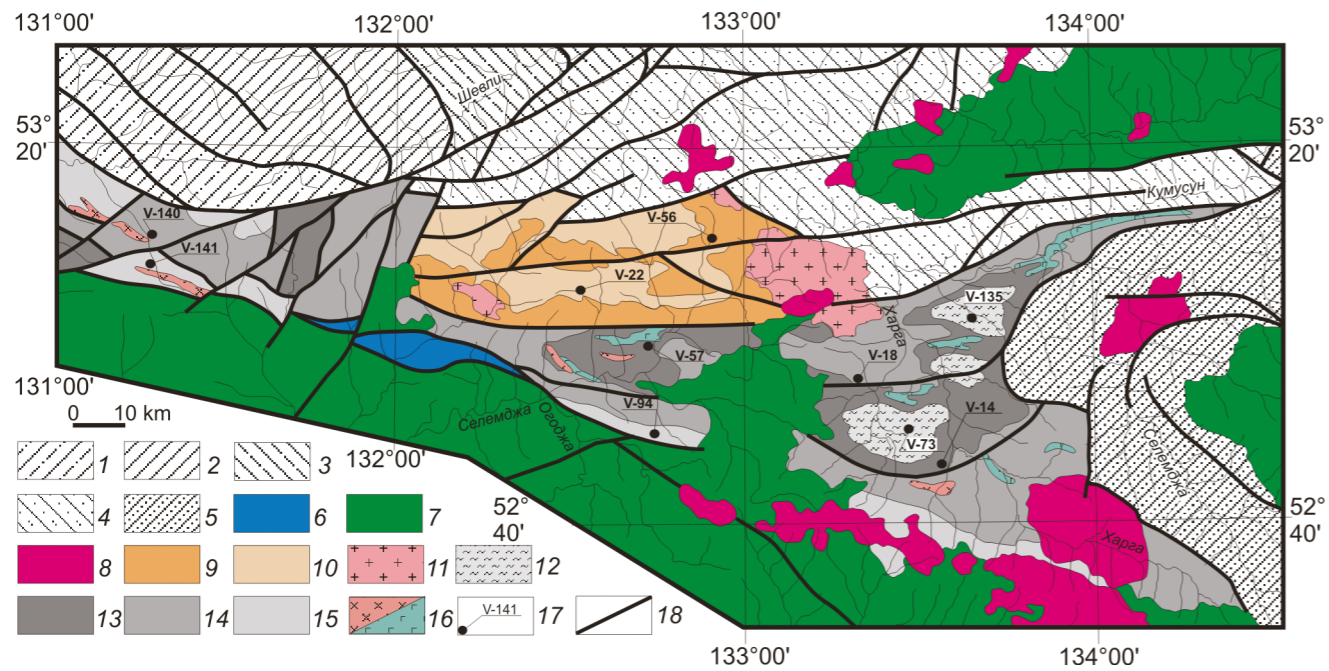


Рис. 2. Геологическая схема Токурского и Селемджинского террейнов Монголо-Охотского пояса, по [12, 19], с упрощениями авторов.

1–5 – структуры, граничащие с Токурским и Селемджинским террейнами: 1 – палеозойские (?) комплексы Джагдинского террейна; 2 – раннемезозойские комплексы Унья-Бомского террейна; 3 – палеозойские и раннемезозойские комплексы Ланского террейна; 4 – палеозойские комплексы Галамского террейна; 5 – раннемезозойские комплексы Ульбанского террейна; 6 – юрские терригенные отложения; 7–8 – наложенные и секущие позднемеозойские магматические комплексы; 7 – раннемеловые вулканические и субвулканические комплексы; 8 – ранне- и позднемеловые интрузивные комплексы; 9–11 – палеозойские образования Токурского террейна: 9 – верхнепермская (?) токурская свита; 10 – верхнепермские (?) экимчанская и боконтинская свиты нерасчлененные; 11 – позднепалеозойский гранитоидный ингаглинский комплекс; 12–16 – палеозойские образования Селемджинского террейна: 12 – нижнекаменноугольная (?) афанасьевская свита; 13 – нижнекаменноугольная (?) талыминская свита; 14 – верхнекаменноугольная златоустовская свита; 15 – верхнекаменноугольная (?) сагурская свита; 16 – позднепалеозойский габбро-плагиогранитный златоустовский комплекс; 17 – места отбора образцов для U-Pb геохронологических, Lu-Hf изотопных исследований; 18 – главные разломы.

ся следующая последовательность стратифицированных образований [1–3, 12]. Нижнекаменноугольная (?) [12] или нижнепалеозойская (?) [1] афанасьевская свита мощностью более 1200 м. Она сложена мусковит-кварц-альбитовыми, биотит-мусковит-кварц-альбитовыми, альбит-хлорит-эпидот-амфиболовыми сланцами. Эта свита в большей степени метаморфизована, чем остальные. Она согласно (?) перекрывается условно нижнекаменноугольной (?) талыминской свитой мощностью 1600 м, сложенной метапесчаниками, метаалевролитами, глинистыми сланцами, зелеными сланцами, кварцитами, мраморизованными известняками. Выше лежащая верхнекаменноугольная златоустовская свита мощностью 2100 м сложена глинистыми сланцами, метапесчаниками и метаалевролитами, зелеными сланцами, метабазальтами, микрокварцитами, мраморизованными известняками. Преставления о позднекаменноугольном возрасте златоустовской свиты основываются на обнаружении в алевролитах споро-пыльцевого комплекса визейско-московского веков [1, 12]. Верхнекаменноугольная

(?) сагурская свита мощностью более 1200 м согласно налегает на златоустовскую свиту и сложена филлитизированными глинистыми сланцами, метапесчаниками, кварц-серицитовыми и эпидот-актинолит-альбитовыми сланцами.

В пределах Селемджинского террейна достаточно широким распространением пользуются интрузии позднекаменноугольного (?) габбро-плагиогранитного златоустовского комплекса. В этом комплексе преобладают катаклазированные габбро, плагиограниты, тоналиты [1–3, 12], которые образуют тела мощностью от первых метров до 1.5 км, протяженностью до 10 км. Породы златоустовского комплекса интрузируют отложения талыминской и златоустовской свит, совместно с ними дислоцированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации [1–3, 12].

Для гранитоидов златоустовского комплекса в геологической литературе приводятся геохронологические (U-Pb метод по цирконам) данные 271 ± 5 млн лет [1–3], 269 ± 2 млн лет [21]. Кроме того, недавно были также получены оценки возраста (U-Pb метод

по цирконам) 393 ± 7 , 257 ± 4 , 252 ± 3 и 250 ± 4 млн лет [41], ясно свидетельствующие о том, что в составе комплекса в настоящее время ошибочно объединяются разновозрастные породы.

Токурский террейн (рис. 1, 2) с севера по зоне Мариинского разлома отделен от Галамского террейна, а на юге по Тугурскому разлому граничит с Селемджинским террейном.

В строении Токурского террейна выделяются [2, 7, 12] следующие стратиграфические подразделения (снизу-вверх). Верхнепермская (?) токурская свита мощностью 1800 м представлена метапесчаниками, глинистыми сланцами, метаалевролитами, часто переслаивающимися, реже зелеными сланцами, седиментационными брекчиями. Верхнепермская (?) экимчанская свита мощностью 800 м согласно перекрывает токурскую свиту. Она сложена глинистыми сланцами, метаалевролитами и пачками их тонкого ритмичного переслаивания [2, 12]. Выше лежащая верхнепермская (?) боконтинская свита мощностью 2150 м представлена метапесчаниками, метаалевролитами, глинистыми сланцами, пачками их тонкого ритмичного переслаивания, седиментационными брекчиями, конгломератами. Ввиду близости составов экимчанская и боконтинская свиты на геологических картах последнего поколения [12] объединены.

Осадочные породы, слагающие Токурский террейн, интенсивно смяты в складки, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Токурская свита прорвана гранодиоритами, гранитами, лейкогранитами ингаглинского комплекса, для которых получен возраст (U-Pb метод по цирконам) 254 ± 4 , 251 ± 3 млн лет [1–3, 12], 253 ± 2 , 253 ± 3 млн лет [41].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И ОСОБЕННОСТИ ОТБОРА ОБРАЗЦОВ

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$, разлагались в тefлоновых бюксах в смеси $\text{HCl}+\text{HF}+\text{HNO}_3$ при температуре 110°C . Полнота разложения проверялась под бинокляром. Редкоземельные элементы были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd были 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 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в Nd стандарте JNdi-1 [43]. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, 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 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd}(DM)}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [30] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по [28] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах рассчитаны двустадийные Nd модельные возрасты $t_{\text{Nd}(C)}$ [32], используя среднекоровое отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [44].

