

**ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ОБРАЗОВАНИЯ КОРУНДОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ  
В МИГМАТИЗИРОВАННЫХ ГЛИНОЗЁМИСТЫХ ГНЕЙСАХ ЧУПИНСКОЙ  
ТОЛЩИ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС,  
ВОСТОЧНАЯ ФЕННОСКАНДИЯ)**

*Акимова Е.Ю.<sup>1</sup>, Лохов К.И.<sup>1,3</sup>, Азимов П.Я.<sup>2</sup>, Прасолов Э.М.<sup>1,3</sup>, Серебряков Н.С.<sup>4</sup>*

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский Государственный Университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия,  
e-mail: 79052513147@yandex.ru,

<sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского  
(ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>4</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН),  
г. Москва, Россия

**В тезисах приведены результаты масс-спектрометрического анализа изотопного состава аргона в пробах из корундовых метасоматитов, обладающих аномально лёгким изотопным составом кислорода и водорода и встречающихся среди мигматизированных глинозёмистых гнейсов чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (Фенноскандия). Ar из флюидных включений в минералах метасоматитов имеет радиогенное происхождение. На основании полученных данных можно утверждать, что формирование исследуемых пород проходило без участия талых ледниковых вод, или иных поверхностных вод, участие которых в образовании изотопных аномалий в породах предполагалось ранее.**

**FLUID REGIME AT FORMATION OF THE CORUNDUM-BEARING  
METASOMATITES FROM THE MIGMATIZED ALUMINOUS GNEISSES,  
THE CHUPA SEQUENCE (THE BELOMORIAN MOBILE BELT,  
EAST FENNOSCANDIA)**

*Akimova E.Yu.<sup>1</sup>, Lokhov K.I.<sup>1,3</sup>, Azimov P.Ya.<sup>2</sup>, Prasolov E.M.<sup>1,3</sup>, Serebryakov N.S.<sup>4</sup>*

<sup>1</sup> Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia, e-mail: 79052513147@yandex.ru,

<sup>2</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS (IPGG RAS), Saint Petersburg, Russia

<sup>3</sup> A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE «VSEGEI»), Saint Petersburg, Russia

<sup>4</sup> Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS (IGEM RAS), Moscow, Russia

**This abstract describes the results of the mass spectrometric analysis of the argon isotopic composition from the samples of corundum-bearing metasomatic rocks with the anomalous oxygen and hydrogen isotopic composition. These rocks occur in the migmatized aluminous gneisses of the Chupa sequence (the Belomorian Mobile Belt, East Fennoscandia). Ar from the fluid inclusions in metasomatic minerals has the radiogenic origin. The obtained data demonstrate that the studied rocks were formed without the contribution of the melted glacial waters, or other surface source waters, into the anomalous isotopic composition of these rocks.**

Корундсодержащие породы Хитоострова (Беломорский пояс, Восточная Фенноскандия) известны уникальным изотопным составом кислорода:  $\delta^{18}\text{O}$  до -27‰ [1-5, 7-9, 12 и др.]. Кроме них, на Фенноскандинавском щите известен ещё целый ряд проявлений пород

со сходными изотопными аномалиями, хотя и меньшими, чем на Хитоострове [9, и др.]. Все эти проявления также расположены в пределах чупинской толщи или у её контакта и связаны с корунд-содержащими породами. Геологические и петрологические признаки указывают на формирование этих корунд-содержащих пород в ходе метасоматоза, связанного с региональным метаморфизмом [4, 5]. Изотопный состав кислорода корундовых пород выглядят аномальным как на фоне значений  $\delta^{18}\text{O}$  для коровых силикатных пород, большинство из которых лежит в интервале от +7‰ до +15‰, так и на фоне изотопного состава кислорода в мантийных породах (+5 – +7‰) [11]. В частности, для неизменённых глинозёмистых гнейсов чупинской толщи обычны значения  $\delta^{18}\text{O}$  около +8 – +10‰, а для неизменённых метаферрогаббро – около +5‰. Однако в районе Хитоострова изотопные аномалии проявлены не только в самих корундовых породах, а в виде линейной зоны, совпадающей со сдвиговой зоной, связанной с палеопротерозойским метаморфизмом.

