УДК 550.93:552.4(551.72)

ИСТОЧНИКИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НИЖНЕХАНИНСКОЙ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА ПО ДАННЫМ U-Th-Pb (LA-ICP-MS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Nd-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ: К ВОПРОСУ О КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА¹

© 2023 г. В. П. Ковач^{1, *}, Е. В. Адамская¹, А. Б. Котов¹, В. И. Березкин², В. Ф. Тимофеев², Н. В. Попов³, Ю. В. Плоткина¹, Т. М. Сковитина⁴, А. М. Федосеенко¹, Н. Ю. Загорная¹, Б. М. Гороховский¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия ² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН. Якутск, Россия ³ Институт геологии нефти и газа им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия ⁴ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

> *e-mail: v.p.kovach@gmail.com Поступила в редакцию 01.12.2022 г. После доработки 14.01.2023 г. Принята к публикации 01.02.2023 г.

Рассматриваются результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона и Sm-Nd изотопных исследований метатерригенных пород удоканского комплекса Нижнеханинской грабен-синклинали западной части Алданского шита. На основе полученных ланных установлено, что накопление терригенных отложений Нижнеханинской грабен-синклинали происходило после 2.65 и до 1.9 млрд лет, вероятно на палеопротерозойском этапе развития региона. Источниками обломочного материала являлись магматические и метаморфические породы, формировавшиеся около 2.65, 2.71, 2.82–2.86, 2.99, 3.10–3.21 и, вероятно, 3.26–3.42 млрд лет назад в пределах Чаро-Олекминского геоблока, зоны его сочленения с Западно-Алданским мегаблоком и Курультинского блока Станового структурного шва. Метатерригенные породы Нижнеханинской грабен-синклинали формировались за счет коровых источников с палео- и мезоархейскими Nd-модельными возрастами, тогда как для метаосадочных пород Кодаро-Удоканского прогиба установлен значительный вклад палеопротерозойского ювенильного материала. Существенные различия в возрасте и Nd-изотопных характеристиках источников сноса терригенных отложений Нижнеханинской грабен-синклинали и Кодаро-Удоканского прогиба позволяют предполагать, что их накопление происходило в изолированных бассейнах.

Ключевые слова: удоканский комплекс, Нижнеханинская грабен-синклиналь, Алданский щит, детритовый циркон, геохронология, Sm-Nd изотопная систематика DOI: 10.31857/S0869592X23050046. EDN: WIJAWV

ВВЕДЕНИЕ

Палеопротерозойские метаосадочные породы удоканского комплекса выполняют обширный Кодаро-Удоканский прогиб и целый ряд более мелких грабен-синклиналей (Нижнеханинскую, Олдонгсинскую, Угуйскую), расположенных в западной части Алданского щита (рис. 1). Отложения кодарской, чинейской и кеменской серий

удоканского комплекса Удоканской зоны Кодаро-Удоканского прогиба считаются гипостратотипом нижнего протерозоя Восточной Сибири и Дальнего Востока, служат возрастным репером в региональной стратиграфической шкале и вмещают крупнейшее в мире месторождение медистых песчаников (Федоровский, 1972; Государственная..., 2010). Полученные в последние годы геохронологические и Nd-изотопные данные (Подковыров и др., 2006; Ковач и др., 2018а, 20186; Котов и др., 2018) свидетельствуют о том, что возраст

¹ Дополнительные материалы для этой статьи (ESM) доступны по DOI 10.31857/S0869592X23050046.





1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозойские, палеозойские и верхнепротерозойские платформенные отложения;
3 – удоканский комплекс; 4 – улканский комплекс; 5 – фанерозойские гранитоиды; 6 – гранитоиды кодарского комплекса;
7 – анортозиты; 8–13 – Алданский щит: 8 – Чаро-Олекминский геоблок, 9 – зона сочленения Чаро-Олекминского и Алданского геоблоков, 10 – Западно-Алданский мегаблок Алданского геоблока, 11 – зона сочленения Западно- и Восточно-Алданского мегаблоков Алданского геоблока, 12 – Восточно-Алданский (Учурский) мегаблок Алданского геоблока;
13 – Батомгский геоблок;
14 – Монголо-Охотская складчатая область;
15 – Верхоянско-Чукотская складчатая область;
16 – Байкальская складчатая область;
17 – Джугджуро-Становая складчатая область;
18 – зона сочленения.
Цифрами в кружках обозначены зоны разрывных нарушений:
1 – Жуинская,
2 – Чара-Токкинская,
3 – Борсалинско-Челюкинская,
6 – Алдано-Килиерская,
7 – Тимптонский надвиг,
8 – Оломокитская,
9 – Тыркандинская,
10 – Улканская,
11 – Нельканская.
11 – Чаросий,
11 – Чарский,
11 – Токкинский,
12 – Куридинский,
13 – Васточно-Олекминский,
14 – Монголо-Охотская,
15 – Верхоянско-Чукотская складчатая область;
16 – Байкальская складчатая область;
17 – Джугджуро-Становая складчатая область;
18 – зона сочнения Алданского шита и Джугджуро-Становой складчатой области;
19 – разрывные нарушения.
11 – Сомокитская,
2 – Корано-Килиерская,
3 – Тарын-Юряхская,
4 – Оломокитская,
5 – Борсалинско-Челюкинская,
6 – Алдано-Килиерская,
7 – Тимптонский надвиг,
8 – Иджеко-Сутамская,
9 – Тырканския,
10 – Улканская,
11 – Чаруодинский,
11 – Сокинский,
12 – Коларолохский,
13 – Сонамский,
14 – Каларс

терригенных отложений кодарской серии удоканского комплекса Удоканской зоны находится в интервале около 2.3–2.1 млрд лет, а возраст терригенных пород чинейской и кеменской серий — в интервале около 1.90–1.87 млрд лет.

В стратиграфических схемах нижнего протерозоя западной части Алданского щита метаосадочные толщи Угуйской, Олдонгсинской и Нижнеханинской грабен-синклиналей коррелируются как между собой, так и с различными частями разреза удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба (Салоп, 1964; Миронюк и др., 1971; Федоровский, 1972; Петров, 1976; Сочава, 1986; Государственная..., 1998, 2010, 2015 и др.). Однако геохронологические и Nd-изотопные данные, позволяющие судить о возрасте и источниках "немых" метаосадочных пород этих структур, в настоящее время крайне ограничены. Этот пробел призваны восполнить приведенные в настоящей статье результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метатерригенных пород Нижнеханинской грабен-синклинали.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НИЖНЕХАНИНСКОЙ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нижнеханинская структура представляет собой асимметричную брахисинклиналь (30 × 20 км) с пологими залеганиями крыльев, ограниченную разрывными нарушениями (рис. 2) (Сочава, 1986; Березкин и др., 2007) и наложенную на архейские образования Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Курультинского блока Станового структурного шва. Нормальные стратиграфические соотношения метаосадочных пород Нижнеханинской грабен-синклинали с окружающими ее архейскими породами не установлены.

