

УДК 550.93:551.7:552.513

## ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОЛОКИТСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

© 2020 г. В. П. Ковач<sup>1,\*</sup>, Е. Ю. Рыцк<sup>1</sup>, С. Д. Великославинский<sup>1</sup>,  
член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов<sup>1</sup>, К.-Л. Ван<sup>2</sup>, С.-Л. Чун<sup>2</sup>

Поступило 26.04.2020 г.

После доработки 25.05.2020 г.

Принято к публикации 28.05.2020 г.

Приводятся результаты U–Th–Pb LA–ICP–MS-геохронологических исследований детритового циркона из терригенных пород Олоkitской зона Байкало–Патомского складчато–надвигового пояса Сибирского кратона. Установлено, что возраст отложений олоkitской серии находится в интервале 0.86–0.72 млрд лет. Источниками детритового циркона терригенных пород Олоkitской зоны являлись архейские и раннепротерозойские породы юга Сибирского кратона и неопротерозойские комплексы Байкало–Муйского пояса. Порода, которые могли бы являться источниками детритового циркона мезопротерозойского (1.08–1.46 млрд лет) и позднепалеопротерозойского (1.65 млрд лет) возраста в отложениях Ондоковского палеоподнятия Олоkitской зоны, в Байкальской горной области и на Сибирском кратоне не известны. Полученные данные и результаты палеомагнитных реконструкций свидетельствуют о том, что в мезо- и раннем неопротерозое Сибирь и Лаврентия находились в фиксированной позиции друг относительно друга, а между ними существовало пространство, на месте которого мог находиться неизвестный континентальный блок с породами мезопротерозойского возраста.

*Ключевые слова:* Сибирский кратон, Байкало–Патомский пояс, Олоkitская зона, детритовый циркон, геохронология, источники сноса, мезопротерозой

**DOI:** 10.31857/S2686739720080113

Олоkitская зона Северного Прибайкалья входит в состав Байкало–Патомского складчато–надвигового пояса южной части Сибирского кратона (рис. 1). Этот пояс сложен патомским карбонатно–терригенным комплексом большой мощности, в составе которого выделяют пять региональных стратогоризонтов: медвежевский, баллаганахский, дальнетайгинский, жуинский и юдомский. Полученные в последние годы Sr–хемостратиграфические данные для карбонатных пород [1] и U–Th–Pb–изотопно–геохронологические данные по детритовому циркону [2–4] показали, что большая часть патомского комплекса относится к венду, а нижний (дотиллитовый) баллаганахский горизонт – к верхнему рифею. Новые представления о возрасте этого мощного разреза позволили

предложить его в качестве опорного для границы позднего рифея и венда на юге Сибири [5].

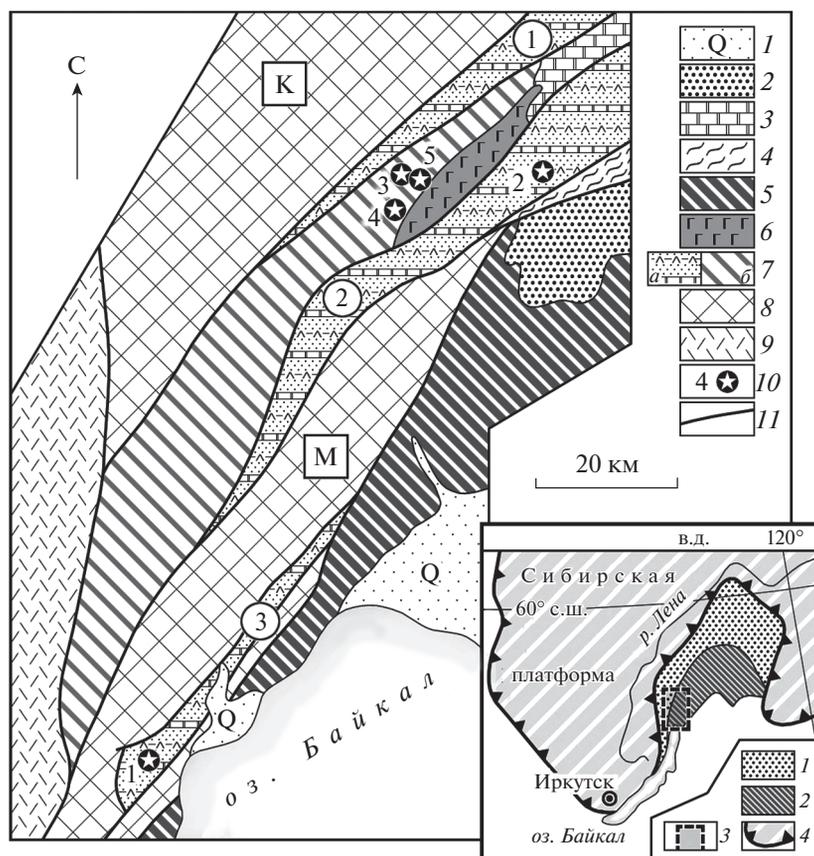
Разрез Олоkitской зоны традиционно коррелируется с отложениями баллаганахского и дальнетайгинского горизонтов стратотипа в Патомском нагорье Байкало–Патомского складчато–надвигового пояса ([6] и др.). Возраст риолитов иняптукской свиты, завершающих вулканогенно–карбонатно–терригенный разрез олоkitской серии, равен  $711 \pm 6$ – $723 \pm 7$  млн лет [7, 8]. Подстилающие иняптукскую свиту осадочные толщи прорываются дунит–троктолит–габбровым расчлененным Довыренским плутоном с возрастом  $728 \pm 3$  млн лет [8]. Кроме этого, для терригенных пород олоkitской серии в районе Довыренского плутона выявлены ранее не известные в Байкальской складчатой области мезо- и неопротерозойские источники сноса [9]. Таким образом, разрез Олоkitской зоны представляет один из ключевых объектов для уточнения возраста накопления и источников сноса позднедокембрийских осадочных толщ южной части Сибирского кратона. Учитывая выше сказанное, нами выполнены U–Th–Pb LA–ICP–MS–геохронологические