Выделение детритовых цирконов выполнено в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) с помощью тяжелых жидкостей. U-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов проведены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) на ICP масс-спектрометре Thermo Element 2, с системой лазерной абляции Photon Machines Analyte G2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина – 15 мкм. Калибровка проводилась по стандарту FC (Duluth complex, 1099.3 ± 0.3 млн лет [38]). В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовались цирконы SL (Sri Lanka) и R33 (Braintree complex) [23]. 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 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта R33 составили 417 ± 7 и 415 ± 8 млн лет, соответствующие рекомендованным [23, 35]. 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). Поправки на обычный Pb вводились по ^{204}Pb , скорректированному на ^{204}Hg , в соответствии с модельными величинами [42]. Использованы следующие константы распада U и отношения: $^{238}\text{U} = 9.8485 \cdot 10^{-10}$, $^{235}\text{U} = 1.55125 \cdot 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте Геохронологического Центра Аризонского Университета (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot v. 4.15 [34], которые и использовались для построения кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов.

Таблица 1. Принадлежность изученных образцов к стратиграфическим единицам на картах разного поколения.

№ обр.	Порода	Поколение геологических карт				Примечание
		Масштаб 1:200 000	Масштаб 1:200 000	Масштаб 1:500 000	Масштаб 1:1 000 000	
		[7, 14, 22]	[1–3]	[4, 15]	[12, 19]	
V-22	Метаалевролит	Экимчанская	Экимчанская	Экимчанская	Экимчанская и боконтинская объединенные	[47]
V-56	Метапесчаник	Экимчанская	Боконтинская	Токурская	Токурская	[47]
V-94	Метаалевролит	Токурская	Сагурская	Златоустовская	Сагурская	[47]
V-141	Метаалевролит	Златоустовская	Сагурская	Златоустовская	Сагурская	Данное исследование
V-140	Метаалевролит	Златоустовская	Златоустовская	Златоустовская	Златоустовская	Данное исследование
V-14	Метаалевролит	Талыминская	Талыминская	Талыминская	Талыминская	[47]
V-18	Метаалевролит	Талыминская	Златоустовская	Златоустовская	Златоустовская	[47]
V-57	Метаалевролит	Сагурская	Сагурская	Златоустовская	Талыминская	[47]
V-73	Двусланцевой сланец	Афанасьевская	Афанасьевская	Афанасьевская	Афанасьевская	[47]
V-135	Двусланцевой сланец	Афанасьевская	Афанасьевская	Афанасьевская	Афанасьевская	Данное исследование

Lu-Hf изотопные исследования цирконов выполнены в той же лаборатории с использованием многоколлекторного ICP масс-спектрометра Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. Детали аналитической методики изложены на сайте Геохронологического Центра Аризонского Университета (www.laserchron.org). Для расчета величин $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ использованы хондритовые отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282785) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.0332) по [24], а также U-Pb возрасты, полученные для индивидуальных зерен. Коровые Hf модельные возрасты $t_{\text{Hf}(C)}$ рассчитаны, принимая среднее отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в континентальной коре, равное 0.0093 [45].

Отбор образцов производился с целью охарактеризовать результатами изотопных исследований все выделяемые стратиграфические подразделения. Однако это осложнено тем, что контуры стратон на картах разного поколения существенно различаются, о чем было сказано выше. В качестве основы в данном исследовании мы использовали (рис. 2) карты последнего поколения [12, 19]. В то же время, для справки в таблице 1 мы показали принадлежность свитам изученных образцов на всех генерациях карт, в том числе образцов, проанализированных ранее [47] и используемых в дискуссионном разделе настоящей статьи.

Непосредственно в рамках данного исследования мы выполнили Sm-Nd изотопные исследования слабометаморфизованных осадочных пород 4 образцов в дополнение к 14 ранее проанализированным образцам [47], а также U-Pb и Lu-Hf изотопные ис-

следования детритовых цирконов в 3 образцах в дополнение к 7 ранее проанализированным образцам [47]. Краткое описание образцов, использованных для геохронологических исследований в данной работе, приведено в таблице 2, а места их отбора показаны на рисунке 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты U-Pb изотопных исследований приведены на рисунках 3 и в Supplementary_1.

Образец V-135: биотит-мусковит-кварц-альбитовый сланец афанасьевской свиты. Из этого образца было проанализировано 130 цирконов, из которых для 115 получены конкордантные оценки возраста (рис. 3, а). Преобладающая часть цирконов имеет палеопротерозойский возраст со значениями пиков на графике относительной вероятности возрастов ~ 2.02 и ~ 1.90 млрд лет. Также в значительном количестве присутствуют палеозойские (со значениями пиков ~ 510 , ~ 492 , ~ 384 и ~ 339 млн лет), неопротерозойские (со значениями пиков ~ 897 и ~ 594 млн лет) и архейские (пик ~ 2.55 млрд лет) цирконы. Конкордантный возраст наиболее молодой популяции составляет 333 ± 3 млн лет.

Образец V-140: метаалевролит златоустовской свиты. Из данного образца были проанализированы 121 циркон, из которых для 104 получены конкордантные оценки возраста (рис. 3, д). Преобладающая часть цирконов имеет неопротерозойский возраст со значениями пиков на графике относительной вероятности

Таблица 2. Краткое описание и места отбора образцов.

№ обр.	Координаты	Свита	Литологическое описание
V-135	E, 133°30'26.8" N, 53°50'04.1"	Афанасьевская свита	Серые биотит-мусковит-альбитовые сланцы с порфиобластовой структурой; обломочный материал 2–5 мм угловатой и полугловатой формы: кварц (25–30 %), альбит (35–40 %), биотит (10–15 %), мусковит (3–7 %).
V-140	E, 131°13'32.5" N, 53°09'44.4"	Златоустовская свита	Темно-серые алевролиты с псаммитовой м/з структурой; обломочный материал 0.01–0.03 мм угловатой и полуокатанной формы: кварц (25–30 %), плагиоклаз (25–30 %), обломки пород (15–20 %), серицит (5–7 %).
V-141	E, 131°14'13.1" N, 53°08'10.2"	Сагурская свита	Серые алевролиты с псаммитовой м/з структурой; обломочный материал 0.02–0.05 мм угловатой и полуокатанной формы: кварц (25–30 %), обломки пород (15–20 %), плагиоклаз (25–30 %), серицит (3–5 %).

возрастов ~ 886 , ~ 804 , ~ 618 и ~ 577 млн лет. Также в значительном количестве присутствуют палеопротерозойские цирконы со значениями пиков ~ 1.97 , ~ 1.92 , ~ 1.74 и ~ 1.64 млрд лет. Палеозойские представлены в резко подчиненном количестве (пики ~ 522 и ~ 501 млн лет). Конкордантный возраст наиболее молодой популяции составляет 501 ± 5 млн лет.

Образец V-141: метаалевролит сагурской свиты. Из данного образца было проанализировано 123 циркона, из которых для 110 получены конкордантные оценки возраста (рис. 3, ж). Преобладающая часть цирконов имеет неопротерозойский возраст со значениями пиков на графике относительной вероятности возрастов ~ 883 , ~ 805 и ~ 575 млн лет. Также в значительном количестве присутствуют палеопротерозойские цирконы со значениями пиков ~ 1.99 , ~ 1.88 и ~ 1.71 млрд лет. Палеозойские представлены в подчиненном количестве (пик ~ 513 млн лет). Конкордантный возраст наиболее молодой популяции составляет 498 ± 4 млн лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ LU-Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты Lu-Hf изотопных исследований приведены на рисунках 4 и в Supplementary_2. Как следует из полученных результатов, палеопротерозойские цирконы во всех исследованных образцах характеризуются отрицательными и слабо положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -7.5 до $+4.9$ и величинами двустадийных возрастов $t_{\text{Hf}(C)} > 1.92$ млрд лет. Неопротерозойские и кембрийские цирконы в этих образцах, напротив, имеют слабо отрицательные и положительные значения $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -5.1 до $+13.0$ и величинами двустадийных возрастов $t_{\text{Hf}(C)} < 1.64$ млрд лет (рис. 4). Большинство девонских и каменноугольных цирконов характеризуются глубоко отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -20.0 до -11.6 и величинами двустадийных возрастов $t_{\text{Hf}(C)} > 1.73$ млрд лет. Лишь одно

зерно в образце V-135 с возрастом 381 млн лет имеет положительное значение $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ 5.2 и величину двустадийного возраста $t_{\text{Hf}(C)} = 0.90$ млрд лет (рис. 4, а).