Метаосадочные толщи Нижнеханинской грабен-синклинали объединены в ханинскую серию, которая подразделяется (снизу вверх) на атбастахскую, ханинскую и станнахскую свиты (Сочава, 1986; Березкин и др., 2007). В составе атбастахской свиты (360–700 м) преобладают белые, розоватые, иногда буро-красные метапесчаники и метакварцито-песчаники, среди которых залегают



Рис. 2. Схематическая геологическая карта Нижнеханинской грабен-синклинали (Березкин и др., 2007, с изменениями). 1 – четвертичные отложения; 2 – юрские отложения; 3–8 – палеопротерозойские метаосадочные породы ханинской серии: 3 – станнахская свита: метапесчаники, метаалевролиты; 4, 5 – ханинская свита: 4 – метапесчаники, метаалевролиты, филлитовые сланцы, кварцито-песчаники, 5 – черные углеродистые метаалевролиты, филлитовидные сланцы и филлиты (черные сланцы); 6–8 – атбастахская свита: 6 – метаалевролиты, метапесчаники, кварцито-песчаники, 7 – доломитовые мраморы и кальцифиры, 8 – метаконгломераты и метагравелиты; 9 – архейские образования олекминского комплекса: биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы, плагиограниты, кристаллические сланцы и амфиболиты; 10 – дайки конга-диабазов и диабазов торского комплекса; 11 – силлы и дайки метагаббро-диабазов, метадиабазов куранахского комплекса; 12 – надвиги; 13 – разломы; 14 – точки геохронологического опробования. Номера точек соответствуют номерам в табл. 2.

линзовидные тела мощностью до 140 м тремолитовых, диопсид-тремолитовых, флогопит-тремолит-диопсидовых и доломитовых мраморов и кальцифиров, а также прослои, пачки и линзы известково-силикатных пород, известковистых метапесчаников, метаалевролитов, реже метагравелитов и мелкогалечных метаконгломератов. Ханинская свита (550-800 м) сложена ритмично переслаивающимися метапесчаниками, метаалевролитами, углеродистыми филлитами и филлитовидными сланцами. В нижней части ее разреза установлено ритмичное чередование массивных розовых и светло-серых среднезернистых олигомиктовых метапесчаников и метакварцито-песча-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



Рис. 3. Диаграммы lg(Fe₂O₃/K₂O)–lg(SiO₂/Al₂O₃) (Herron et al., 1988) (a) и A–CN–K (Nesbitt, Young, 1982) (б) для метаосадочных пород атбастахской свиты ханинской серии Нижнеханинской грабен-синклинали. 1 – метакварцито-песчаники; 2 – метапесчаники; 3 – известковистые метапесчаники; 4 – метагравелиты; 5 – мета-конгламераты.

ников, серых метаалевролитов с тонкими прослоями филлитовидных сланцев (метааргиллитов) и углеродистых филлитов. Мощность ритмов изменяется от 12 до 15 м. Средняя часть разреза свиты характеризуется тонким переслаиванием метаалевролитовых, метапелитовых и метааргиллитовых сланцев. В верхней части разреза залегают метапелитовые и метаалевролитовые сланцы.

Выходы пород станнахской свиты (более 500– 600 м) занимают центральную часть Нижнеханинской грабен-синклинали. Она сложена преимущественно серыми метапесчаниками и метаалевролитами при подчиненной роли желтоватои буровато-серых метапесчаников.

Породы ханинской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации при T = 400-580°С и P = 3 кбар (Березкин и др., 1983, 2007). Возраст этого метаморфического события оценивается в 1.95 ± 0.11 млрд лет (Rb–Sr метод по породам в целом; Горохов и др., 1989).

Метаосадочные породы ханинской серии прорваны дайками и силлами метадиабазов и метагаббро-диабазов куранахского комплекса (Миронюк и др., 1971), возраст которых составляет 1863 ± ± 9 млн лет (U–Pb метод по циркону (ID-TIMS); Попов и др., 2012), а также маломощными дайками конгадиабазов торского комплекса неопротерозойского возраста и перекрыты юрскими угленосными отложениями.

Для U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований были выделены цирконы из образцов метаморфизованных песчаников (Б-2404/1, Б-2412/2), метагравелита (Б-2424) и мелкогалечных конгломератов (Б-2412, Б-2429) атбастахской свиты. Sm-Nd изотопные исследования были выполнены для метапесчаников, метакварцитопесчаников, метагравелитов и мелкогалечных метаконгломератов этой же свиты. По химическому составу (табл. 1) изученные породы соответствуют главным образом мономиктовым, олигомиктовым и полимиктовым псаммитолитам по (Неелов, 1980). На классификационной диаграмме $lg(Fe_2O_3/K_2O) - lg(SiO_2/Al_2O_3)$ (Herron, 1988) Meтапесчаники, метакварцито-песчаники и метагравелиты находятся в полях граувакк, литоидных и сублитоидных аренитов, реже железистых песчаников (рис. 3а). Метапесчаники и метакварцитопесчаники атбастахской свиты характеризуются преимущественно умеренными и высокими значениями химического индекса изменения (CIA; Nesbitt, Young, 1982) - 52-60 и 65-73 соответственно. Химический индекс выветривания (CIW; Harnois, 1988) изменяется от 52 до 66 и от 72 до 97 соответственно (табл. 1). Известковистые метапесчаники и метагравелиты, а также метаконгломераты отличаются высокими содержаниями СаО и, как следствие, низкими значениями СІА и СІW. Также для метаконгломератов, метагравелита и одного из образцов метапесчаников характерны высокие (6.0-7.8 мас. %) содержания Na₂O, что может быть связано с альбитизацией пород в ходе наложенных метаморфических преобразований (Березкин и др., 2007). На диаграмме A-CN-K