В настоящее время исследователи, изучавшие изотопный состав корундовых пород Беломорского пояса, пытаются объяснить аномально низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  в корундовых породах чупинской толщи их взаимодействием с талыми ледниковыми водами [3, 12], но эта гипотеза не согласуется с геологическими и петрологическими данными о позиции и парагенезисах этих пород [4, 5, и др.]. Согласно другой гипотезе взаимодействие гнейсов происходило с гидротермальным раствором, возникшим из ледниковых вод за счёт нагрева раннепалеопротерозойскими вулканами [2], что также противоречит геологическим и петрологическим данным, в частности, в области распространения чупинской толщи не известны палеопротерозойские вулканы. Сходная гипотеза предложена в [8,9], согласно ей, гидротермальный раствор, приведший к образованию метасоматитов, возник при взаимодействии просочившихся на глубину около 20 км ледниковых вод с интрузиями широко распространённых в Беломорье палеопротерозойских габбро-норитов с возрастом около 2450 млн лет тому назад. Однако большинство корундовых пород, в частности корундовые породы Хитоострова, не демонстрируют какой-либо связи с габбро-норитами. Эта гипотеза также не объясняет петрологические особенности корундовых пород и их связь с синметаморфическими сдвиговыми зонами. Все эти гипотезы также не объясняют сохранение изотопного состава кислорода изохимически метаморфизованных метаферрогаббро и его изменение в сторону аномально низких значений при мигматизации.

Выявить роль ювенильных и метеорных флюидов, в частности, связанных с талыми ледниковыми водами или иными поверхностными водами, имевших связь с атмосферным резервуаром, можно с помощью исследования изотопного состава благородных газов, в частности аргона. Для аргона атмосферы и гидросферы, а, следовательно, и талых ледниковых вод, характерно изотопное отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ , равное 296. Для эндогенных коровых пород это отношение не менее 3000–5000, а в верхнемантийном резервуаре достигает 20 000–30 000 и более [6].

Изученные образцы для анализа были отобраны из корунд-содержащих пород Хитоострова с аномальным изотопным составом кислорода, а также вмещающих пород с аномальными и обыкновенными значениями  $\delta^{18}\text{O}$ . В качестве значений изотопного состава кислорода приводятся величины, ранее определённые для этих пород и приведённые в статьях [8, 9]. Анализ изотопного состава аргона был произведён в ЦИИ ВСЕГЕИ на изотопном газовом статическом масс-спектрометре Micromass NG-5400, с использованием метода экстракции содержимого флюидных включений при помощи дробления образцов в вакууме, что обеспечивает вскрытие флюидных микровключений минералов, размером не менее 5–10 микрон.

Полученные значения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  составляют от 4500 до 8150, что соответствует количеству аргона атмосферного генезиса от 6.5 до 3.5%. Не наблюдается значимой корреля-

ции величины  $\delta^{18}\text{O}$  и изотопного отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  по породе: в гнейсах с «нормальной» величиной  $\delta^{18}\text{O} = +8.1 - +8.8\text{‰}$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 5230-5810$ , в «аномальных» гнейсах и метасоматитах с  $\delta^{18}\text{O} = -7.3 - -9.0\text{‰}$  отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 4515-4875$ , в изохимически метаморфизованных феррогаббро с  $\delta^{18}\text{O} = +5.7\text{‰}$  и  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 8155$ , а в тех же метаферрогаббро, подвергшихся мигматизации,  $\delta^{18}\text{O} = -5.5\text{‰}$  и  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 7730$ , соответственно (табл. 1, рис. 1). Высокие концентрации  $^{40}\text{Ar}$  (от  $3,9 \times 10^{-6}$  до  $13,9 \times 10^{-6} \text{ см}^3$ ), вероятно, связаны с тем, что, породы формировались в среде с высоким отношением флюид/порода, т.е. при флюидо-доминирующем режиме.