РЕЗУЛЬТАТЫ SM-ND ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты Sm-Nd изотопных исследований валового состава осадочных пород приведены в таблице 3. Полученные данные свидетельствуют о том, что все исследованные образцы характеризуются глубоко отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ в интервале от -11.9 до -6.6 и палеопротерозойскими величинами двустадийных модельных возрастов $t_{\text{Nd}(C)} > 1.70$ млрд лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

С учетом полученных новых данных для цирконов из трех образцов (V-135, V-140 и V-141) и семи ранее проанализированных образцов (V-14, V-18, V-22, V-56, V-57, V-73, V-94 [47]) мы имеем результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований по двум образцам из афанасьевской, талыминской, златоустовской и сагурской свит и по одному образцу из токурской и экимчанской+боконтинской (объединенной) свит. Результаты датирования детритовых цирконов, приведенные на рисунке 3, а–з, указывают на кардинальные различия в графиках вероятностей возрастов цирконов в парах образцов, отобранных из одних и тех же (афанасьевской, талыминской, златоустовской и сагурской) свит. Это обстоятельство свидетельствует о том, что в составе этих свит присутствуют разновозрастные породы. Столь же резкие различия наблюдаются и в Lu-Hf изотопных характеристиках цирконов в парах образцов из одних и тех же свит (рис. 4, а–з). С другой стороны, графики вероятностей возрастов и Lu-Hf изотопный состав цирконов из образцов токурской и экимчанской+боконтинской свит практически идентичны друг другу (рис. 3, и, к; 4, и, к). Учитывая эту путаницу, в дальнейшем обсу-

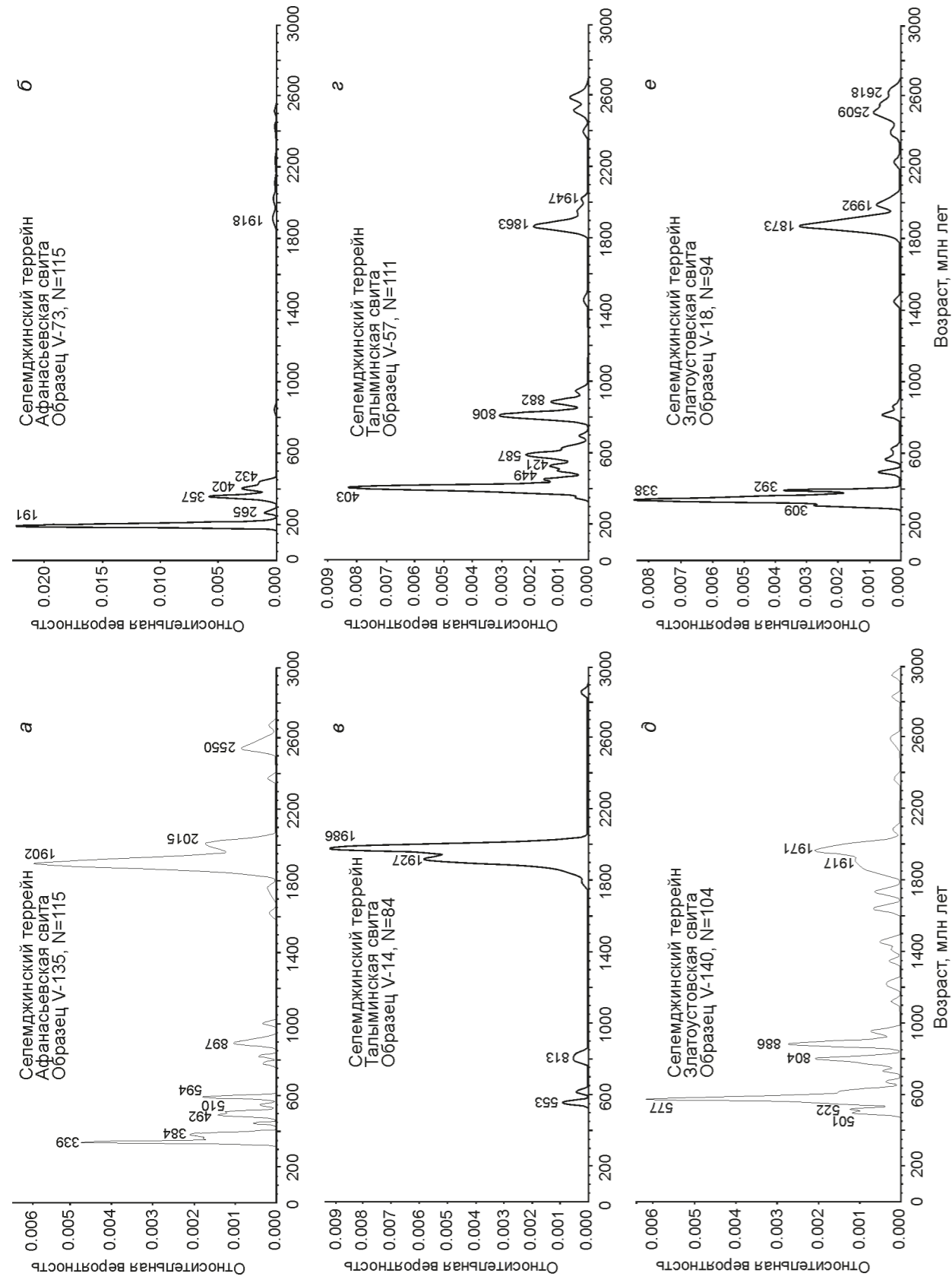


Рис. 3. Кривые относительной вероятности U-Pb возрастов детритовых цирконов из мегаосадочных пород Селемджинского (а-в) и Токурского (д, е) террейнов. Номера образцов соответствуют номерам в тексте. Результаты для обр. V-14, V-18, V-22, V-56, V-57, V-73, V-94 заимствованы из [47].

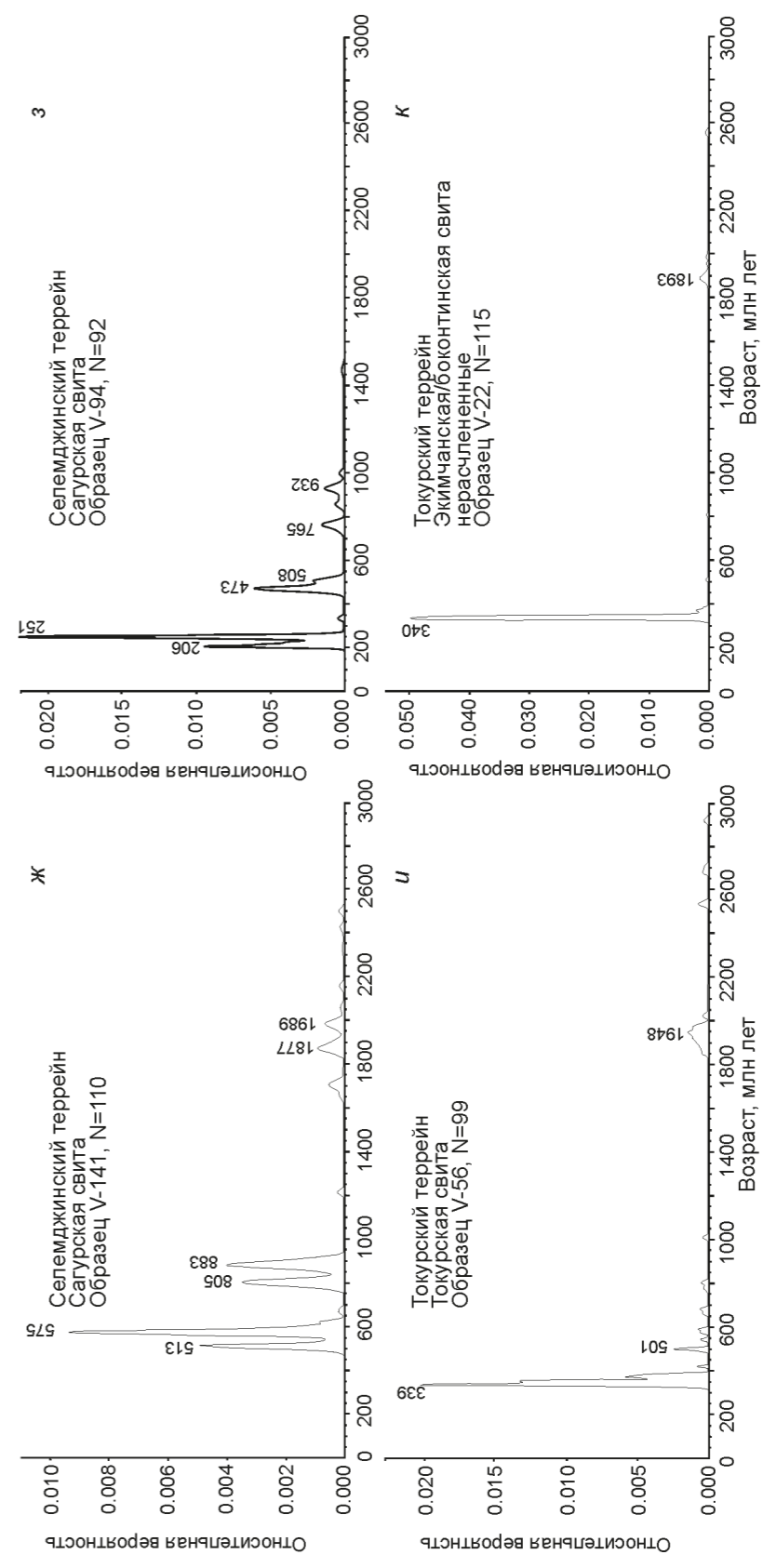


Рис. 3. (Окончание)