Компоненты	Номер образца								
	Б-2402	Б-2402/2	Б-2404/1	Б-2404/2	Б-2404/3	Б-2404/6	Б-2412	Б-2412/2	Б-2412/3
SiO ₂	92.15	73.27	84.84	84.74	87.85	77.35	63.55	76.40	67.40
TiO ₂	0.07	0.39	0.17	0.12	0.14	0.33	0.39	0.40	0.58
Al ₂ O ₃	2.65	12.46	5.12	5.46	5.02	9.22	12.87	11.43	12.23
$Fe_2O_3^{t}$	1.99	3.19	3.21	2.98	2.51	3.73	3.74	2.73	8.45
MnO	<.01	<.01	<.01	0.02	<.01	<.01	0.03	<.01	0.03
MgO	1.08	3.20	2.39	1.87	1.54	4.40	2.50	2.04	3.79
CaO	0.22	1.12	0.07	0.16	0.07	0.15	5.45	0.54	1.08
Na ₂ O	<.1	3.76	<.1	<.1	<.1	1.89	6.35	6.02	3.23
K ₂ O	0.86	1.55	1.92	2.11	1.56	0.30	0.39	0.08	1.60
P_2O_5	<.05	<.05	0.08	<.05	<.05	<.05	0.10	<.05	0.07
ппп	0.56	0.81	1.39	1.76	1.45	2.65	4.60	0.47	1.43
Сумма	99.57	99.74	99.18	99.22	100.14	100.01	99.96	100.11	99.89
CIA	68.67	58.43	69.74	68.54	73.27	72.08	44.87	52.19	60.36
CIW	90.49	63.41	97.21	96.00	97.15	73.95	45.54	52.39	66.00
IZ.	Номер образца								
Компоненты	Б-2413	Б-2413/1	Б-2415	Б-2416	Б-2420/2	Б-2421	Б-2424	Б-2429	Б-2430
SiO ₂	73.66	56.34	62.28	81.47	95.21	88.07	76.37	63.02	82.69
TiO ₂	0.33	0.40	0.26	0.23	0.04	0.19	0.09	0.47	0.26
Al_2O_3	11.68	12.06	9.95	7.92	1.71	4.96	12.78	13.72	7.16
$\mathrm{Fe_2O_3}^{\mathrm{t}}$	3.49	4.88	2.83	3.62	1.84	2.86	1.63	2.59	2.66
MnO	0.02	0.07	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01
MgO	2.90	10.43	2.31	1.61	<.1	1.12	0.74	8.06	2.34
CaO	0.64	8.96	8.98	0.95	0.08	0.10	0.69	3.75	0.81
Na ₂ O	3.28	3.71	1.62	1.34	<.1	0.47	6.65	7.79	0.76
K ₂ O	2.71	0.84	3.85	2.43	0.53	1.66	0.40	0.03	2.55
P_2O_5	0.06	0.12	0.05	<.05	<.05	<.05	<.05	<.05	<.05
Ппп	1.25	2.19	7.93	0.28	0.11	0.58	0.45	0.56	0.78
Сумма	100.02	99.99	100.06	99.85	99.50	100.00	99.81	99.98	100.01
CIA	56.74	44.32	39.89	58.17	70.27	65.02	51.58	45.79	60.17
CIW	66.17	45.85	47.89	72.12	91.68	85.12	52.50	45.83	78.30

Таблица 1. Содержания петрогенных элементов (мас. %) в метатерригенных породах атбастахской свиты Нижнеханинской грабен-синклинали

Примечание. Обр. №№ Б-2402, Б-2420/2 — метакварцито-песчаники; Б-2402/2, Б-2404/1, Б-2404/2, Б-2404/3, Б-2404/6, Б-2412/2, Б-2412/3, Б-2413, Б-2416, Б-2421, Б-2430 — метапесчаники; Б-2413/1 — известковистый метапесчаник; Б-2415 — известковистый метаправелит; Б-2424 — метагравелит; Б-2412, Б-2429 — метаконгломерат. СІА — химический индекс изменения (Nesbitt, Young, 1982); СІW — химический индекс выветривания (Harnois, 1988).

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 31 № 5 2023

(рис. 36) фигуративные точки составов метапесчаников и метакварцито-песчаников атбастахской свиты располагаются вблизи и выше поля составов неизмененных магматических пород.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение морфологических особенностей циркона осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции.

U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования циркона выполнены в ИГГД РАН с помошью системы лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo, совмещенной с ICP масс-спектрометром ELEMENT XR. Диаметр "пучка" лазера составлял 25 мкм, длительность измерения — 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 (Jackson et al., 2004). Для контроля качества аналитических ланных использованы стандартные цирконы 91500 и Plešovісе. Для стандартного циркона 91500 в ходе исследований получены средневзвешенные оценки возраста по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 1068 ± 5 млн лет $(2\sigma, n = 40, CKBO = 0.44, вероятность = 0.999)$ и по отношению 206 Pb/ 238 U 1067 ± 6 млн лет (2 σ , n = 40, СКВО = 0.080, вероятность = 1.000). Для стандартного циркона Plešovice в ходе исследований получена средневзвешенная оценка возраста по отношению 206 Pb/ 238 U 336 ± 2 млн лет (2 σ , n = 43, CKBO = 0.23, вероятность = 1.000). Полученные для стандартных цирконов значения возраста хорошо совпадают с рекомендованными данными (91500: ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb - 1066.01 ± 0.61 млн лет, ²⁰⁶Pb/²³⁸U - 1063.51 ± 0.39 млн лет; Plešovice: ²⁰⁶Pb/²³⁸U - 337 ± 2 млн лет) (Horstwood et al., 2016). U–Th–Pb изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC (Van Achterbergh et al., 2001). Поправки на обычный свинец вводились с помощью программы ComPb (Andersen, 2002). Расчет конкордантных возрастов (Concordia Ages) производился в программе IsoplotR (Vermeesch, 2018). Только конкордантные оценки возраста принимались во внимание при построении гистограмм, кривых относительной вероятности и расчете максимумов возрастов (Peak Ages) (Gehrels, 2012). Результаты исследований представлены в дополнительных материалах к статье (ESM табл. 1).

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН. Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный изотопный индикатор ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd, разлагались в тефлоновых бюксах в смеси HCl + HF + + HNO₃ при температуре 110°С. Полнота разложения проверялась под бинокуляром. Редкоземельные элементы (РЗЭ) были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы Bio-Rad AG® 50W-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 ТІ в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к отношению ${}^{146}Nd/{}^{144}Nd = 0.7219$ и приведены к отношению ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512098 ± 5 (n = 10). Точность определения концентраций Sm и Nd – $\pm 0.5\%$, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd - ± 0.5%, 143 Nd/ 144 Nd – $\pm 0.005\%$ (2 σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd.