Таблица 1

**Результаты анализа изотопного состава аргона из флюидных микровключений**

№ пробы	Описание пробы	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}, 10^{-6} \text{ см}^3$	$\text{Ar}_{\text{атм}}, \%$
NK11-037B/1	глиноземистый гнейс	+8,1	5227	8,2	5,7
NK11-071/1	лейкократовый плагиогнейс	-7,3	4514	6,2	6,6
NK13-064/6	глиноземистый гнейс	-9,4	4876	13,9	6,1
NK13-065	апогнейсовый метасоматит	+8,8	5810	7,9	5,1
NK13-006/10	коронитовое метаферрогаббро	+5,7	8154	3,9	3,6
NK13-069	Амфиболизированное метаферрогаббро	-5,5	7728	7,0	3,8

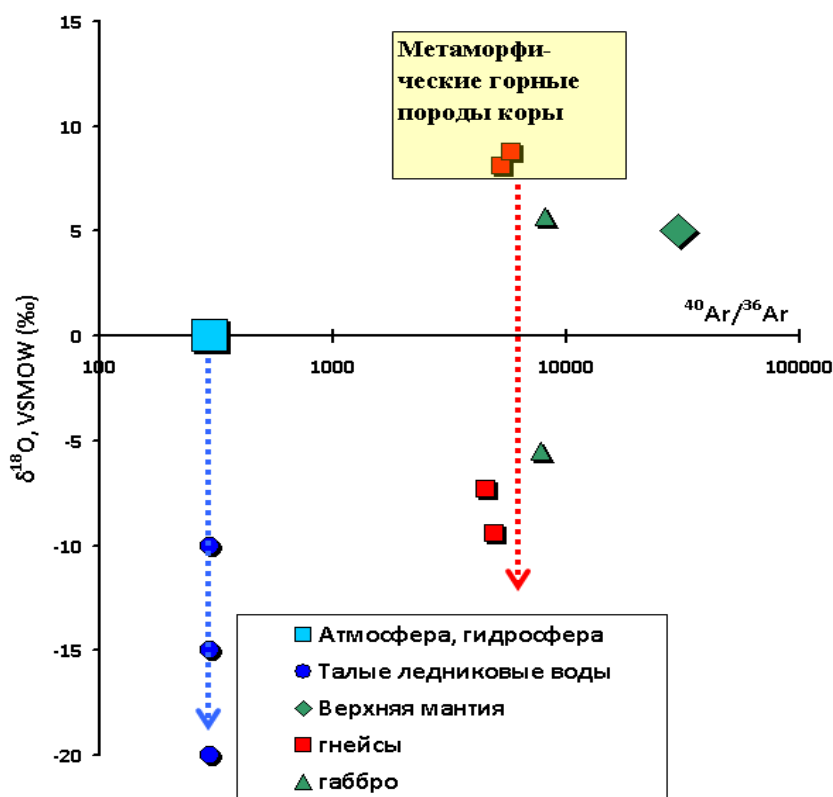


Рис. 1. Изотопный состав аргона и кислорода. Тренды эволюции флюида – пунктирные стрелки: синяя – метеорные воды и воды ледников с атмосферной изотопной меткой по аргону, красная – истощение глубинного флюида по тяжелому изотопу кислорода при породо-доминирующем режиме с радиогенной изотопной меткой по аргону.

