

УДК 551.7+552.5+550.93 (470.21)

ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА (SIMS SHRIMP-II, LA-ICPMS)

В. Ф. Смолькин^{1,*}, С. В. Межеловская², А. Д. Межеловский²

Представлена академиком РАН Ю.Н. Малышевым 05.06.2019 г.

Поступило 05.06.2019 г.

Представлены результаты исследований рудоносной Печенгской структуры палеопротерозойского возраста, расположенной на северо-западе Кольского региона. Для определения U–Th–Pb-возраста циркона использовалась масс-спектрометрия вторичных ионов на приборе SRHIMP-II и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией LA-ICPMS на приборе ThermoQuest Finnigan MAT Neptune. Опробованы базальные конгломераты телевинской, красноцветные гравелиты лучломпольской и высококремнезёмистые турбидиты из средней части разреза материнской свит. На U–Pb-диаграмме с конкордией часть аналитических точек для циркона из конгломератов аппроксимируются дискордией с верхним пересечением 2724 ± 9 и 2792 ± 7 млн лет. Все зёрна циркона из гравелитов располагается на конкордии. Основная часть значений их возраста находится в интервале 2700–2820, меньшая 2840–3000 млн. Единичные зёрна имеют возраст от 3037 ± 4 до 3698 ± 8 млн лет. Для циркона из турбидита установлено конкордантное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста 2640 ± 16 млн лет. Источниками циркона для конгломератов и гравелитов были породы фундамента северного обрамления Печенгской структуры: гнейсы комплексов Киркенес, Варангер, Сванвик (2715, 2803 и 2825 млн лет) и высокоглинозёмистые гнейсы (2798–2830 млн лет), для турбидитов – гранитоиды южного борта. Доминирующая роль группы циркона с возрастом 2,7 млрд лет подтверждает глобальный прирост континентальной коры в этот период. Древние значения возраста циркона (3,0–3,7 млрд лет) из красноцветных гравелитов связаны с более глубокой эрозией фундамента и выходом на эрозионную поверхность пород эо- и мезоархейского возраста в северном обрамлении в период первой глобальной “Кислородной революции” (2,4–2,3 млрд лет).

Ключевые слова: Кольский регион, палеопротерозой, Печенгская структура, детритовый циркон, изотопный U–Pb-анализ.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524886645-650>

Печенгская рудоносная структура является северо-западным фрагментом Печенго-Варзугского пояса, который протягивается с перерывом на 600 км от Северной Норвегии через весь Кольский полуостров до побережья Белого моря. Данный пояс является одним из самых крупных в регионе палеопротерозойских структур и представляет собою долгоживущую палеорифтогенную систему, заложенную около 2,5 млрд лет на коре континентального типа [1].

Исследования направлены на определение начала заложения структуры, установление источников обломочного материала по мере многократного отложения терригенных толщ и оценку вкладов эо-, мезо- и неоархейского вещества при формировании континентальной коры. В качестве основного инструмента для решения поставленных целей

был выбран циркон, который является одним из наиболее универсальных минералов-геохронометров.

Монофракции циркона были выделены из проб весом 5–8 кг в ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и в Институте геологии КНЦ РАН (Петрозаводск). Для определения U–Pb-возраста циркона использовалась масс-спектрометрия вторичных ионов (SIMS) на приборе SRHIMP-II и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией LA-ICP MS на приборе “ThermoQuest Finnigan” MAT Neptune с использованием методик [2, 3]. Обработка аналитических данных осуществлялась на основе программ SQUID [4] и ISOPLOT/EX [5].

Печенгская структура размером 40×70 км имеет асимметричное внутреннее строение [6]. Северная её граница на значительном своём протяжении является стратиграфической и проходит по нижнему контакту базальной терригенной толщи, залегающей на породах архейского фундамента и эродированной поверхности расслоенной интрузии горы Генеральской с U–Pb-возрастом 2505 ± 2 млн лет [7]. Южная

¹ Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского Российской Академии наук, Москва