При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(t)$ и модельных возрастов $t_{Nd}(DM)$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.21365). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах рассчитаны "коровые" (двустадийные) Nd-модельные возрасты $t_{Nd}(C)$ (Keto, Jacobsen, 1987) для отношения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.12 в архейской верхней коре (Taylor, McLennan, 1985).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронология

Циркон, выделенный из метаосадочных пород атбастахской свиты, представлен зернами различной степени окатанности — от субидиоморфных кристаллов (рис. 4з, 4н) до хорошо окатанных зерен и их обломков (рис. 4и, 4п, 4с). Для большинства зерен циркона характерна тонкая и грубая осцилляторная (например, рис. 4б, 4в, 4ж), реже секториальная (рис. 4ф) зональность и присутствие расплавных включений, что свидетельствует об их магматическом генезисе. Реже встречаются серые и темно-серые зерна незональные

Рис. 4. Микрофотографии зерен циркона из метатерригенных пород Нижнеханинской грабен-синклинали, выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN в режиме катодолюминесценции. Белым кругом показано место анализа. Диаметр круга равен 25 мкм. Указаны номер пробы и зерна (Б-2401_58 и т.п.) и конкордантный возраст, млн лет (2604 ± 13 и т.п.).



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 31 № 5 2023

№ п/п	№ обр.	Порода	Интервал возрастов, млн лет	Максимум, млн лет*	Количество зерен**	
1	Б-2404/1	Метапесчаник	2437, 2524, 2528	2649	14	
			2597-2759	2703	3	
			2808-2997	2875	3	
			3088-3217	2981	8	
2	B-2412	Метаконгломерат	2581	2639	3	
			2615-3041	2715	3	
			3173, 3200	2864	3	
				2993	3	
3	B-2412/2	Метапесчаник	2603-2706	—	—	
			2853-2991			
4	B-2424	Метагравелит	2598-2905	2716	19	
			2996, 3162	2822	13	
				2863	6	
5	B-2429	Метаконгломерат	2593-3139	2655	13	
			3221-3416	2712	6	
				2740	6	
				2804	4	
				2910	3	
				2988	5	
				3102	3	
	Все образцы		2437, 2524, 2528	2650	33	
			2581-3005	2713	33	
			3041-3221	2820	18	
			3256, 3324, 3371, 3416	2864	16	
				2987	19	
				3098	5	
				3166	3	
				3213	4	

Таблица 2. Результаты U–Th–Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований детритового циркона из метатерригенных пород атбастахской свиты Нижнеханинской грабен-синклинали, Алданский щит

Примечание. (*) Максимум – максимум возраста на кривой плотности вероятности возрастов, рассчитанный в программе AgePick (Gehrels, 2012). (**) Количество зерен – количество анализов, которые дают вклад в вероятность максимума возраста.

или с плохо выраженной зональностью (рис. 4и, 4x), которые содержат многочисленные газовожидкие включения. Циркон этого типа, вероятно, имеет метаморфическое происхождение. Для части зерен циркона характерно наличие окатанных и неокатанных зональных ядер, окруженных тонкой незональной оболочкой с высокой люминесценцией и идиоморфными очертаниями (рис. 4д, 4е, 4ч).

Из образца метапесчаника (серицит-хлоритового сланца) Б-2404/1 было отобрано 71 зерно циркона из размерной фракции 70–100 мкм и 57 зерен из фракции >100 мкм. Из них было проанализировано 118 кристаллов и получены 43 конкордантные оценки возраста. Они находятся преимущественно в интервале от 2597 до 2997 млн лет с максимумами на кривой плотности вероятности возрастов около 2.65 (n = 14), 2.70 (n = 3), 2.88 (n = 3) и 2.98 (n = 8) млрд лет (табл. 2). Отдельные зерна имеют палеопротерозойские и неоархейские (2437–2528 млн лет), а также мезоархейские (3088–3217 млн лет) конкордантные возрасты (табл. ESM_1.xlsx). Для ядер циркона получены значения возраста 2879, 3194 и 2626 млн лет (анализ B-2404-1-14C в ESM_табл. 1), а для одной из оболочек — 2646 млн лет (анализ B-2404-1-34R в ESM_табл. 1).

Из пробы мелкогалечного метаконгломерата Б-2412 было отобрано 62 и 16 зерен циркона из размерных фракций 70–100 и >100 мкм соответственно. Из них удалось проанализировать 58 зерен и получить 21 конкордантную оценку возраста, которые находятся преимущественно в интервале от 2581 до 3041 млн лет с максимумами на кривой плотности вероятности возрастов около 2.64 (n = 3), 2.72 (n = 3), 2.77 (n = 3), 2.86 (n = 3) и 2.99 (n = 3) млрд лет (табл. 2). Два зерна имеют конкордантные возрасты 3173 и 3200 млн лет. Для ядер циркона получены конкордантные оценки возраста 2867 и 3041 млн лет.

Из образца полосчатого метапесчаника Б-2412/2 было отобрано 26 зерен циркона из фракции 70–100 мкм, проанализировано 21 зерно и получено 7 конкордантных оценок возраста, которые находятся в интервалах 2603–2706 и 2853–2991 млн лет и не дают статистически значимых максимумов возрастов (табл. 2).

Из пробы метагравелита Б-2424 было отобрано 93 зерна циркона из фракции 75-100 мкм и 78 зерен из фракции 100-150 мкм. Было проанализировано 153 зерна, для трех из них проанализированы ядра и оболочки кристаллов. Всего было получено 60 конкордантных оценок возраста, которые находятся в интервале 2598-2905 млн лет с максимумами на кривой плотности вероятности возрастов около 2.72 (*n* = 19), 2.82 (*n* = 13) и 2.86 (n = 6) млрд лет (табл. 2). Два зерна циркона имеют конкордантные оценки возраста 2996 и 3162 млн лет (ESM_табл. 1). Для ядер циркона получены конкордантные оценки возраста 2717, 2715, 2799, 2825, 2905 и 2996 млн лет. К сожалению, достоверных оценок возраста оболочек этих цирконов получить не удалось.