Полученные данные можно было бы объяснить, если сформулировать гипотезу изменения изотопного состава кислорода флюида на регрессивном этапе палеопротерозойского регионального метаморфизма предшествовавшего метасоматозу, что могло быть обусловлено эффектом изотопного обмена флюида по кислороду при температуре, менее пиковой. В случае низкого отношения флюид/порода на регрессивном этапе (породо-доминирующий режим), это приведет к истощению флюида относительно тяжелого изотопа кислорода. Таким образом, несмотря на то, что метасоматиты были сформированы при высоком отношении флюид/порода, сам флюид был сформирован в предшествующий метасоматозу регрессивный этап при породо-доминирующем режиме, вероятно, в зонах сдвиговых деформаций, имеющих глубинное заложение. Суммируя результаты проведенных исследований, можно сделать вывод, что участие талых ледниковых или иных поверхностных вод, маркированных атмосферным аргоном с изотопным отношением  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 296$ , в формировании корундовых метасоматитов в глинозёмистых гнейсах чупинской толщи Беломорского подвижного пояса исключено. Изотопные данные указывают на участие в образовании корундовых пород эндогенного флюида, маркированного радиогенным аргоном.

*Работа поддержана грантами СПбГУ 3.37.86.2011, РФФИ № 12-05-00597 и 12-05-00706.*

### Литература

1. Бакшеев И.А. и др. Изотопный состав кислорода – показатель генезиса корунда // Вестник отделения наук о Земле РАН, 1(24), 2006.
2. Высоцкий С.В. и др. // Доклады Академии наук, 2011, т. 439, №1. С. 95–98.
3. Крылов Д.П. Аномальные отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в корунд-содержащих породах Хитоострова (Северная Карелия) // Доклады РАН. 2008. Т. 419. № 4. С. 533–536.
4. Серебряков Н.С., Аристов Вс. В. // Геология и разведка. 2004. № 4. С. 36–42.
5. Серебряков Н.С., Русинов В.Л. // Доклады РАН. 2004. Т. 395. № 4. С. 529–533.
6. Озима М., Подосек Ф. Геохимия благородных газов // Л.: Недра, 1987. 343 с.
7. Устинов В.И., Бакшеев И.А., Серебряков Н.С. Изотопный состав кислорода минералообразующих флюидов корундсодержащих метасоматитов Хитоостровского и Варацкого проявлений, Северная Карелия // Геохимия, 2008, №11. С. 1245–1248.
8. Bindeman I.N., Schmitt A.K., Evans D.A.D. Limits of hydrosphere-lithosphere interaction: Origin of the lowest-known  $\delta^{18}\text{O}$  silicate rock on Earth in the Paleoproterozoic Karelian rift // *Geology*, 2010. P. 631–634.
9. Bindeman I.N., Serebryakov N.S. Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably  $^{18}\text{O}$  depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga // *Earth and Planetary Science Letters* 306 (2011). PP. 163–174.
10. Cartwright I., Vry J., Sandiford M. Changes in stable isotope ratios of metapelites and marbles during regional metamorphism, Mount Lofty Ranges, South Australia: implications for crustal scale fluid flow // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 292–310.
11. Hoefs J. Stable isotope geochemistry // Second ed., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980, 198 p.
12. Krylov D.P. Anomalous  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  Ratios in the Corundum-Bearing Rocks of Khitostrov, Northern Karelia // *Doklady Earth Sciences*, 2008, Vol. 419A, No. 3. PP. 453–456.

## ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ВОД БОЛОТНОГО ПОЛИГОНА ЛАММИН-СУО (г. ЗЕЛЕНОГОРСК)

*Войлокова Т.А., Коносавский П.К., Прасолов Э.М., Мухатметдинов А.В.*

Санкт-Петербургский Государственный Университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия,  
e-mail: *voilokova.t.a@yandex.ru*

**Изучение условий формирования комплекса болотных и подземных вод наиболее актуально для северо-запада России. Определение значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в водах болотного полигона Ламмин-Суо производилось впервые. По результатам изотопного анализа выделены два типа вод. Основным источником питания вод болотного массива являются атмосферные осадки. Другим источником явились изотопно тяжёлые, вероятно, глубинные воды; они обнаружены только в северной части полигона.**