² Российский государственный геологический университет, Москва

*E-mail: v.smolkin@sgm.ru

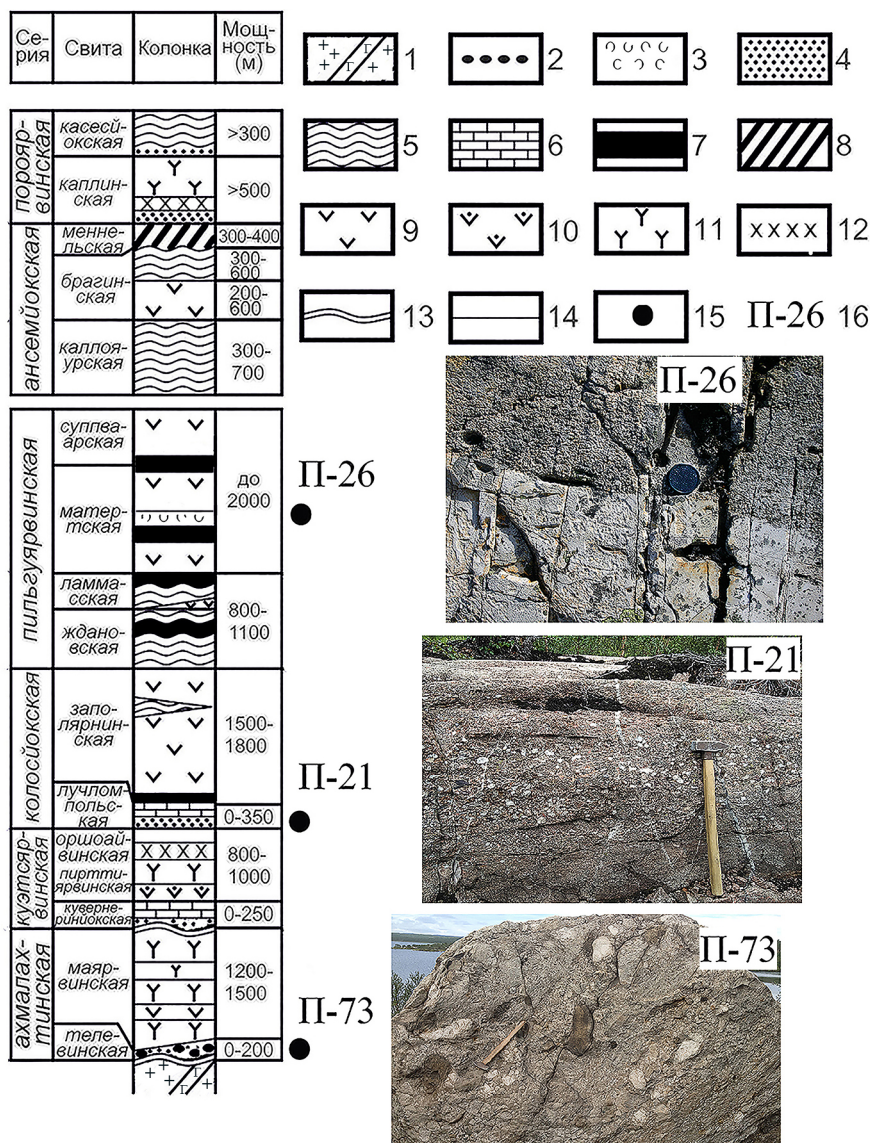


Рис. 1. Стратиграфическая схема Печенгской структуры по данным [8]. 1 – архейский комплекс фундамента и прорывающая его расслоенная интрузия горы Генеральской; 2 – высококремнезёмистый турбидит; 3 – конгломерат; 4 – граувакка, кварцит; 5 – сульфидно-углеродистый псаммит-алевролитовый сланец; 6 – доломит; 7 – ферропикрит; 8 – пикрит; 9 – базальт; 10 – трахибазальт; 11 – андезибазальт; 12 – дацит; 13 – структурное несогласие; 14 – стратиграфическая граница; 15, 16 – место отбора пробы и её номер. На вставках – фотографии коренных выходов опробованных пород.

граница определяется гранитными куполами Шуони и Каскельяр с U–Pb-возрастом соответственно 1939 ± 7 и 1940 ± 17 млн лет. Кольская сверхглубокая скважина пересекла на глубине 6842 м контакт палеопротерозойского комплекса с породами архейского фундамента [8].

Разрез Северной зоны, имеющей моноклиально-мульдообразное строение, сложен многократно чередующимися толщами вулканогенных и осадочных пород. Состав первых меняется (снизу вверх) от андезибазальтов и трахибазальтов до ферропикритов и базальтов; состав вторых – от конгло-

мератов, кварцитов, красноцветных гравелитов и доломитов до сульфидно-углеродистых пелит-алевролитовых сланцев.