Из пробы мелкогалечного метаконгломерата Б-2429 было отобрано 48 и проанализировано 45 зерен из фракции >100 мкм, а из фракции 75-100 мкм - 77 и 61 зерно циркона соответственно. Всего для циркона из этой пробы выполнено 109 анализов и получено 54 конкордантных оценки возраста, которые находятся преимущественно в интервале 2593-3139 млн лет с максимумами на кривой плотности вероятности возрастов около 2.66 (n = 13), 2.71 (n = 6), 2.74 (n = 6), 2.80 (n = 4),2.91 (n = 3), 2.99 (n = 5) и 3.10 (n = 3) млрд лет (табл. 2). Отдельные зерна имеют конкордантные оценки возраста в интервале 3221-3416 млн лет. Для ядер циркона получены конкордантные возрасты 2637, 2738, 2750 и 3097 млн лет, а для одной оболочки – 2690 млн лет (ESM табл. 1).

Как видно из приведенного выше описания, а также из табл. 2, для индивидуальных образцов не удалось получить значимого количества конкордантных оценок возраста детритового циркона (от 7 до 60 определений). По-видимому, именно это, а не вариации в источниках сноса, обуславливает различия в оценках максимумов возрастов циркона из отдельных образцов. Учитывая то, что все образцы отобраны из атбастахской свиты Нижнеханинской грабен-синклинали на незна-

ой грабен-синклинали на незна- не исключаю

чительном расстоянии друг от друга (рис. 2), представляется целесообразным рассчитать максимумы на кривой плотности вероятности возрастов для всех конкордантных оценок возраста (n = 185). Они находятся преимущественно в интервалах 2581–3005 и 3041–3221 млн лет с максимумами возрастов около 2.65 (n = 33), 2.71 (n = 33), 2.82 (n = 18), 2.86 (n = 16), 2.99 (n = 19), 3.10 (n = 5), 3.17 (n = 3) и 3.21 (n = 4) млрд лет (табл. 2, рис. 5). Отдельные зерна циркона имеют палеопротерозойские–неоархейские и палеоархейские конкордантные возрасты.

Sm—Nd изотопная систематика

Метатерригенные породы атбастахской свиты Нижнеханинской грабен-синклинали характеризуются отношениями 147 Sm/ 144 Nd = 0.0878-0.1254 (табл. 3), близкими к отношению ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.105 в верхней континентальной коре (Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, Gao, 2003). Исключение составляют два образца метапесчаников с высокими отношениями ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1653-0.2149, что, повидимому, обусловлено обогащением этих образцов минералами-концентраторами тяжелых РЗЭ. Величины $\varepsilon_{Nd}(t)$, рассчитанные на возраст последнего эпизода регионального метаморфизма в Чаро-Олекминском геоблоке Алданского щита и Становом структурном шве (около 1900 млн лет; Котов, 2003), находятся в интервале от -12.4 до -7.2, а Nd-модельные возрасты t_{Nd}(DM) – от 3.3 до 2.8 млрд лет (t_{Nd}(C) = 3.4-3.0 млрд лет) вне зависимости от типа пород (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические данные из метатерригенных пород атбастахской свиты ханинской серии Нижнеханинской грабен-синклинали свидетельствуют о том, что в питающих провинциях были широко развиты породы нео- и мезоархейского возраста, формировавшиеся около 2.65, 2.71, 2.82-2.86, 2.99 и 3.10-3.21 млрд лет назад (табл. 2, рис. 5). Вероятно, среди источников также присутствовали породы палеоархейского (около 3.26–3.42 млрд лет) возраста (ESM табл. 1). Необходимо отметить, что в настоящее время выходы тоналитовых гнейсов с палеоархейским возрастом 3212 ± 8 млн лет известны только в одном месте Чаро-Олекминского геоблока (Nutman et al., 1992). Можно предполагать более широкое развитие палеоархейских комплексов на момент накопления отложений Нижнеханинской грабен-синклинали.

Единичные конкордантные оценки возраста, не дающие статистически значимых максимумов на кривой относительной вероятности возрастов, не исключают возможность нахождения в областях



Рис. 5. Гистограмма и диаграмма относительной вероятности возрастов для детритового циркона из метатерригенных пород Нижнеханинской грабен-синклинали.

Сипклипали									
№ обр.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±2σ _{изм.})	$\epsilon_{\rm Nd}(0)$	$\varepsilon_{\rm Nd}(t)$	t _{Nd(DM)} , млн лет	t _{Nd(C)} , млн лет	
Б-2402	0.95	5.47	0.1045	0.510955 ± 4	-32.8	-10.5	3054	3244	
Б-2402/2	0.65	3.12	0.1254	0.511368 ± 5	-24.8	-7.5	3066	2999	
Б-2404/1	23.9	67.3	0.2149	0.511054 ± 2	-30.9	-35.5	_	—	
Б-2404/2	6.53	39.2	0.1006	0.510861 ± 3	-34.7	-11.3	3073	3316	
Б-2404/3	2.20	12.60	0.1055	0.510984 ± 4	-32.3	-10.1	3040	3216	
Б-2404/6	3.49	19.83	0.1065	0.510955 ± 3	-32.8	-10.9	3111	3284	
Б-2412	3.03	19.40	0.0944	0.510915 ± 4	-33.6	-8.8	2847	3105	
Б-2412/2	0.43	1.56	0.1653	0.511879 ± 5	-14.8	-7.2	_	2978	
Б-2412/3	3.18	18.08	0.1064	0.511060 ± 2	-30.8	-8.9	2961	3114	
Б-2413	1.95	13.39	0.0878	0.510844 ± 4	-35.0	-8.5	2785	3088	
Б-2413/1	3.96	23.6	0.1016	0.510975 ± 3	-32.4	-9.3	2947	3152	
Б-2415	2.19	13.23	0.0998	0.510904 ± 3	-33.8	-10.3	2996	3231	
Б-2416	0.77	3.81	0.1224	0.511237 ± 3	-27.3	-9.3	3183	3150	
Б-2420/2	0.63	3.48	0.1086	0.511043 ± 3	-31.1	-9.7	3046	3185	
Б-2421	2.57	17.32	0.0898	0.510792 ± 4	-36.0	-10.0	2892	3210	
Б-2424	0.35	1.88	0.1130	0.510961 ± 5	-32.7	-12.4	3300	3404	
Б-2429	3.73	21.1	0.1068	0.511070 ± 2	-30.6	-8.8	2958	3106	
Б-2430	4.74	30.6	0.0937	0.510789 ± 2	-36.1	-11.1	2990	3295	

Таблица 3. Sm—Nd изотопные данные для метатерригенных пород атбастахской свиты Нижнеханинской грабенсинклинали

Примечание. Величины є_{Nd}(t) и значения коровых (двустадийных) Nd-модельных возрастов рассчитаны на возраст 1900 млн лет.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 31 № 5 2023

сноса пород с возрастом около 2.44 и 2.53 млрд лет. Однако, вследствие того, что относительно большие погрешности анализа могут маскировать потери свинца и приводить к кажущейся конкордантности (Gehrels, 2012), это предположение требует дополнительных геохронологических исследований.