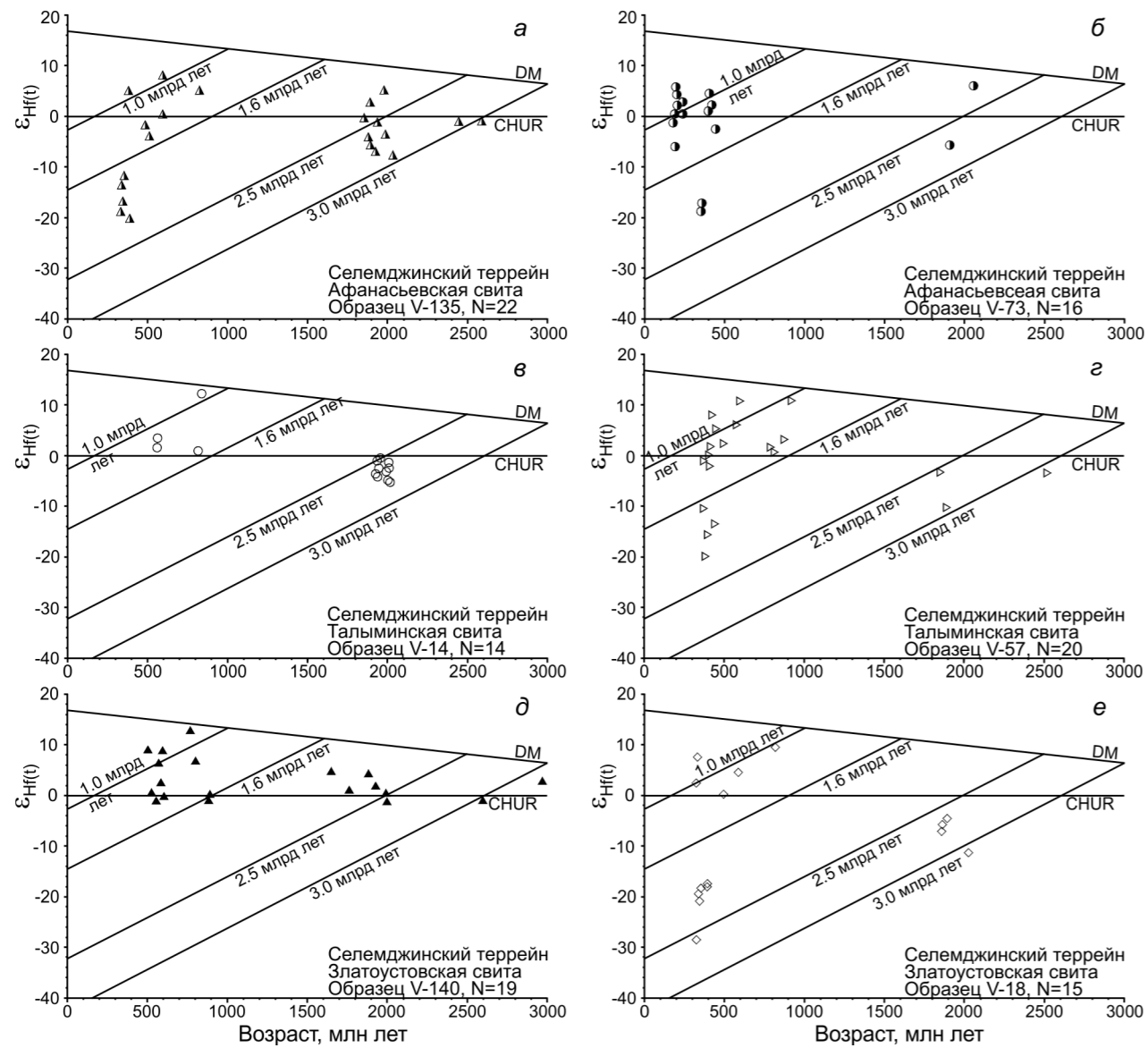


Рис. 4. Диаграммы $\epsilon_{Hf}(t)$ – возраст (млн лет) для цирконов из метаосадочных пород Селемджинского (а–з) и Токурского (и, к) террейнов.

Номера образцов соответствуют номерам в тексте. DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар. Результаты для обр. V-14, V-18, V-22, V-56, V-57, V-73, V-94 заимствованы из [47].

ждении мы будем оперировать номерами образцов и их группами, без привязки к свитам.

На основе полученных, а также ранее опубликованных данных [47], метаосадочные породы Селемджинского и Токурского террейнов по их Sm-Nd изотопным характеристикам (табл. 3), U-Pb возрасту (рис. 3) и Lu-Hf составу детритовых цирконов (рис. 4) в первом приближении можно разделить на две группы.

Наиболее многочисленную группу (обр. V-14, V-18, V-22, V-56, V-57, V-135, V-140, V-141, здесь и далее, группа I) составляют образцы с глубоко отри-

цательными значениями $\epsilon_{Nd(t)} = -18.0 \dots -6.6$ и величинами двустадийных Nd-модельных возрастов $t_{Nd(C)} > 1.68$ млрд лет. В этих образцах в значительном количестве присутствуют раннедокембрийские детритовые цирконы; при этом абсолютное большинство цирконов, вне зависимости от возраста кристаллизации, имеют отрицательные или близнулевые значения $\epsilon_{Hf(t)}$ и величины двустадийных возрастов $t_{Hf(C)} > 1.70$ млрд лет. В то же время, необходимо отметить присутствие в некоторых из этих образцов незначительного количества неопротерозойских, кембрийских, девонских и каменноугольных цирконов с положительными зна-

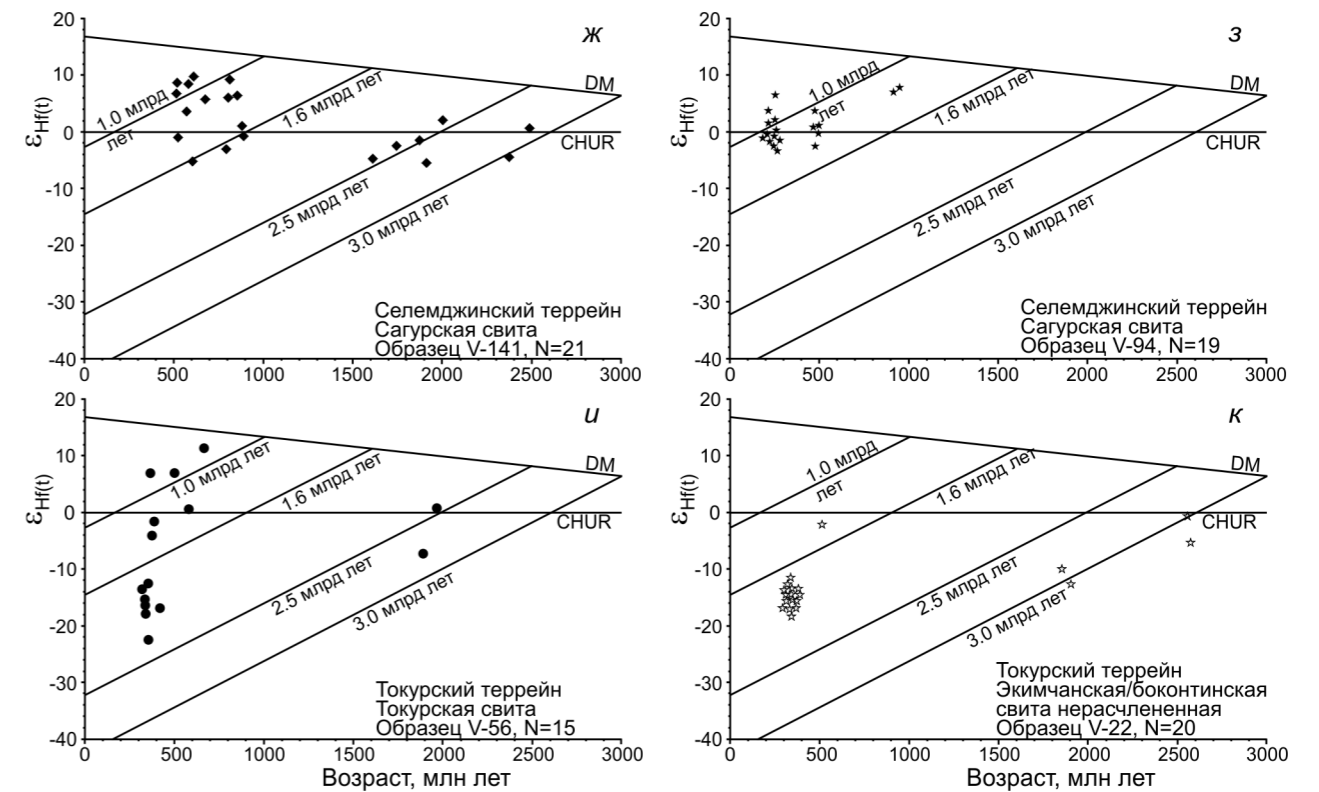


Рис. 4. (Окончание)

чениями $\epsilon_{Nd(t)}$ до +12.3 и величинами двустадийных возрастов $t_{Hf(C)} < 1.60$ млрд лет.