Были опробованы базальные конгломераты телевинской свиты на севере-восточном берегу оз. Палоярви (проба П-73), красноцветные гравелиты лучломпольской свиты, залегающие на маломощной коре выветривания субщелочных вулканитов наземной фации и перекрытые доломитами, содержащими включения биогерм строматолитов (проба П-21), и высококремнезёмистые турбидиты г. Куорпукас из маркирующего горизонта, в 700–850 м от подошвы

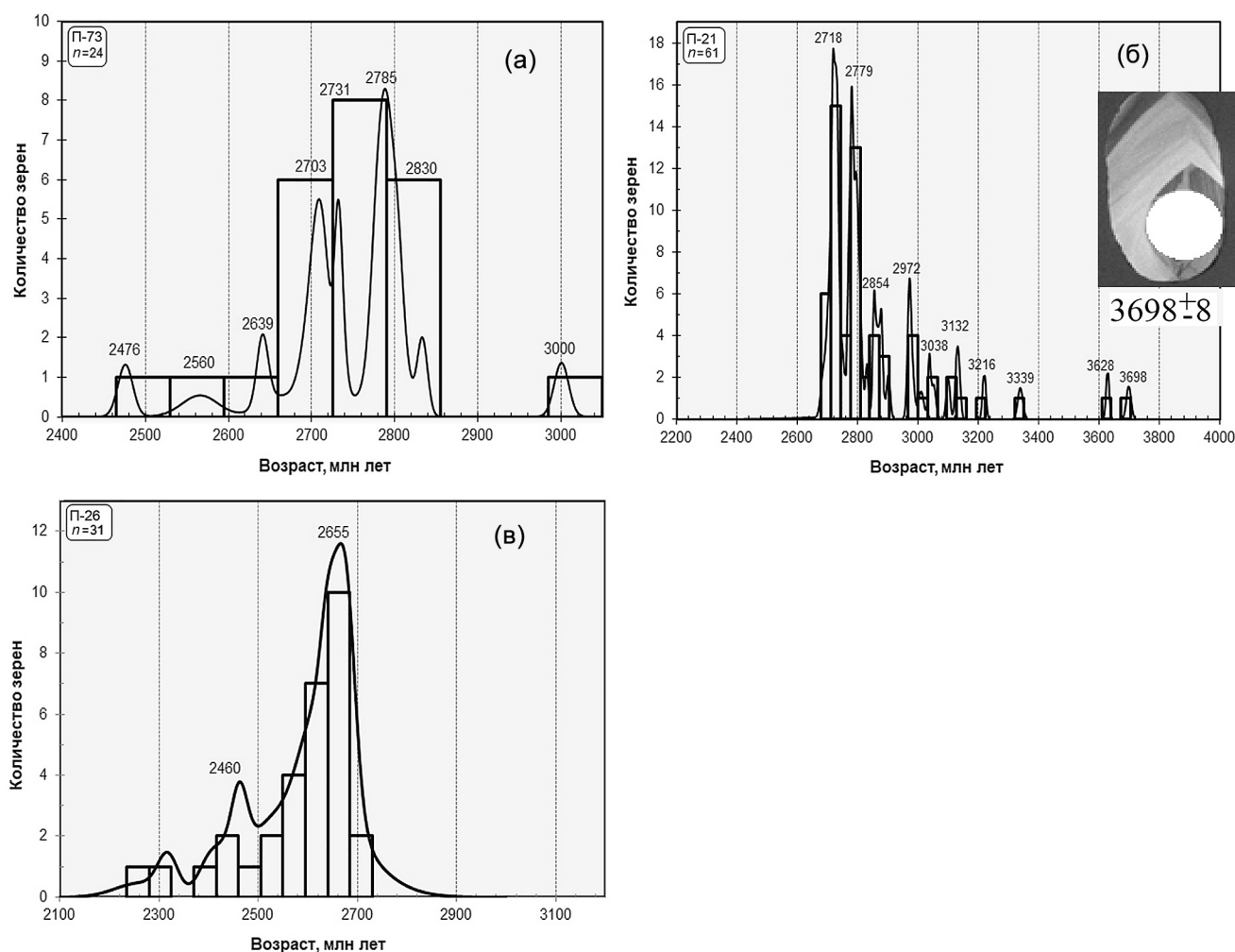


Рис. 2. Мультимедийное распределение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста циркона из проб П-73 (а), П-21 (б) и П-26 (в).