Морфологические особенности детритового циркона из метатерригенных пород ханинской серии (рис. 4) свидетельствуют о том, что в областях их сноса присутствовали как магматические, так и метаморфические породы. Различная степень окатанности циркона указывает как на проксимальные, так и на дистальные источники сноса. Следует отметить присутствие окатанных и слабоокатанных зерен циркона с возрастом около 2.65 млрд лет, которые образуют ядра, окруженные тонкой незональной оболочкой с высокой люминесценцией и идиоморфными очертаниями (рис. 4д, 4е), образование которой, по всей видимости, было связано с метаморфическими процессами. Это свидетельствует о нахождении в источниках сноса рециклированных магматических пород с возрастом 2.65 млрд лет и, соответственно, о более молодом возрасте пород ханинской серии.

Верхняя возрастная граница накопления пород ханинской серии определяется возрастом регионального метаморфизма около 1.9 млрд лет (Горохов и др., 1989; Котов, 2003) и возрастом секущих метадиабазов куранахского комплекса (1863 ± 9 млн лет; Попов и др., 2012). Таким образом, накопление отложений Нижнеханинской грабен-синклинали происходило после 2.65 и до 1.9 млрд лет, вероятно на палеопротерозойском этапе развития региона.

Nd-изотопные данные для пород ханинской серии ($t_{Nd(DM)} = 3.3-2.8$ млрд лет, $t_{Nd}(C) = 3.4-3.0$ млрд лет; табл. 3) согласуются с их образованием за счет пород архейских комплексов и, возможно, пород палеопротерозойского возраста с архейскими изотопными характеристиками. На диаграмме $\varepsilon_{Nd}(t)$ -возраст (рис. 6) поле изотопной эволюции Nd пород Нижнеханинской грабен-синклинали находится полностью в поле изотопной эволюции Nd архейских пород Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Курультинского блока Становой структурной зоны.

Полученные геохронологические и Nd-изотопные данные позволяют предполагать, что источниками сноса осадочных пород Нижнеханинской грабен-синклинали являлись мезоархейские гнейсы, гранитоиды и метавулканиты Чаро-Олекминского геоблока (от 3212 ± 8 до 2967 ± 10 млн лет), зоны его сочленения с Западно-Алданским мегаблоком (от 3184 ± 85 до 3005 ± 4 млн лет) и Курультинского блока Станового структурного шва (от 2964 ± 22 до 2846 ± 33 млн лет), а также мезо- и

неоархейские син- и постколлизионные гранитоиды Чаро-Олекминского геоблока (от 2913 \pm 8 до 2738 ± 8 и от 2675 ± 15 до 2608 ± 18 млн лет) и Станового структурного шва (от 2708 ± 7 до 2703 ± 20 и от 2627 ± 16 до 2614 ± 7 млн лет) (Nutman et al., 1992; Котов и др., 1993; Котов, 2003; Neymark et al., 1993; Сальникова и др., 1996, 1997, 2004а, 2004б; Ларин и др., 2006; Глебовицкий и др., 2009; Великославинский и др., 2018; Ковач и др., 2020 и неопубликованные данные авторов). В качестве источников циркона с возрастом около 2.53 млрд лет могли выступать неоархейские-палеопротерозойские гранитоиды А-типа Нелюкинского комплекса зоны сочленения Чаро-Олекминского геоблока и Западно-Алданского мегаблока (от 2522 ± 2 до 2398 ± 4 млн лет; Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004). Особо необходимо отметить высокую вероятность нахождения в питающих провинциях осадков Нижнеханинской грабен-синклинали пород палеоархейского возраста (около 3.21-3.42 млрд лет). К настоящему времени палеоархейские тоналит-трондьемитовые гнейсы установлены только в двух местах Алданского щита – в восточной части Чаро-Олекминского геоблока (3212 ± 8 млн лет; Nutman et al., 1992) и в Западно-Алданском геоблоке (3335 \pm 3 млн лет; Nutman et al., 1992). Возможно, палеоархейские комплексы были более широко развиты в структуре Алданского щита, что согласуется с Nd-изотопными данными для пород этих геоблоков (t_{Nd(DM)} до 3.9-3.7 млрд лет; Сальникова, 1993; Сальникова и др., 1996, 1997; Jahn et al., 1998).

Метаосадочные породы Нижнеханинской, Олдонгсинской и Угуйской грабен-синклиналей на основании предполагаемого сходства их разрезов зачастую объединяют в единую серию (например, угуйскую по (Петров, 1976)), в составе которой выделяют (снизу вверх) чародоканскую, намсалинскую, ханинскую и кебектинскую (станнахскую в Нижнеханинской структуре) свиты (Салоп, 1964; Миронюк и др., 1971; Федоровский, 1972; Государственная..., 1998, 2015). Все эти образования рассматриваются как стратиграфический аналог различных частей удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Так, например, Л.И. Салоп (Салоп, 1964) сопоставляет нижнепротерозойские чародоканскую, намсалинскую, ханинскую свиты Угуйской, Олдонгсинской и Нижнеханинской грабен-синклиналей с чинейской подсерией, а верхнепротерозойскую кебектинскую (станнахскую) свиту с низами кеменской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Е.П. Миронюк с соавторами (Миронюк и др., 1971) рассматривают чародоканскую, намсалинскую и ханинскую свиты как аналоги кодарской подсерии, а станнахскую свиту коррелируют с низами чинейской подсерии удоканской серии. А.Ф. Петровым (Петров, 1976) чародоканская свита сопоставляется с кодарской подсерией, намсалинская



Рис. 6. Диаграмма ε_{Nd}-возраст для метатерригенных пород Нижнеханинской грабен-синклинали. Показаны поля эволюции изотопного состава Nd в породах удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба, Нижнеханинской грабен-синклинали и архейских породах Чаро-Олекминского геоблока западной части Алданского щита. Источники данных: Neymark et al., 1993; Сальникова и др., 1996, 1997; Jahn et al., 1998; Подковыров и др., 2006; Котов и др., 2006; Ковач и др., 2020; настоящая работа и неопубликованные данные авторов.