## ISOTOPIC COMPOSITION OF WATER FEATURES IN SWAMP RANGE LAMMIN-SUO (ZELENOGORSK)

*Voilokova T.A, Konosavsky P.K, Prasolov E.M, Muhatmetdinov A.V.*

Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *voilokova.t.a@yandex.ru*

**To study the conditions of wetland and groundwater formation is very important for the north-west Russia. Determination of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  in the samples of water from the polygon Lammin-Suo was done for the first time. Two types of water was allocated according to the isotopic data. Precipitation is the main source of water supply swampy area. Most likely, the another power source is a discharge of deep water. The last was detected at the North part only.**

Болотный массив Ламмин-Суо сохранён в нетронутым состоянии, что позволяет наблюдать протекающие процессы в естественном положении. Наблюдения за его гидрохимическим, гидрологическим и гидрогеологическим режимом ведутся с середины прошлого столетия [1], тем не менее, определение изотопного состава вод производилось впервые.

Полигон находится в котловине, вытянутой с северо-запада на юго-восток (длиной ~2 км и шириной ~1 км), приуроченной к водоразделу р. Сестра и оз. Красавица, входящих в бассейн Финского залива.

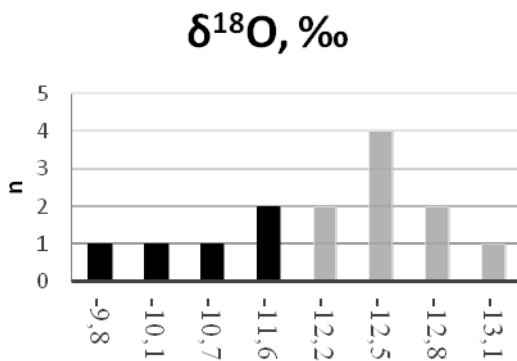
В декабре 2013 г. отобрано 14 проб воды: из 10 скважин, оборудованных на подземные воды, из одной скважины – на болотные воды; из двух озёр (Две Сестры) и одна проба атмосферных осадков (снег).

Изотопный состав ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  относительно стандарта SMOW) определялся в лаборатории изотопной геохимии флюидов СПбГУ на лазерном инфракрасном спектрометре Picarro L2120i производства США. Измерения выполнены в сравнении с лабораторными стандартами, откалиброванными с помощью эталонов МАГАТЭ: V-SMOW и GISP. Погрешность измерений  $\pm 0,3 \text{ ‰}$  по  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\pm 0,9 \text{ ‰}$  по  $\delta^2\text{H}$ .

Изотопный состав проанализирован в 14 пробах воды. Результаты представлены на рис. 1.

Разброс точек находится в сравнительно узких пределах: для  $\delta^{18}\text{O}$  -13,5 – -9,9 ‰; для  $\delta^2\text{H}$  - 91,9 – -75,5 ‰.

а)



б)

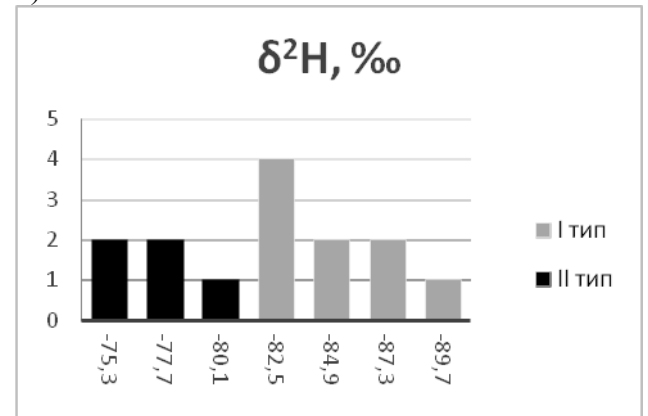


Рис. 1. Значение  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в водах полигона ГГИ, соответственно.

Локализация на графике  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  (рис. 2а) основной массы точек, вдоль Глобальной Линии Метеорных Вод (ГЛМВ) подтверждает, что главным источником питания вод болотного массива являются атмосферные осадки, выпавшие на его поверхность. По изотопному составу четко выделяются два типа вод (рис. 2).