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия  
Российской академии наук, Санкт–Петербург, Россия

<sup>2</sup> Институт наук о Земле, Академия Синика,  
Тайпей, Тайвань

\*E-mail: v.p.kovach@gmail.com

\*\*E-mail: v.kovach@mail.ru



**Рис. 1.** Схема тектонической зональности Северного Прибайкалья. 1 – четвертичные отложения; 2 – Верхнехолоднинский грабен – терригенные породы позднего эдиакария; 3 – Овгольский грабен – эдиакарские карбонатно-терригенные отложения; 4 – зеленосланцевые диафориты; 5 – Кичерская зона Байкало-Муйского пояса: нюрундуканский комплекс позднего неопротерозоя; 6–7 – Олоkitская зона Байкало-Патомского пояса: 6 – Довыренский расчлененный плутон, 7 – вулканогенно-карбонатно-терригенная олоkitская серия в Олоkitо-Мамском (1), Тья-Холоднинском (2) и Нюрундуканском (3) прогибах (7а) и Ондокском палеоподнятии (7б), 8 – выступы раннедокембрийского фундамента кратона (К – Кутимский; М – Маректинский); 9 – Аkitканский вулканоплутонический пояс раннего протерозоя; 10 – места отбора и номера проб для геохронологических исследований: 1 – О-21-1, 2 – О-24-1, 3 – RVK-05, 4 – RVK-07, 5 – RVK-06; 11 – геологические границы и тектонические швы. На врезке показано местоположение района исследования: 1 – Байкало-Патомский складчато-надвиговой пояс Сибирского кратона; 2 – Байкало-Муйский складчатый пояс; 3 – район исследования; 4 – граница чехла Сибирской платформы.

исследования детритового циркона из терригенных пород нескольких разрезов олоkitской серии в различных структурах (палеопробибах и палеоподнятиях) Олоkitской зоны.

Олоkitская зона представляет собой систему линейных прогибов и поднятий, образованных в условиях неопротерозойского рифтогенеза континентальной окраины Сибирского кратона [7]. Маркерами верхней стратиграфической границы олоkitской серии являются эдиакарские отложения авгольской свиты в верховьях реки Олоkit [6] и карбонатные породы противодаванской свиты, которая сопоставляется с эдиакарской (580–550 млн лет [1]) улунтуйской свитой байкальской серии [10].