и ханинская свиты — с чинейской подсерией, а кебектинская и станнахская свиты — с кеменской подсерией удоканской серии. Породы кебектинской свиты Угуйского и Олдонгсинского грабенов многие исследователи "выводят" из состава удоканского комплекса (например, Петров, 1976; Федоровский, 1985) и даже рассматривают их как рифейские (мезо-неопротерозойские) отложения (Латышева и др., 2018).

А.В. Сочава и В.Ф. Тимофеев (Сочава, 1986) на основании проведенных стратиграфических, структурно-метаморфических и петрохимических исследований пришли к выводу о стратиграфическом несоответствии разрезов Угуйской, Олдонгсинской и Нижнеханинской грабен-синклиналей и объединили метаосадочные породы последней в самостоятельную ханинскую серию, более древнюю, чем свиты Олдонгсинской и Угуйской структур (Березкин и др., 2007). На основе стратиграфических и петрохимических корреляций предполагается, что терригенные отложения Нижнеханинской структуры наиболее близки к кодарской и низам чинейской подсерий удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба (Сочава, 1986).

Имеющиеся в настоящее время Nd-изотопные данные для метатерригенных пород удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба (Подковыров и др., 2006; неопубликованные данные авторов) и Нижнеханинской грабен-синклинали (табл. 3) указывают на существенные различия в составе источников сноса. Так, для пород ханинской серии характеры палео- и мезоархейские Nd-модельные возрасты t_{Nd}(DM) = 3.3-2.8 млрд лет $(t_{Nd}(C) = 3.4-3.0$ млрд лет), тогда как сходные по степени метаморфизма метаосалочные породы кодарской серии удоканского комплекса отличаются палеопротерозойскими значениями t_{Nd}(DM) = = 2.5-2.1 млрд лет (t_{Nd}(C) = 2.6-2.2 млрд лет). Также более молодые, чем установленные для пород Нижнеханинской грабен-синклинали, Ndмодельные возрасты имеют метапесчаники и метааргиллиты чинейской ($t_{Nd}(DM) = 2.6-2.4$ млрд лет, t_{Nd}(C) = 2.7-2.5 млрд лет) и кеменской $(t_{Nd}(DM) = 2.7-2.5$ млрд лет, $t_{Nd}(C) = 2.8-2.6$ млрд лет) серий удоканского комплекса. На диаграмме $\varepsilon_{Nd}(t)$ -возраст (рис. 6) отчетливо видно, что поле изотопной эволюции Nd пород ханинской серии Нижнеханинской грабен-синклинали находится ниже поля изотопной эволюции Nd терригенных отложений удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба.

Различия в источниках сноса метатерригенных пород Нижнеханинской грабен-синклинали и Кодаро-Удоканского прогиба устанавливаются также по результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона. Как было показано выше, источниками сноса отложений ханинской серии являлись магматические и метаморфические комплексы архейского возраста и, возможно, породы с возрастом около 2.44 и 2.53 млрд лет (рис. 5). В противоположность этому, в питающих провинциях терригенных отложений удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба были широко развиты магматические и метаморфические породы палеопротерозойского возраста — 2.08 млрд лет (кодарская серия), 1.90, 1.98 и 2.50 млрд лет (чинейская серия), 2.02, 2.16, 2.18, 2.38 и 2.54 млрд лет (кеменская серия) (Ковач и др., 2018а, 2018б; Адамская и др., 2022). Палеопротерозойские источники сноса (около 2.0 млрд лет) установлены также для метапесчаников Угуйской грабен-синклинали (Самсонов и др., 2015).

Таким образом, несмотря на определенное сходство в строении разрезов и петрохимических особенностей отложений кодарской и чинейской серий, с одной стороны, и ханинской серии, с другой (Сочава, 1986), существенные различия в возрасте и Nd-изотопных характеристиках источников сноса терригенных пород Нижнеханинской грабен-синклинали и Кодаро-Удоканского прогиба позволяют предполагать, что их накопление происходило в изолированных бассейнах.

выводы

1. На основании полученных U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Sm-Nd изотопных данных установлено, что накопление терригенных отложений ханинской серии Нижнеханинской грабен-синклинали происходило после 2.65 и до 1.9 млрд лет, вероятно на палеопротерозойском этапе развития региона.

2. Источниками терригенных пород ханинской серии являлись магматические и метаморфические породы Чаро-Олекминского геоблока, зоны его сочленения с Западно-Алданским мегаблоком и Курультинского блока Станового структурного шва. Вероятно, среди источников обломочного материала также присутствовали породы палеоархейского (около 3.26–3.42 млрд лет) возраста, которые мало распространены на современном эрозионном срезе.

3. Установлены существенные различия в составе источников сноса метаосадочных пород различных структур удоканского комплекса. Метатерригенные породы Нижнеханинской грабенсинклинали формировались за счет источников с палео- и мезоархейскими Nd-модельными возрастами ($t_{Nd}(DM) = 3.3 - 2.8$ млрд лет), тогда как для метаосадочных пород Кодаро-Удоканского прогиба установлен существенный вклад палеопротерозойского ювенильного материала ($t_{Nd}(DM) =$ = 2.7 - 2.1 млрд лет). Существенные различия в возрасте и Nd-изотопных характеристиках источников сноса терригенных отложений Нижнеханинской грабен-синклинали и Кодаро-Удоканского прогиба позволяют предполагать, что их накопление происходило в изолированных бассейнах.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 21-17-00164; геохронологические и Nd-изотопные исследования) и НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адамская Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Сковитина Т.М., Федосеенко А.М., Горовой В.А. Первые результаты U–Th–Ph (LA-ICP-MS) датирования детритового циркона из метатерригенных отложений кодарской серии удоканского комплекса // Геология на окраине континента. II Молодежная научная конференция-школа ДВГИ ДВО РАН. Материалы конференции. Владивосток: Изд-во Дальневосточного федерального университета, 2022. С. 65–68.

Березкин В.И., Богомолова Л.М., Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Метаморфизм докембрия восточной части Олекминской складчатой зоны // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 34–48.