Более редкие образцы (обр. V-73 и V-94, здесь и далее, группа II) характеризуются слабо отрицательными значениями $\epsilon_{Nd(t)} = -4.2 \dots -3.9$ и величинами двустадийных Nd-модельных возрастов $t_{Nd(C)} < 1.33$ млрд лет. В этих образцах раннедокембрийские цирконы либо отсутствуют полностью, либо не образуют статистически значимых популяций. Абсолютное большинство палеозойских и все мезозойские цирконы имеют значения $\epsilon_{Nd(t)} > -2.5$ и величины двустадийных Nd-модельных возрастов $t_{Nd(C)} < 1.37$ млрд лет.

Развивая эту идею, с учетом новых данных, мы считаем возможным, во-первых, детализировать группировку образцов по возрасту наиболее молодой популяции цирконов, которая определяет нижнюю границу осадконакопления и, во-вторых, принципы данной группировки образцов распространить на типизацию отложений.

В итоге предлагается следующая последовательность метаосадочных отложений в границах Селемджинского и Токурского террейнов.

Отложения I-1 типа, характеризующиеся образцами V-14, V-140, V-141, с нижней границей осадконакопления 553–498 млн лет (поздний эдиакарий–кембрий).

Отложения I-2 типа, охарактеризованные образцом V-57, с нижней границей осадконакопления ~ 373 млн лет (поздний девон).

Отложения I-3 типа, характеризующиеся образцами V-22, V-56, V-135, с нижней границей осадконакопления 333–327 млн лет (поздний миссиссипий).

Отложения I-4 типа, охарактеризованные образцом V-18, с нижней границей осадконакопления ~ 304 млн лет (пеннсильваний).

Отложения II типа, характеризующиеся образцами V-73 и V-94, с нижней границей осадконакопления 202–180 млн лет (поздний триас–ранняя юра) на данном уровне доступной информации не детализируются.

Необходимо отметить, что данная последовательность является концептуальной и не может напрямую сопоставляться со стратонами Селемджинского и Токурского террейнов, выделенными ранее [12, 19 и др.] на основе литолого-стратиграфического подхода. Приведем несколько примеров. Так, наиболее древний максимальный возраст пород (553–498 млн лет) установлен для образцов V-14, V-140, V-141, относящихся по нашей классификации к отложениям I-1 типа, при этом, ни один из них не отобран в контуре афанасьевской свиты, по [12], которая считается нижней в общем разрезе (рис. 2). И наоборот, образцы

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопных исследований метасадочных пород Селемджинского и Токурского террейнов.

№ п/п	Номер образца	Свита	Порода	Возраст*, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	E _{гр**}	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$t_{\text{Nd(DM)}}$	$t_{\text{Nd(C)}}$	Примечание
1	V-14	Тальминская	Металлевролит	553	5.48	28.33	0.1170	0.512059	2	-11.3	-5.7	1718	1755	Данное исследование
2	V-18	Златоустовская	Металлевролит	304	5.10	27.85	0.1108	0.511928	2	-13.8	-10.5	1806	1953	[47]
3	V-22	Экимчанская и бокогтинская	Металлевролит	329	5.57	30.93	0.1088	0.511875	2	-14.9	-11.2	1849	2030	[47]
4	V-22-3	объединенные Экимчанская и бокогтинская	Металлевролит	329	6.62	37.13	0.1077	0.511788	2	-16.6	-12.9	1954	2166	[47]
5	V-56	объединенные	Металесчаник	327	5.24	30.19	0.1050	0.511713	6	-18.0	-14.2	2010	2277	[47]
6	V-57	Тальминская	Металлевролит	373	5.79	29.88	0.1172	0.512106	2	-10.4	-6.6	1647	1685	[47]
7	V-64	Токурская	Металесчаник	327	4.13	21.85	0.1142	0.512028	2	-11.9	-8.5	1716	1802	[47]
8	V-73	Афанасьевская	Двусланцевой сланец	180	5.24	28.99	0.1092	0.512322	3	-6.2	-4.2	1208	1326	[47]
9	V-74	Афанасьевская	Двусланцевой сланец	180	5.86	29.57	0.1199	0.512377	2	-5.1	-3.3	1256	1258	[47]
10	V-75-1	Тальминская	Металлевролит	553	2.72	16.35	0.1006	0.511820	9	-16.0	-9.2	1789	2044	[47]
11	V-77	Златоустовская	Металлевролит	304	4.60	28.10	0.0989	0.511645	2	-19.4	-15.6	1993	2370	[47]
12	V-94	Сагурская	Металлевролит	202	1.76	7.60	0.1403	0.512362	7	-5.4	-3.9	1636	1326	[47]
13	V-98-1	Экимчанская и бокогтинская	Металлевролит	329	2.48	13.05	0.1148	0.511766	6	-17.0	-13.6	2126	2226	[47]
14	V-99	Экимчанская и бокогтинская	Металлевролит	329	2.11	11.55	0.1105	0.511815	3	-16.1	-12.4	1967	2132	[47]
15	V-101	Токурская	Металлевролит	327	3.71	20.84	0.1077	0.511759	2	-17.2	-13.4	1995	2213	[47]
16	V-135	Афанасьевская	Двусланцевой сланец	333	3.20	18.01	0.1074	0.511833	4	-15.7	-11.9	1884	2092	Данное исследование
17	V-140	Златоустовская	Металлевролит	501	3.74	21.55	0.1049	0.512053	5	-11.4	-5.5	1536	1702	Данное исследование
18	V-141	Сагурская	Металлевролит	498	4.71	24.21	0.1176	0.512077	3	-10.9	-5.9	1700	1730	Данное исследование

Примечание. * Расчет изотопных параметров произведен на возраст наиболее молодой популяции цирконов; ** – ошибки определения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ приведены на уровне 2σ.

V-135 и V-73, отобранные нами в контуре афанасьевской свиты (рис. 2), представлены биотит-мусковит-кварц-альбитовыми сланцами, характерными именно для этой свиты. Однако наиболее молодые цирконы из этих пород имеют возраст 333 и 180 млн лет, соответственно, и эти значения определяют максимальный возраст этих образцов. Таким образом, данные отложения не являются самыми древними, как предполагается для афанасьевской свиты.

В то же время, с появлением Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf изотопных данных открывается возможность обсуждать вопросы региональной геологии на новом уровне. В связи с этим необходимо обратить внимание на следующие моменты.

1) Отложения I-1 типа с нижней границей осадконакопления 553–498 млн лет (поздний эдиакарий–кембрий), вероятно, могут коррелировать с отложениями, относимыми к олгинской толще в зоне Пауканского разлома, в которой выявлена скелетная фауна раннего кембрия [12]. При этом совершенно не исключено, что породы с раннекембрийской фауной и обломочными цирконами позднего эдиакария–кембрия являются тектоническими блоками в более молодых породах.

2) В традиционно выделяемых стратонах Селемджинского и Токурского террейнов [12, 19 и др.] ископаемая фауна и флора не обнаружена, за исключением находки споро-пыльцевого комплекса визейского-московского веков в алевролитах златоустовской свиты [1, 12]. В рамках нашей классификации эти отложения относятся к I-3 типу, с нижней границей осадконакопления 333–327 млн лет (поздний миссиссипий) или I-4 типу с нижней границей осадконакопления ~ 304 млн лет (пеннсилльваний).

3) Отложения, подобные I-2 и I-3 типам в Селемджинском и Токурском террейнах, по графикам относительной вероятности возрастов деритовых цирконов (рис. 5, а–г) и Lu-Hf изотопным параметрам этих цирконов, имеются в Галамском террейне (рис. 6, а–г), а отложения, подобные II типу – в Ульбанском террейне (рис. 5, д, е; 6, д, е).