матерской свиты ферропикрит-базальтового состава (проба П-26), рис. 1.

Проба П-73. Циркон образует прозрачные и полупрозрачные, окрашенные в коричневые, жёлтые и жёлто-серые тона субидiomорфные призматические слабо окатанные кристаллы и округлые зёрна. Размер кристаллов по длине варьирует от 150 до 509 мкм, коэффициент удлинения $K_y = 1,0-6,6$. В катодоллюминесцентном изображении кристаллы циркона с ярким и умеренным свечением характеризуются тонкой, осцилляционной магматической зональностью, зёрна — широкой грубой зональностью. На SIMS SRHIMP-II проанализированы 24 зерна циркона. На гистограмме выделяются три кластера с максимумами около 2703, 2731, 2785 млн лет (рис. 2а). Средний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст зёрен циркона, аналитические точки которых расположены на конкордии, равен 2792 ± 17 ($n = 5$) и 2718 ± 7 ($n = 5$) млн лет. Зёрна с возрастом менее 2703 млн лет, судя по нарушению внутренней зональности, повышенному

содержанию U и пониженному Th, относятся к метаморфическому типу.

Детритовый циркон из телевинской свиты был изучен также из гравелитов и конгломератов, вскрытых скв. 3462 и залегающих на породах интрузии горы Генеральской [9]. Большинство зёрен циркона на гистограммах образуют кластер с возрастом около 2830 млн лет. Усреднённые данные для трех зёрен (2482 ± 24 млн лет) и по двум зёрнам с возрастом 2371 ± 32 и 2402 ± 37 млн лет могут свидетельствовать о начале формирования конгломератов позднее 2370 млн лет.

Проба П-21. Циркон представлен в виде хорошо окатанных, прозрачных и полупрозрачных, трещиноватых зёрен со штриховкой, размером по диагонали в пределах 50–140 мкм (рис. 3). Большинство зёрен имеет хорошо выраженные признаки осцилляционной зональности. На LA-ICPMS проанализировано 61 зерно. Все аналитические точки распо-

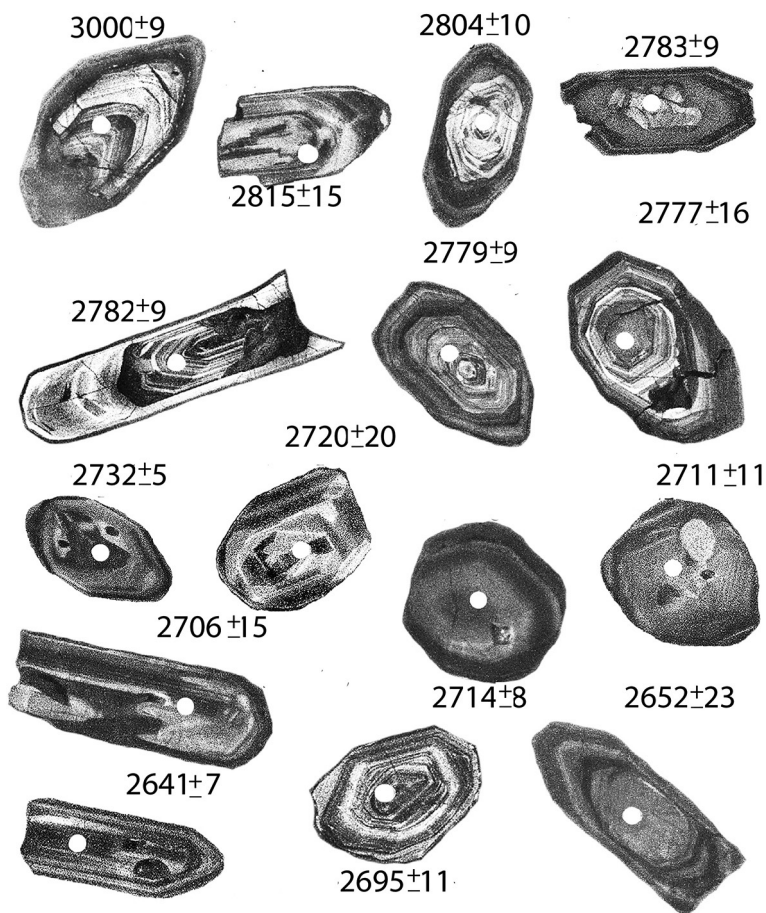


Рис. 3. Микрофотографии зёрен циркона из пробы П-73 в катодной люминесценции с положением лазерного кратера и значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста в млн лет.