Главными компонентами олоkitской серии являются высокозрелые метаосадки, представлен-

ные кварцевыми метапесчаниками, кварцитами и хлоритоидными сланцами (метааллевропелитами), а также углеродистые и карбонатно-углеродистые тонкозернистые отложения, карбонатные породы, включая строматолитовые доломиты, континентальные базальты и риолиты [7]. Для метапесчаников и метааллевролитов характерны отрицательные величины  $\epsilon_{Nd}(t)$  от  $-5.7$  до  $-17.8$  и древние Nd-модельные возрасты  $t_{Nd(DM)} = 3.4$ – $2.0$  млрд лет, которые указывают на раннедокембрийские источники сноса [11]. В нижней части разреза серии присутствуют грабеновые фации. Значительно реже в ее составе отмечаются туфогенные и вулканомиктовые образования с невысокими положительными и слабо отрицательными величинами  $\epsilon_{Nd}(t)$  от  $-0.6$  до  $+3.7$  и мезопротерозойскими Nd-модельными возрастами около 1.6 млрд лет. Последние интерпретируются как

**Таблица 1.** Краткая характеристика исследованных проб осадочных пород олокитской серии

№ обр.	Порода	Координаты	Место отбора	Свита	Тектоническая позиция
О-21-1	зеленый Ep-Chl метапесчаник	55°32.652' с.ш. 109°06.629' в.д.	руч. Севеликон	тыйская	Нюрундуканский прогиб
О-24-1	кварцито-песчаник	56°14.889' с.ш. 109°53.963' в.д.	зона "Рыжая"	перевальская	Тья-Холоднинский прогиб
RVK-05	Seg-Chl-Carb кварцито-песчаник	56°18.183' с.ш. 109°43.150' в.д.	устье руч. Большого	ондокская	Ондокское палеоподняtie
RVK-07	кварцевый метапесчаник	56°18.967' с.ш. 109°45.933' в.д.	устье руч. Рыбачий		

результат смешения ювенильного материала неопротерозойского возраста и раннедокембрийских коровых источников [11].

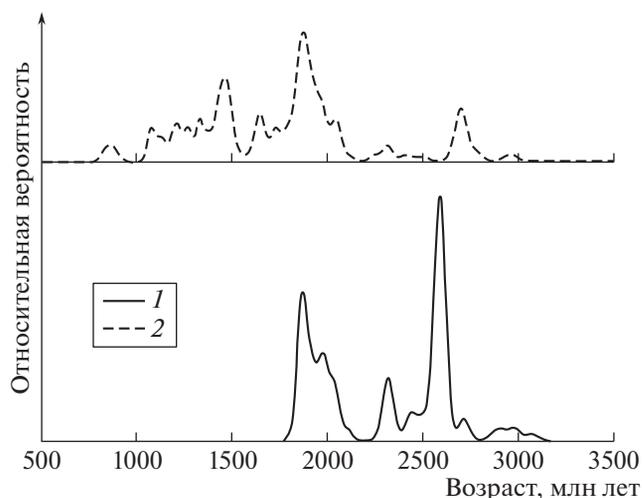
Краткая характеристика исследованных проб осадочных пород олокитской серии и места их отбора приведены в табл. 1 и на рис. 1. Выделенные зерна циркона, вмонтированные в эпоксидную смолу, исследовались в ИГГД РАН в проходящем свете, а также в режимах отраженных электронов и катодoluminesценции для выяснения внутреннего строения зерен, типа включений минералообразующих сред и выбора доменов для изотопного анализа. U–Th–Pb LA–ICP–MS-геохронологические исследования циркона были выполнены в Департаменте геологических наук Национального университета Тайваня, Тайпей (Department of Geological Sciences, National Taiwan University, Taipei) по методике [12]. Калибровка производилась с использованием стандарта циркона GJ-1. Для контроля качества данных использовались стандартный циркон Harvard91500 и Plesovice. Для них в ходе исследований получены конкордантный возраст  $1066 \pm 4$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0.24, вероятность = 0.62) и средневзвешенное значение возраста по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$   $336 \pm 2$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0.24, вероятность = 1.00) соответственно, что находится в хорошем соответствии с данными, полученными методом изотопного разбавления.

При построении гистограмм, а также вычисления пиков возрастов на кривых относительной вероятности по программе AgePick [13] использовались только конкордантные оценки возрастов. Результаты исследований представлены на рис. 2.

Конкордантные возрасты ( $n = 102$ ) детритового циркона из метапесчаников тыйской свиты Нюрундуканского прогиба (обр. О-21-1) и кварцито-песчаников перевальской свиты Тья-Холоднинского прогиба (обр. О-24-1) находятся в интервалах 1849–2110, 2288–2329, 2427–2620 и 2711–2723 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 1.88

( $n = 19$ ), 1.97 ( $n = 14$ ), 2.32 ( $n = 9$ ), 2.43 ( $n = 4$ ), 2.49 ( $n = 3$ ), 2.59 ( $n = 34$ ) и 2.71 ( $n = 3$ ) млрд лет (рис. 2). Отдельные зерна циркона имеют конкордантные возрасты в интервале 2870–3072 млн лет.