4) Возраст гранитоидов ингаглинского комплекса, прорывающих отложения Токурского террейна, находится в интервале 254–251 млн лет [1–3, 12, 41], и эти данные не противоречат нашим данным о нижней границей осадконакопления отложений, представленных в этом террейне – 333–327 млн лет (поздний миссиссипий). То же можно отметить и в отношении златоустовского комплекса. Опубликованные данные о возрасте интрузий этого комплекса находятся в интервале 257–250 млн лет [41]. Таким образом, интрузии златоустовского комплекса вполне могут прорывать отложения Селемджинского террейна с нижней

границей осадконакопления ~ 304 млн лет (пеннсилльваний). Единственная датировка 393 ± 7 млн лет, полученная для небольшого тела гранитов [41] в зоне разлома, не несет каких-либо ограничений, но является дополнительным свидетельством наличия древних блоков в строении Селемджинского террейна.

Суммировав данные, полученные в рамках настоящего исследования, а также ранее опубликованные результаты [9, 11, 47], мы сочли возможным предложить собственный вариант тектоно-стратиграфической схемы восточной части Монголо-Охотского пояса (рис. 7), базирующийся на результатах Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf изотопных исследований. На этой схеме обособляются тектонические пластины, сформированные отложениями различных типов (I-1, I-2, I-3, I-4 и II), т.е. имеющие различные Sm-Nd и Lu-Hf изотопные параметры, а также разные нижние границы возраста. Безусловно, эти пластины имеют сложное внутренне строение, и их можно рассматривать в качестве тектоно-стратиграфических единиц.

Если принять предположение о том, что породы с раннепалеозойской нижней возрастной границей (отложения I-1 типа) являются тектоническими блоками в более молодых породах (в отложениях I-4 типа), то с севера на юг отмечается отчетливая смена тектоно-стратиграфических единиц в направлении от более древних к более молодым: I-2 → I-3 → I-4 (рис. 7). С учетом падений разломов в северном направлении такое же омоложение наблюдается и сверху вниз (от верхних пластин к нижним). Таким образом, наблюдается структура, типичная для террейнов аккреционного клина с тыловой частью на севере и фронтальной на юге. Из данной закономерности также следует, что тектоно-стратиграфические единицы, сформированные отложениями I типа (включая I-1, I-2, I-3, I-4) и ранее рассматривавшиеся в составе Селемджинского и Токурского террейнов [21], по-видимому, являются составными частями Галамского террейна аккреционного клина Монголо-Охотского пояса (по [17]) или Галамского террейна аккреционной призмы Охотско-Корякского орогенного пояса (по [5, 33]).

На юге в своей фронтальной части тектоно-стратиграфические единицы, сформированные отложениями I типа, по сложной системе разломов сопряжены с тектоно-стратиграфическими единицами II типа (рис. 7), являющимися составными частями уже другой аккреционной системы, образованной перед окраиной Амурского супертеррейна. В настоящее время преждевременно говорить о кинематике взаимоотношений двух различных аккреционных систем, но совершенно очевидно, что эти взаимоотношения не были одномоментными.

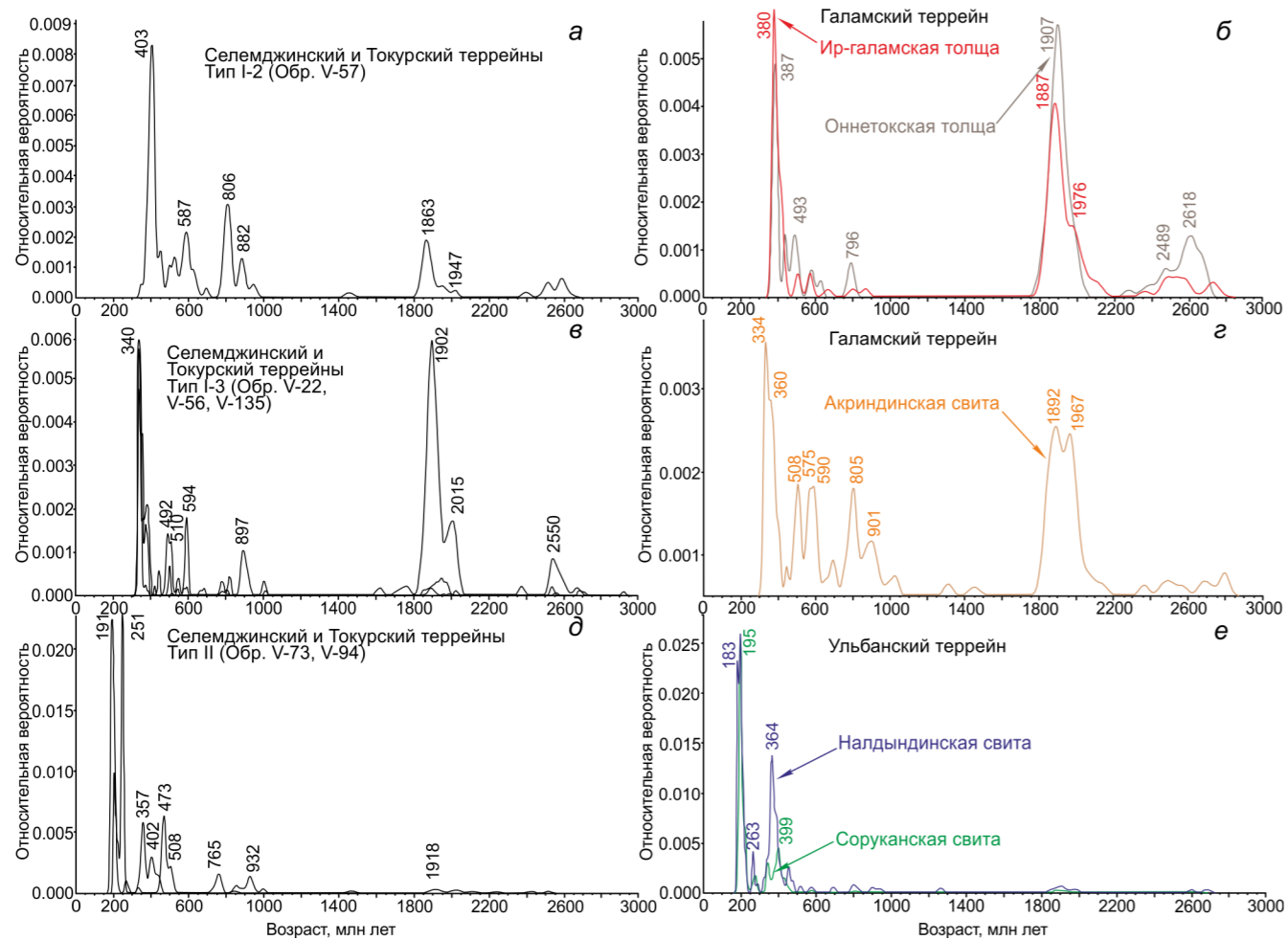


Рис. 5. Кривые относительной вероятности U-Pb возрастов детритовых цирконов из метаосадочных пород типов I-2, I-3 и II Селемджинского и Токурского террейнов в сравнении с возможными аналогами.

Данные для ир-галамской, оннетокской толщ и акриндинской свиты Галамского террейна заимствованы из [11], для соруканской и налдындинской свит Ульбанского террейна – из [8].

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволяют сформулировать следующие основные выводы:

1) Результаты выполненных U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd изотопных исследований метаосадочных пород в границах Селемджинского и Токурского террейнов Монголо-Охотского пояса свидетельствуют о необходимости пересмотра стратиграфических принципов картирования в пределах пояса. При этом авторы статьи не умаляют ни квалификацию, ни опыт предшествующих поколений геологов-съемщиков.