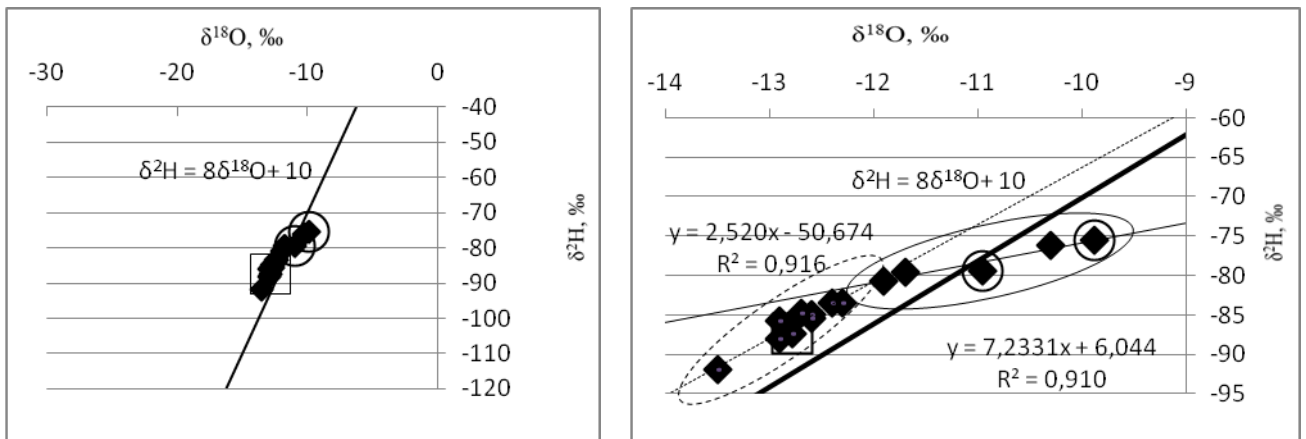


Рис. 2(а и б). Взаимосвязь  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в природных водах болотного полигона Ламмин-Суо.

- ◆ Все точки
- Озёра
- Локальная линия для типа вод I
- (dashed) Тип вод I (лёгкие)
- Атмосферные осадки (снег)
- (solid) Глобальная линия метеорных вод
- Локальная линия для типа вод II
- (solid) Тип вод II (тяжёлые)

Появление четкой положительной локальной аномалии в трех скважинах и двух озёрах в северной части полигона неожиданно (рис. 3). Эта аномалия отвечает, по-видимому, каким-то локально проявленным процессам.

Вероятнее всего, аномалия связана с разгрузкой вод иного изотопного состава по сравнению с водой почти всей остальной территории болота. Для того чтобы обеспечить наблюдаемую локальность, этот источник не может быть мощным. Воды упомянутых пяти объектов можно рассматривать в качестве смесей воды двух видов, т. к. фигуративные точки составляют определенную последовательность ( $y = 2,520x - 50,674$ , см. рис. 2).

Один исходный вид подземных вод ясен – это «обычная» изотопно лёгкая вода, доминирующая в скважинах на большей части полигона. Другой вид, более изотопно тяжёлый, (end-member с координатами  $\delta^{18}\text{O} \sim -10 \text{ ‰}$  и  $\delta^2\text{H} \sim -75 \text{ ‰}$ ), Судя по углу наклона линии регрессии, его изотопный состав, вероятно, сформирован за счёт изотопного обмена по кислороду воды и кислородсодержащих минералов (силикатов, карбонатов, окислов). Обмен более энергичен при повышенной температуре и приводит к утяжелению кислорода [3]. Соответственно, изотопное утяжеление должно указывать на пребывание таких вод на больших глубинах. Примечательно, что последовательность объектов на тренде  $\delta^2\text{H}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  (см. рис. 2) совпадает с пространственной (см. рис. 3).