Принципиально иные оценки возраста детритового циркона получены для пород Ондокского палеоподнятия – метапесчаников ондокской свиты (обр. RVK-05 и RVK-07) и кремнистого туффита асектамурской свиты (обр. RVK-06). Конкордантные возрасты ( $n = 189$ ) детритового циркона терригенных осадков Ондокского палеоподнятия находятся преимущественно в интервалах 833–894, 1064–1527, 1593–2068, 2236–2390 и 2642–2790 млн лет с пиками на кривой относительной вероятности возрастов около 0.86 ( $n = 5$ ), 1.08 ( $n = 7$ ), 1.13 ( $n = 7$ ), 1.21 ( $n = 9$ ), 1.27 ( $n = 10$ ), 1.33 ( $n = 9$ ), 1.38 ( $n = 8$ ), 1.46 ( $n = 24$ ), 1.65 ( $n = 13$ ), 1.73 ( $n = 10$ ), 1.87 ( $n = 37$ ), 2.04 ( $n = 11$ ), 2.31 ( $n = 4$ ) и 2.70 ( $n = 13$ ) млрд лет (рис. 2). Отдельные кристал-



**Рис. 2.** Кривые относительной вероятности U–Th–Pb-возрастов детритового циркона из терригенных пород олокитской серии. 1 – Тья-Холоднинский и Нюрундуканский палеопрогибы; 2 – Ондокское палеоподняtie.

лы циркона имеют конкордантные возрасты 2113, 2440, 2502, 2939 и 2972 млн лет. Полученные данные подтверждают присутствие детритового циркона мезо- и неопротерозойского возраста в терригенных породах Ондокского палеоподнятия Олоkitской зоны, установленные [9] и позволяют сделать некоторые выводы.

Нижняя возрастная граница накопления осадочных пород олоkitской серии оценивается в 0.86 млрд лет. Верхняя возрастная граница накопления пород этой серии определяется возрастом вулканитов иньяпукской свиты  $711 \pm 6$ – $723 \pm 7$  млн лет [7, 8]. Таким образом, возраст отложений олоkitской серии находится в интервале 0.86–0.72 млрд лет.

В настоящее время невозможно дать однозначный ответ на вопрос об источниках сноса детритового циркона нео- и мезопротерозойского возраста. Одним из возможных источников детритового циркона неопротерозойского возраста могли быть магматические комплексы с возрастом около 0.83–0.75 млрд лет Анамакит-Муйского террейна Байкало-Муйского пояса [11]. В то же время нельзя исключать и другие варианты источников сноса, тем более, что породы с мезопротерозойским цирконом в Анамакит-Муйском террейне не установлены. Принимая во внимание региональную корреляцию стратотипических горизонтов олоkitской серии [8], можно полагать, что в близком диапазоне времени формировались осадочные толщи баллаганхского и, вероятно, дальнетайгинского горизонтов патомского комплекса внутренней Бодайбинской зоны Байкало-Патомского пояса. В этой связи следует подчеркнуть, что геологические свидетельства синхронности осадконакопления в Патомской приплатформенной и внутренней Бодайбинской зонах Байкало-Патомского пояса, по всей видимости, не так достоверны, как это принято считать.

Источниками детритового циркона терригенных пород как Тья-Холоднинского и Нюрундуканского палеопротерозойского, так и Ондокского палеоподнятия Олоkitской зоны, по всей видимости, являлись архейские и раннепротерозойские метаморфические и магматические породы юга Сибирского кратона и, в частности, Маректинского выступа, расположенного между Тья-Холоднинским и Нюрундуканским прогибами Олоkitской зоны (рис. 1) [11].

Породы, которые могли бы являться источниками детритового циркона мезопротерозойского (1.08–1.46 млрд лет) и палеопротерозойского (1.65 млрд лет) возраста, ни в Байкальской горной области в частности, ни на Сибирском кратоне не известны. Возможно, что они были эродированы и/или перекрыты более молодыми осадками. В то же время, для детритового циркона рифейских

отложений Сетте-Дабана установлены сходные возрасты детритового циркона (около 1.6–1.0 млрд лет), которые по данным литологических реконструкций имеют не Сибирские источники сноса [14].