лагаются на U—Pb-диаграмме на конкордии (рис. 3г). Основная часть зёрен циркона имеет возраст в интервале 2700–2820 млн лет с максимумами около 2718 и 2779 (рис. 2б), меньшая часть — возраст 2840–3000 млн лет с максимумами около 2854 и 2972. Установлено полное отсутствие зёрен циркона с возрастом меньше 2700 млн лет. Для наиболее древнего зерна в виде обломка кристалла с тонкой зональностью получено значение 3698 ± 8 млн лет ($D = 1$) (рис. 2б, вставка).

Сопоставительный анализ основных возрастных групп циркона из изученных терригенных пород телевинской и лучломпольской свит позволяет выделить сквозные данные, которые повторяются для обеих свит: 2,70–2,72, 2,78–2,79 и 2,83–2,85 млрд лет. В северном обрамлении Печенгской структуры одновозрастные породы представлены гнейсами комплексов Киркенес, Варангер и Сванвик (соответственно 2715 ± 18 , 2803 ± 15 и 2825 ± 34 млн лет) [8]. Дополнительным источником циркона могли быть высокоглинозёмистые гнейсы с возрастом 2798–2830 млн лет, пересечённые сверхглубокой скважиной

СГ-3 (2, 4, 6, 8 и 10 толщи), а также гнейсы с возрастом 2727 ± 24 млн лет, залегающие в северо-западном обрамлении Печенгской структуры [8, 10, 11]. Привнос материала в бассейн происходил преимущественно с северо-запада и северо-востока (в современных координатах).

В то же время в красноцветных гравелитах были обнаружены 10 более древних зёрен циркона с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастом от 3009 ± 9 до 3698 ± 8 млн лет, что можно объяснить более глубокой эрозией фундамента во время отложения терригенных пород в период первой глобальной так называемой “Кислородной революции” (2,4–2,3 млрд лет).

Проба П-26. Преобладают коротко- и удлиненно призматические прозрачные зёрна со сглаженными гранями, реже овально-округлые окатанные прозрачные и тёмно-коричневые зёрна; встречаются единичные мелкие кристаллы с чётко выраженными гранями призмы и пирамиды и внешней каймой нарастания. Размер зёрен изменяется по длине в пределах 50–200 мкм. Преобладают зёрна с грубой, широкой зо-

нальностью, реже встречаются зёрна с чётко выраженной тонкой, осцилляционной зональностью.

Большинство точек локального U–Pb-анализа 31 зерна циркона (SIMS SRHIMP-II) располагается на конкордии или вблизи неё ($D = 4–9$). Основной кластер имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст в интервале от 2520–2691 млн лет с максимумом на гистограмме около 2655 млн лет (рис. 2в). В подчинённом количестве встречаются единичные зёрна с возрастом 2403–2463 (4 зерна) и 2263–2318 (2 зерна) млн лет, для которых установлены высокие содержания U и Th, и высокая степень дискордантности ($D > 20$). Для 13 зёрен, точки которых лежат на конкордии, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст равен 2651 ± 10 млн лет (СКВО = 0,30).

Источниками циркона с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастом 2640–2650 млн лет могли быть граниты и гнейсы, реликты которых залегают в южном обрамлении Южно-Печенгской зоны, а также были пересечены при проходке СГ-3 [8]. Из этого следует, что снос терригенного материала происходил с южного борта в северо-восточном направлении (в современных координатах), т.е. в матерское время формирования морского бассейна кардинально поменялись области сноса обломочного материала.

Полученные результаты подтверждают, что основной вклад в континентальную кору внесли породы тоналит-трондjemит-гранодиоритового комплекса, их метаморфизованные разновидности, высокоглинозёмистые гнейсы и гранитоиды различного состава. Доминирующая роль группы циркона с возрастом 2,7 млрд лет согласуется с глобальным приростом континентальной коры в этот период [12].