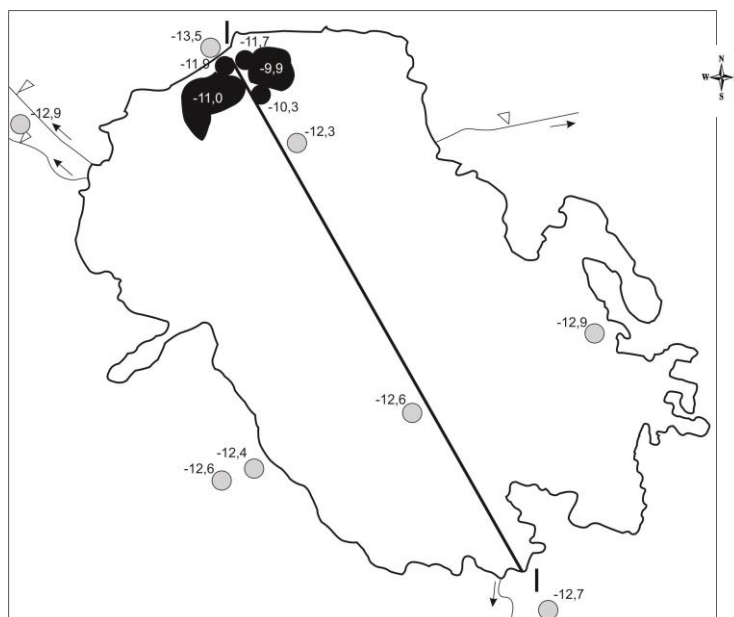


Рис. 3. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  вод болотного полигона.

-12,6 ● Тип вод I (лёгкие) ● -10,3 Тип вод II (тяжёлые)

**Выводы.** Как и ожидалось, воды имеют преимущественно метеогенное происхождение. По результатам изотопных исследований выделились два типа вод (с тяжелым и легким составом). Тяжелый изотопный состав характерен для вод торфяной залежи, озёр и скважин между ними; легкий – для периферии и центральной части полигона. Наиболее вероятной причиной появления изотопной аномалии в водах северной части полигона является воздействие другого источника питания. В пользу свидетельствует пространственная контрастность изотопной аномалии.

*Авторы выражают глубокую благодарность Ельцовой Г.М. за неоценимую помощь в проведении изотопного анализа.*

### Литература

1. Ежегодник, Материалы наблюдений болотных станций за 1990 г., выпуск 1, Санкт-Петербург, 1993.
2. Мухаметдинов А.В. Экспресс-опробования сети наблюдательных скважин на болотном полигоне Ламин-Суо. Материалы девятой научно-практической конференции молодых специалистов «Инженерные изыскания в строительстве». М. ПНИИИС, 2013, стр. 187–191.
3. Хёфс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983, 198 с.

# НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ LU-HF ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЕ ЦИРКОНОВ САЛУКИТОИДОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННО-КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

*Егорова Ю.С.<sup>1</sup>, Адамская Е.В.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *ax-ox-yx@mail.ru*

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия

Нами была изучена Lu-Hf изотопная система цирконов санукитоидов Панозерского и Эльмусского массивов, расположенных на востоке Фенно-Карельской провинции Балтийского щита. Цирконы монцодиоритов 1го магматического цикла Панозерского массива сохраняют значения  $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = +2.4 - +5.7$ , близкие к таковым в верхней мантии. Их составы на диаграмме в координатах  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)(\text{wr}) - \epsilon_{\text{Hf}}(t)(\text{zr})$  лежат в пределах области «terrestrial array». В цирконах кварцевых монцодиоритов поздних фаз Панозерского и Эльмусского массивов наблюдается большой разброс значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = +0.5 - +5.3$  и  $-1.7 - +4.4$ , соответственно, что отражает частичное наследование древней коровой компоненты этими цирконами. В целом, изученные цирконы санукитоидов восточной части Фенно-Карельской провинции сохраняют более ювенильный начальный изотопный состав Hf, по сравнению с цирконами санукитоидов Финляндии (Heilimo et al., 2013). Полученные результаты свидетельствуют об исходно мантийном изотопном составе Hf в первичных санукитоидных расплавах. Древняя коровая компонента в изотопном составе Hf некоторых цирконов указывает на контаминацию санукитоидных расплавов во время поднятия и/или фракционной кристаллизации.