Березкин В.И., Тимофеев В.Ф., Смелов А.П., Постников А.А., Тимошина И.Д., Зедгенизов А.Н., Попов Н.В. Геология и петрология палеопротерозойской Нижнеханинской грабен-синклинали (Алдано-Становой щит): к проблеме поисков следов древней жизни на Земле // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 62–71.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кузнецов А.Б., Ковач В.П., Попов Н.В., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Новые данные о возрасте тоналит-трондьемитовых ортогнейсов олекминского комплекса центральной части Чара-Олекминского геоблока Алданского щита // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 5. С. 547-552.

Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.

Горохов И.М., Тимофеев В.Ф., Бизунок М.В., Березкин В.И., Дук В.Л., Крылов И.Н., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Смелов А.П. Rb–Sr системы в метаосадочных породах Ханинского грабена (Олекминская гранит-зеленокаменная область) // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 110–126.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000, новая серия, лист О-(50) 51 и объяснительная записка. Ред. Миронюк Е.П. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 — Бодайбо и объяснительная записка. Ред. Митрофанов Г.Л. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-51 — Алдан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.

Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U–Th–Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // Докл. AH. 2018a. T. 482. № 2. С. 1138–1141.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и источники терригенных отложений удоканской серии Удоканской зоны Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты геохронологических и Nd изотопных исследований // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Российская конференция по изотопной геохронологии. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 20186. С. 142–144.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Попов Н.В., Великославинский С.Д., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Федосеенко А.М. Верхняя возрастная граница формирования Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса Алданского щита: результаты U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований // Докл. АН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 13–19.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.

Котов А.Б., Морозова И.М., Сальникова Е.Б., Богомолов Е.С., Беляцкий Б.В., Бережная Н.Г. Раннепротерозойские гранитоиды северо-западной части Алданской гранулито-гнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 2. С. 15–31.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46–67. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 1. С. 91–94.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 4. С. 412-416.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Великославинский С.Д., Толкачев М.Д. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 4–24.

Латышева И.В., Шацилло А.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В. Базальные горизонты кебектинской серии Угуйского грабена: проблема происхождения и возраста // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 159–162. *Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л.* Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 236 с.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Петров А.Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1976. 120 с. Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223–227.

Попов Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Березкин В.И., Ларин А.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Диабазы куранахского комплекса западной части Алдано-Станового щита: возраст и тектоническое положение // Докл. АН. 2012. Т. 442. С. 365–368. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.

Сальникова Е.Б. Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей Алданского щита. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 1993. 16 с.

Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Немчин А.А. Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского щита: Sm—Nd систематика гранитоидов // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 115–130.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U–Рb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 3–12.

Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ларин А.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Другова Г.М., Анисимова И.В. Метаморфическая история гранулитов курультинского блока (Алданский щит): результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Докл. AH. 2004a. T. 298. № 2. С. 239–243.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Толкачев М.Д. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое происхождение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004б. Т. 12. № 3. С. 3–11.

Самсонов А.В., Борисовский С.Е., Дубинина Е.О., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Кичигин С.Л., Лесняк В.В., Микляев В.И., Моралев Г.В. Происхождение палеопротерозойских осадочных пород Угуйского грабена (Алданский щит): результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Sprinter, 2015. С. 256–258.

Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 142 с.

Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с. Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report 204 Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.

Gehrels G.E. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012. P. 47–62.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265. *Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55. P. 319–322.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostand. Geoanalyt. Res. 2016. V. 40. P. 311–322.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasmamass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R., Cornichet J., Nemchin A., Pidgeon R., Rudnik V. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // Precambrian Res. 1998. V. 91. P. 333–363. *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.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A., Morozova I.M., Kotov A.B., Vinogradov D.P., Gorokhovsky B.M., Ovchinnikova G.V., Bogomolova L.M., Smelov A.P. Late Arhaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrain (eastern Siberia): geochemical and isotopic study // Precambrian Res. 1993. V. 62. P. 453–472.

Nutman A.P., Chenyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Res. 1992. V. 54. P. 195–210. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 3. The Crust. Eds. Rudnick R.L., Holland H.D., Turekian K.K. Oxford: Elsevier Pergamon, 2003. P. 1–64.

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

Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences – appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS // Ed. Sylvester P.J. Short Course Mineral. Assoc. Canada, St. John's. 2001. V. 29. P. 239–243.

Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geosci. Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

Рецензенты А.Б. Кузнецов, С.И. Школьник

Sources of the Paleoproterozoic Terrigenous Rocks of the Nizhnekhani Graben-Sincline, Western Part of the Aldan Shield on the U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Geochronological and Nd Isotopic Studies: To the Question of Correlation of the Udokan Complex Deposits

V. P. Kovach^{*a*, #}, E. V. Adamskaya^{*a*}, A. B. Kotov^{*a*}, B. I. Berezkin^{*b*}, V. F. Timofeev^{*b*}, N. V. Popov^{*c*}, Yu. V. Plotkina^{*a*}, T. M. Skovitina^{*a*}, A. M. Fedoseenko^{*a*}, N. Yu. Zagornaya^{*a*}, and B. M. Gorokhovsky^{*a*}

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St-Petersburg, Russia

^b Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia

^c Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, Russia

^d Institute of the Earth Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

[#]e-mail: v.p.kovach@gmail.com

Paper discusses the results of U–Th–Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircon and Sm–Nd isotopic studies of metaterrigenous rocks of the Udokan complex of the Nizhnekhani graben-syncline in the western part of the Aldan Shield. Based on the data obtained, it was found that the accumulation of terrige-nous deposits of the Nizhnekhani graben-syncline occurred after 2.65 and up to 1.9 Ga, probably at the Paleoproterozoic stage of the development of the region. The igneous and metamorphic rocks formed at ca. 2.65, 2.71, 2.82–2.86, 2.99, 3.10–3.21, and probably 3.26–3.42 Ga ago within the Chara-Olekma geoblock, the zone of its junction with the West Aldan megablock and the Kurulta block of the Stanovoi suture zone, were the sources of detrital material. Metaterrigenous rocks of the Nizhnekhani graben-syncline were formed from sources with the Paleo- and Mesoarchean Nd model ages, while a significant contribution of the Paleoprotero-zoic juvenile material was established for the metasedimentary rocks of the Kodar-Udokan trough. Significant differences in the age and Nd isotopic characteristics of terrigenous deposit sources of the Nizhnekhani graben-syncline and the Kodar-Udokan trough suggest that they accumulated in isolated basins.

Keywords: Udokan complex, Nizhnekhani graben-syncline, Aldan Shield, detrital zircon, geochronology, Sm–Nd isotope systematics