Обнаружение нескольких популяций циркона с возрастом в пределах 3,0–3,7 млрд лет с учётом ранее опубликованных данных (3548 ± 12 , 3592 ± 15 млн лет) для ксеногенного циркона из высокоглинозёмистых гнейсов кольской серии в районе оз. Няльярв [13] подтверждает участие эо- и мезоархейских породных комплексов в строении континентальной коры Кольского региона. Их количественную роль пока трудно оценить.

Заложение палеопротерозойского Печенгского бассейна, зафиксированное отложением базальной тер-

ригенной толщи, произошло позднее 2,37 млрд лет. Эти данные подтверждают, что Печенгская структура была заложена позднее восточной части Печенго-Варзугского пояса.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность проф. А.К. Корсакову за поддержку проекта, В.Н. Кожевникову и Ю.Б. Богданову за помощь в аналитических исследованиях.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке Программы РФФИ № 17–05–00592А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
2. Williams I.S. // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.
3. Gehrels G.E., Valencia V.A., Ruiz J. // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. V. 9. Q03017, DOI: 10.1029/2007GC001805
4. Ludwig, K.R. BGC Special Publication. No. 2. 2000. 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
5. Ludwig K.R. BGC Special Publication No.1. 2003. 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.
6. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ АН СССР. Под ред.: Ф.П. Митрофанова, В.Ф. Смолькина. 1995. 240 с.
7. Баянова Т.Б., Смолькин В.Ф., Левкович Н.В. // Геохимия. 1999. № 1. С. 1–11.
8. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ “ТЕХНОНЕФТЕГАЗ”. 1998. 260 с.
9. Gärtner C., Bahlburg Y., Melezhik V., Berndt J. // Precambrian Res. 2014. V. 246. P. 281–295.
10. Ветрин В.Р., Чупин В.П., Яковлев Ю.Н. // Литосфера. 2013. № 5. С. 3–25.
11. Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Чупин В.П. // Геохимия. 2016. № 1. С. 105–125.
12. Condie K.C., Aster R.C. // Precambrian Res. 2010. V. 180. P. 227–236.
13. Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. // ДАН. 2005. Т. 402. №1. С. 82–86.

SOURCES OF PECHENGA STRUCTURE TERRIGENOUS LAYERS CLASTIC MATERIAL ACCORDING TO DETRITAL ZIRCON ISOTOPIC ANALYSIS DATA (SIMS SHRIMP-II, LA-ICP MS)

V.F. Smolkin¹, S.V. Mezhelovskaya², A.D. Mezhelovsky²

¹*Vernadsky State Geological museum, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

²*All-Russian State Geological University, Moscow, Russian Federation*

Presented by Academician of the RAS Yu.N. Malyshev June 5, 2019

Received June 5, 2019

The results of Pechenga ore-bearing Paleoproterozoic structure, located on the northern-western part of Kola region, research, are presented in this article. Secondary ions mass-spectrometry (SIMS) was used for U–Th–Pb-zircon age definition, on SRHIMP-II device and mass spectrometry with inductively associated plasm with LA-ICPMS ablation on ThermoQuest Finnigan MAT Neptune device. Televi Formation basalt conglomerates, Luchlombo Formation red colored gravelites and middle part Matert Formation high siliceous turbidites were tested. On U–Pb diagram with Concordia part of analytical points for zircon from conglomerates are approximated by Discordia with the top intersection 2792 ± 7 Ma. All gravelite zircon grains are located on Concordia. The main part of their age values is within interval 2700–2820, the lesser – 2840–3000 Ma (with the maximums 2718, 2779, 2854, 2972). The single grains have the age from 3037 ± 4 up to 3698 ± 8 Ma. Concordant value $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age 2640 ± 16 Ma is fixed for turbidite zircon. The sources of zircon for conglomerates and gravelites were the rocks of Northern zone Pechenga structure basement: gneisses of Kirkenes, Varanger and Svanvik Complexes (2715, 2803 and 2825 Ma) and high aluminous gneisses (2798–2830 Ma), for turbidites – Southern slope granitoides. The dominating role of zircon group with 2, 7 billion years proves a global growth of continental crust in this period. Ancient values of zircon age (3,0–3,7 billion years) of red colored gravelites are connected with the deeper erosion of the basement and outcrop of Eoarchaeon and Mezoarchaeon age rocks on erosive surface in Northern zone within the period of the first global “Oxygen revolution” (2,4–2,3 billion years).

Keywords: Kola region, Paleoproterozoic, Pechenga structure, detrital zircon, isotope U–Pb analysis.