2) В границах Селемджинского и Токурского террейнов присутствуют два типа отложений, кардинально различающихся Sm-Nd изотопными параметрами валового состава пород и Lu-Hf изотопным составом обломочных цирконов. Отложения I типа характеризуются образцами с глубоко отрицательными

значениями $\epsilon_{Nd(t)} = -18.0 \dots -6.6$ и величинами двустадийных Nd-модельных возрастов $t_{Nd(C)} > 1.68$ млрд лет. В этих отложениях в значительном количестве присутствуют раннедокембрийские детритовые цирконы; при этом абсолютное большинство цирконов, вне зависимости от возраста кристаллизации, имеют отрицательные или близ нулевые значения $\epsilon_{Hf(t)}$ и величины двустадийных возрастов $t_{Hf(C)} > 1.70$ млрд лет. Отложения II типа характеризуются образцами со слабо отрицательными значениями $\epsilon_{Nd(t)} = -4.2 \dots -3.9$ и величинами двустадийных Nd-модельных возрастов $t_{Nd(C)} < 1.33$ млрд лет. В этих отложениях раннедокембрийские цирконы либо отсутствуют полностью, либо не образуют статистически значимых популяций. Абсолютное большинство палеозойских и все мезозойские цирконы имеют значения $\epsilon_{Nd(t)} > -2.5$ и величины двустадийных Nd-модельных возрастов $t_{Nd(C)} < 1.37$ млрд лет. Отложения различных типов участву-

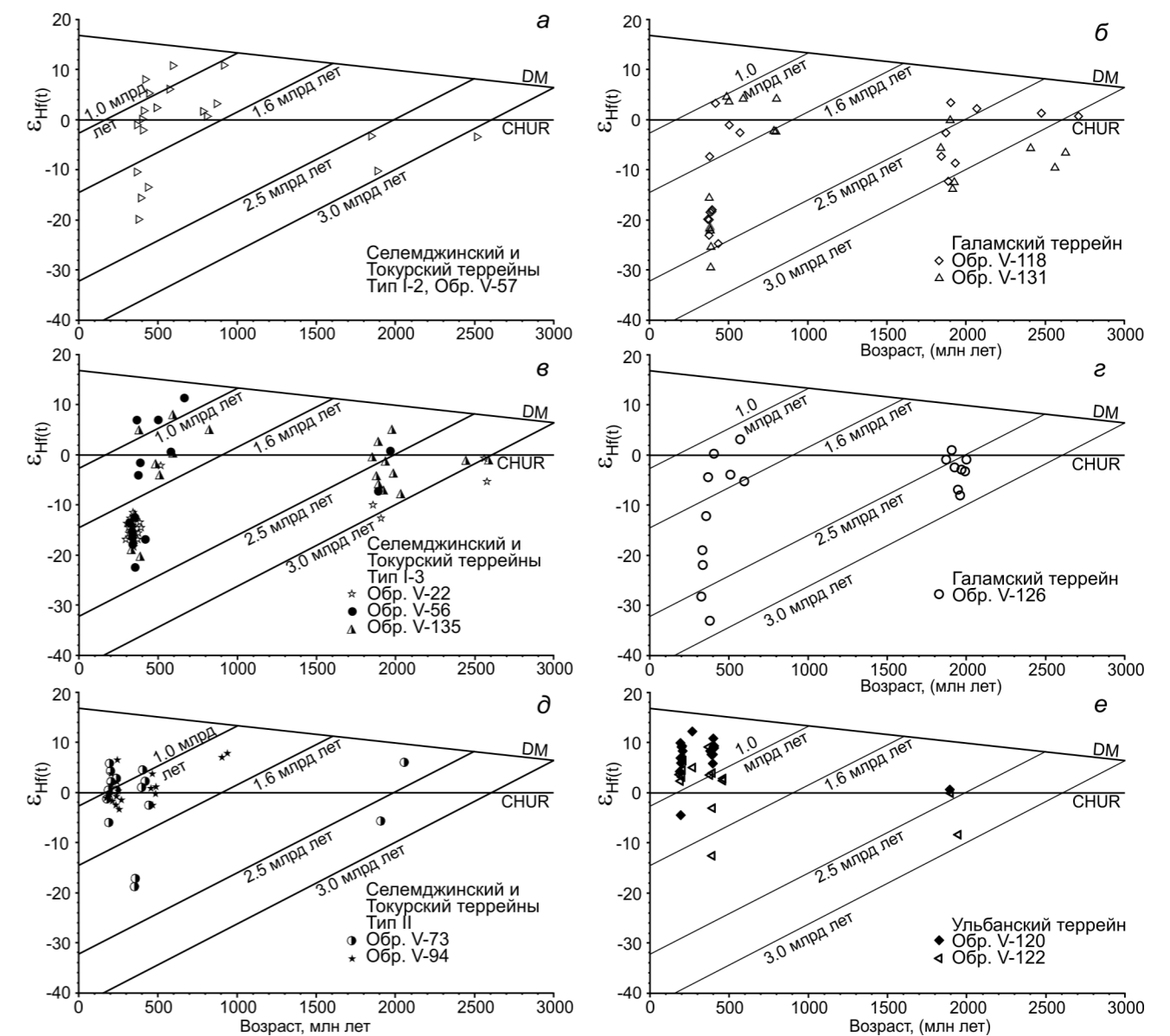


Рис. 6. Диаграммы $\epsilon_{Hf(t)}$ – возраст (млн лет) для цирконов из метаосадочных пород типов I-2, I-3 и II Селемджинского и Токурского террейнов в сравнении с возможными аналогами.

Данные для ир-галамской, оннетокской толщ и акриндинской свиты Галамского террейна заимствованы из [11], для соруканской и налдындинской свит Ульбанского террейна – из [8].

ют в формировании двух противостоящих друг другу аккреционных систем: перед окраиной Сибирского кратона (отложения I типа) и Амурского супертеррейна (отложения II типа).

3) Среди отложений I типа выделяются дискретные группы, различающиеся нижней границей возраста: I-1 (553–498 млн лет, поздний эдиакарий–кембрий); I-2 (~373 млн лет, поздний девон); I-3 (333–327 млн лет, поздний миссиссипий); I-4, (~304 млн лет, пеннсильваний). Если допустить, что породы с раннепалеозойской нижней возрастной границей яв-

ляются тектоническими блоками в более молодых породах, то с севера на юг отмечается отчетливая смена отложений (тектоно-стратиграфических единиц) в направлении от более древних к более молодым: I-2 → I-3 → I-4. Такое же омоложение наблюдается от верхних пластин к нижним. Таким образом, наблюдается структура, типичная для террейнов аккреционного клина с тыловой частью на севере и фронтальной на юге.

4) Тектоно-стратиграфические единицы, сформированные отложениями I типа и ранее рассматри-

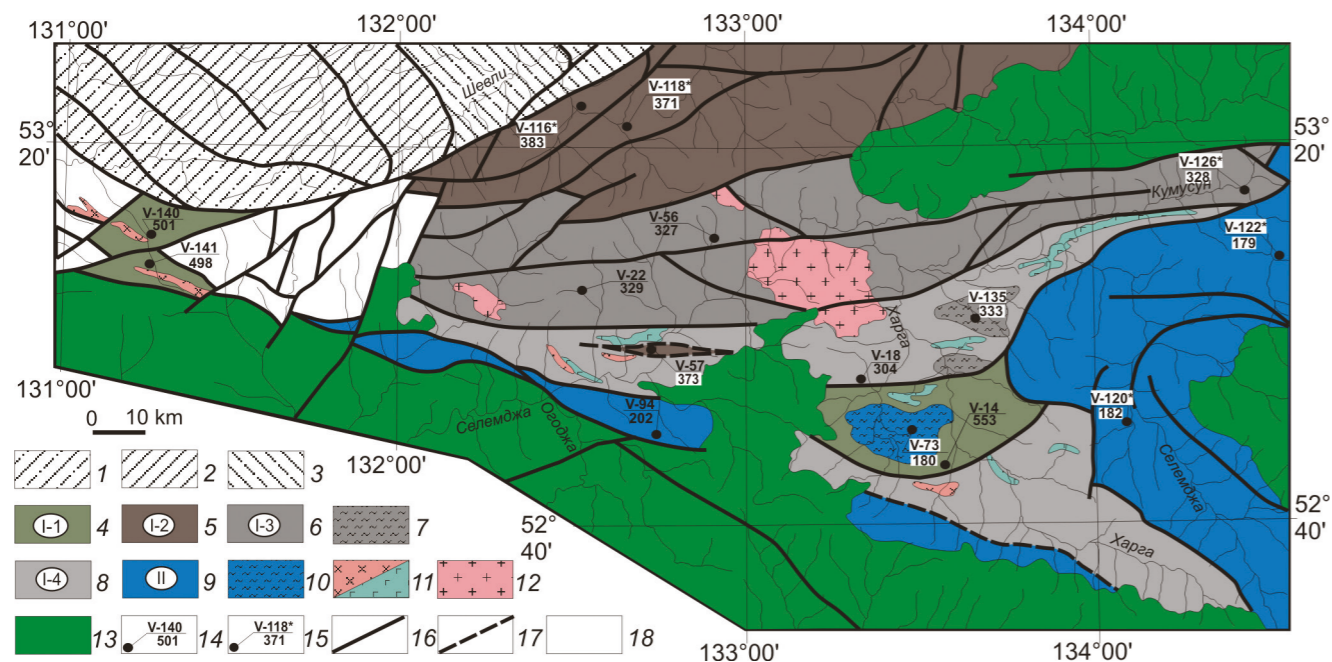


Рис. 7. Схема тектоно-стратиграфических единиц восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса (без ранне- и позднемеловых интрузивных комплексов).