Палеомагнитные реконструкции, допуская разнообразные варианты взаимного положения Сибири и Лаврентии, свидетельствуют о том, что в мезо- и раннем неопротерозое Сибирь и Лаврентия находились в фиксированной позиции друг относительно друга, а между ними существовало пространство, на месте которого мог находиться неизвестный континентальный блок (блоки). Кроме этого, “штрих-кодированное” совпадение возраста становления Довыренского плутона Олоkitской зоны и Франклинской магматической провинции на рубеже 723–725 млн лет, также может указывать на близость Сибири и Северной Лаврентии [15].

Работы последних лет показывают, что находки детритового циркона мезопротерозойского возраста в осадочных толщах юга Сибирского кратона постоянно увеличиваются [4]. Это доказывает, что мезопротерозойские породы играли важную роль в источниках сноса пород юга Сибирского кратона. Подтвердить этот вывод должны новые исследования как погребенного фундамента кратона, так и потенциальных источников в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках тем НИР №№ FMUW-2019-0014, FMNU-2019-0005, при поддержке Фонда развития отечественной геологии (Санкт-Петербург) и РФФИ (проект №18–05–00724).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., et al.* // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 51–66.
2. *Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А. и др.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 115–119.
3. *Гладкочуб Д.П., Николь Г., Станевич А.М. и др.* // ДАН. 2013. Т. 450. № 3. С. 318–322.
4. *Powerman V.I., Shatsillo A., Chumakov N.M. et al.* // Precambrian Res. 2015. V. 267. P. 39–71.
5. *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. и др.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.
6. *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др.* // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
7. *Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др.* // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
8. *Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г. и др.* // Геохимия. 2013. Т. 51. № 11. С. 957–970.
9. *Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Кислов Е.В. и др.* // Материалы IV Всероссийской научно-практиче-

- ской конференции, посвященной 40-летию ГИН СО РАН. Улан-Удэ. ГИН СО РАН. 2013. С. 17–20.
10. Булгатов А.Н., Баинов И.Ф., Словеснов Г.Ф. и др. // Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 128–131.
  11. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
  12. Chiu H.-Y., Chung S.-L., Wu F.-Y. et al. // Tectonophysics. 2009. V. 477. P. 3–19.
  13. Gehrels G.E. // In: Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Chichester, UK: Wiley-Blackwell. 2012. P. 47–62.
  14. Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al. // Precambrian Res. 2001. V. 111. P. 129–163.
  15. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U. et al. // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 464–469.

## AGE OF DETRITAL ZIRCON AND SOURCES OF TERRIGENOUS ROCKS OF THE OLOKIT ZONE (NORTHERN BAIKAL REGION)

**V. P. Kovach<sup>a, #, ##</sup>, E. Yu. Rytsk<sup>a</sup>, S. D. Velikoslavinsky<sup>a</sup>, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov<sup>a</sup>, K.-L. Wang<sup>b</sup>, and S.-L. Chung<sup>b</sup>**

<sup>a</sup> *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

<sup>b</sup> *Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan*

<sup>#</sup> *E-mail: v.p.kovach@gmail.com*

<sup>##</sup> *E-mail: v.kovach@mail.ru*

Article presents results of the U–Th–Pb LA–ICP–MS geochronological studies of detrital zircon from terrigenous rocks of the Olokit zone of the Baikal–Patom fold-thrust belt of the Siberian Craton. It has been established that the age of the Olokit Formation deposits is in the range of 0.86–0.72 Ga. The sources of the detrital zircon of the terrigenous rocks of the Olokit zone were Archean and Early Proterozoic rocks of the southern Siberian Craton and the Neoproterozoic complexes of the Baikal–Muya belt. The rocks that could be the sources of detrital zircon of Mesoproterozoic (1.08–1.46 Ga) and Late Paleoproterozoic (1.65 Ga) age in the sediments of the Ondok paleo-uplift of the Olokit zone, are not known in the Baikal mountain region and at the Siberian Craton. Obtained data and results of paleomagnetic reconstructions indicate that in the Meso- and early Neoproterozoic Siberia and Laurentia were in a fixed position relative to each other, and between them there was a space in which place there could be an unknown continental block with rocks of Mesoproterozoic age.

**Keywords:** Siberian Craton, Baikal–Patom belt, Olokit zone, detrital zircon, geochronology, provenance, Mesoproterozoic