1–3 – структуры, граничащие с Токурским, Селемджинским и Галамским террейнами: 1 – палеозойские (?) комплексы Джагдинского террейна; 2 – раннемезозойские комплексы Унья-Бомского террейна; 3 – палеозойские и раннемезозойские комплексы Ланского террейна; 4–10 – тектоно-стратиграфических единицы: 4 – отложения I-1 типа с нижней границей осадконакопления 553–498 млн лет (поздний эдиакарий–кембрий); 5 – отложения I-2 типа с нижней границей осадконакопления ~373 млн лет (поздний девон); 6 – отложения I-3 типа с нижней границей осадконакопления 333–327 млн лет (поздний миссисипий); 7 – отложения I-3 типа в эрозионных окнах; 8 – отложения I-4 типа с нижней границей осадконакопления ~304 млн лет (пеннсилванский); 9 – отложения II типа с нижней границей осадконакопления 202–180 млн лет (поздний триас–ранняя юра); 10 – отложения II типа в эрозионных окнах; 11 – позднепалеозойский габбро-плагитогранитный златоустовский комплекс; 12 – позднепалеозойский гранитоидный ингаглинский комплекс; 13 – раннемеловые вулканические и субвулканические комплексы; 14 – места отбора образцов для U-Pb геохронологических, Lu-Hf изотопных исследований, их номера (в числителе) и возраст наиболее молодой популяции цирконов (в знаменателе); 15 – то же, заимствованные из литературных данных [8, 11]; 16 – главные разломы; 17 – предполагаемые разломы; 18 – поле неопределенности.

вавшиеся в составе Селемджинского и Токурского террейнов, по-видимому, являются составными частями Галамского террейна аккреционного клина.

5) Кинематика взаимоотношений двух противостоящих друг другу аккреционных систем, сложенных различными тектоно-стратиграфическими единицами (отложениями I и II типов), в настоящее время не расшифрована, но совершенно очевидно, что эти взаимоотношения не были одномоментными.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников Института геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву за подготовку мономинеральных фракций циркона, Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) В.П. Ковача, Н.Ю. Загорную за выполнение Sm-Nd изотопных исследований, а также персонал Центра LaserChron Университета штата Аризона (США) за проведение U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований. Авторы также выражают признательность

академику А.И. Ханчуку, а также д.г.-м.н. Г.Л. Кирилловой, к.г.-м.н., И.А. Александрову за замечания и рекомендации, способствовавшие улучшению рукописи.

Supplementary_1, 2 находятся на сайте журнала http://itig.as.khb.ru/POG/2022/n_4/pdf/Zaika.pdf

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект 18-17-00002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд-е второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI (Златоустовск) / Ред. А.В. Махинин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015.
- Агафоненко С.Г., Сережников А.Н., Яшнов А.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд-е второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXV (Экимчан) / Ред. А.В. Махинин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019.
- Агафоненко С.Г., Сережников А.Н., Яшнов А.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд-е второе. Серия Тугурская. Лист N-52-XXX (Стойба) / Ред. А.В. Махинин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019.

- Васькин А.Ф. Геологическая карта региона БАМ. 1:500 000. Лист N-53-B / Ред. М.Т. Турбин. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- 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.
- Егоров А.К. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Тугурская. Лист N-53-XXV / Ред. Э.Л. Школьник. Л.: ВСЕГЕИ, 1968.
- Заика В.А., Сорокин А.А. Тектоническая природа Ульбанского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2020. Т. 492, № 1. С. 12–17.
- Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники осадочных пород Ланского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 3. С. 3–15.
- Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Геохимия метаосадочных пород, источники кластического материала и тектоническая природа мезозойских впадин северного обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 3. С. 357–377. <https://doi.org/10.15372/GiG2019095>.
- Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники метаосадочных пород Галамского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb геохронологических и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Геотектоника. 2021. № 6. С. 3–20.
- 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.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
- Зубков В.Ф. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI / Ред. С.А. Музылев. Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
- Зубков В.Ф., Турбин М.Т. Геологическая карта региона БАМ. 1:500 000. N-52-Г / Под ред. М.Г. Золотова. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Красный Л.И., Пэн Юньбао. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000 / Под ред. Л.И. Красного. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
- 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.
- Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 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 // Докл. АН. 2003. Т. 392, № 6. С. 807–812.
- Щербина Ю.И. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Тугурская. Лист N-52-XXX / Ред. Э.Л. Школьник. Л.: ВСЕГЕИ, 1974.
- 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. Geo. 2004. V. 205. P. 15–140. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>.
- Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 243–258.
- Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quadt 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.
- 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. de la Société Géologique de France 2017. V. 188(1-2). P. 1–29. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017009>.
- 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. <https://doi.org/10.1029/2007GC001805>.
- 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.
- Hara H., Kurihara T., Tsukada K., Kon Y., Uchino T., Suzuki T., Takeuchi M., Nakane Y., Nuramkhaan M., Chuluun Minjin. Provenance and origins of a Late Paleozoic accretionary complex within the Khangai-Khentei belt in the Central Asian Orogenic Belt, central Mongolia // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 75. P. 141–157. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.07.019>.
- Jakobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- 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.
- Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.
- Khanchuk A.I., 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.
34. Ludwig K.R. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. N 4. 77 p.
35. 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. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.05.007>.
36. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. V. 2. P. 15–34.
37. 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. Metallogenesis and tectonics of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1697. Reston, Virginia, 2005. 399 p.
38. Paces J.B., Miller J.D. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System // J. Geophys. 1993. V. 98, N 8. P. 13997–14013.
39. Ruppen D., Knaf A., Bussien D., Winkler W., Chimedtseren A., Albrecht von Quadt. Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol-Okhotsk Ocean in Mongolia: Hangay-Hentey accretionary wedge and seamount collision // Gondwana Res. 2014. V. 25. P. 1517–1534. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2013.05.022>.
40. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W. Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Res. 2020. V. 81. P. 58–78. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2019.11.009>
41. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kudryashov N.M. Timing of formation and tectonic setting of Paleozoic granitoids in the eastern Mongol-Okhotsk Belt: Constraints from geochemical, U-Pb, and Hf isotope data // Lithos. 2021. 106086. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106086>
42. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, N 2. P. 207–221.
43. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. Jndi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with lajolla neodymium // Chem. Geol. 2000. V. 168. P. 279–281.
44. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution // Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
45. 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.
46. Yi Z., Meert J.G. A Closure of the Mongol-Okhotsk Ocean by the Middle Jurassic: Reconciliation of Paleomagnetic and Geological Evidence // Geophys. Res. Lett. 2020. V. 47. e2020GL088235. <https://doi.org/10.1029/2020GL088235>.
47. Zaika V.A., Sorokin A.A. Two types of accretionary complexes in the eastern Mongol-Okhotsk Belt: constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasedimentary rocks of the Selemdzha and Tokur terranes // J. Asian Earth Sci. 2020. V. 201. 104508. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104508>.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 21.01.2022 г.

принята к печати 16.03.2022 г.

V.A. Zaika, A.Yu. Kadashnikova, A.A. Sorokin

Taking a fresh look at the stratigraphy of the Selemdzha and Tokur terranes of the Mongol-Okhotsk belt: Results of U-Pb, Lu-Hf, and Sm-Nd isotopic studies

Results of U-Pb and Lu-Hf isotopic studies on detrital zircons from metasedimentary rocks in the eastern part of the Selemdzha and Tokur terranes of the Mongol-Okhotsk belt and Sm-Nd isotopic data for whole-rocks are in complete contradiction with existing ideas about the stratigraphy of the region under consideration and indicate the need to revise the traditional principles of mapping within the belt. Two types of deposits have been established, differing in Sm-Nd isotopic characteristics of whole-rocks and Lu-Hf isotopic composition of detrital zircons. Deposits of different types are involved in the formation of the two opposing accretion systems: in front of the Siberian Craton margin (type I) and the Amur superterrane (type II). Among type I deposits, discrete groups are distinguished that differ in the lower age limit: 553–498 Ma, Late Ediacaran-Cambrian; ~373 Ma, Upper Devonian; 333–327 Ma, Upper Mississippian; ~304 Ma, Pennsylvanian. The deposits of tectonic-stratigraphic units show a general pattern of younging from north to south. Thus, we observe a structure typical of accretionary wedge-shaped terranes with a rear part in the north and a frontal part in the south. Tectonic-stratigraphic units formed by type I deposits and previously considered part of the Selemdzha and Tokur terranes, apparently, are components of the Galam terrane of the accretionary wedge.

Key words: U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd, stratigraphy, Tokur terrane, Selemdzha terrane, Mongol-Okhotsk fold belt.