## NEW DATA ON THE ZIRCON LU-HF ISOTOPE SYSTEM OF SANUKITOIDS FROM EASTERN PART OF FENNO-KARELIAN PROVINCE, BALTIC SHIELD

*Egorova Yu. S.<sup>1</sup>, Adamskaya E.V.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS (IPGG RAS), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *ax-ox-yx@mail.ru*

<sup>2</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE «VSEGEI»), Saint Petersburg, Russia

We studied zircon Lu-Hf isotope system of the Panozero and the Elmus sanukitoid intrusions in the east of the Fenno-Karelian province, Baltic Shield. Zircons from 1st magmatic cycle monzodiorites of the Panozero intrusion preserved initial  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values close to upper mantle values (+2.4 - +5.7). Their composition points on the « $\epsilon_{\text{Nd}}(t)(\text{wr}) - \epsilon_{\text{Hf}}(t)(\text{zr})$ » diagram fit the «terrestrial array». Zircons from late phases quartz monzodiorites of the Panozero and the Elmus intrusions display more scatter in the initial  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values from +0.5 to +5.3 and from -1.7 to +4.4, respectively, reflecting the ancient crustal components partial inheritance of these zircons. In general, the studied zircons from the east of Fenno-Karelian province sanukitoids preserved more juvenile initial Hf isotope composition, compared with zircons of sanukitoids from Finland (Heilimo et al., 2013). The findings suggest that the primary sanukitoid melts had the mantle Hf isotope composition. The ancient crustal component in initial Hf isotope composition of some zircons indicates contamination of sanukitoid melts during lifting and / or fractional crystallization.

На Балтийском щите (БЩ) известно более 30 интрузий неархейских (2.68–2.75 млрд лет) санукитоидов – высокомагнезиальных магматических пород, обогащенных



Ba, Sr, LREE и щелочами. В связи с их необычной геохимической природой, санукитоиды активно изучаются последние десятилетия [3-5, 7-9 и ссылки в них]. Большинство исследователей, изучая санукитоиды, пришли к выводу, что их источником была обогащенная (возможно, метасоматизированная) мантия. Однако многие санукитоиды имеют изотопно-геохимические свидетельства участия корового вещества в их генезисе. Для объяснения этой особенности привлекаются разные гипотезы, которые можно объединить в две группы: первые – связывают коровую компоненту в изотопном составе с привнесением корового вещества в мантию во время субдукционных процессов (предшествующих образованию санукитоидных расплавов) [8, 9 и др.], т. е. с условиями формирования источника санукитоидов; другие – с коровой контаминацией санукитоидных расплавов в процессе их поднятия и эволюции [1, 2, 5 и др.].

Ранее для санукитоидов БЩ была установлена гетерогенность начального изотопного состава Nd и Pb, как в региональном масштабе, так и в пределах одного массива, выраженная в вариациях изотопных характеристик от мантийных до коровых значений [1, 3, 5, 8, 9].

Для санукитоидов западной части ФКП, характеризующихся менее радиогенным начальным изотопным составом Nd и более радиогенным составом Pb, по сравнению с большинством санукитоидов восточной части ФКП, ранее были получены данные об изотопной Lu-Hf системе цирконов [8]. В этих санукитоидах наблюдается нарушение магматической корреляции между изотопными системами Sm-Nd в породе и Lu-Hf в цирконах (рис. 1). На этом основании сделано предположение о наследовании цирконами санукитоидов гафния с нерадиогенным изотопным составом при частичной или полной перекристаллизации цирконов, захваченных из пород коры [2].

Нами были проведены Lu-Hf изотопные исследования цирконов из санукитоидов восточной части ФКП, в рамках которых планировалось решить две задачи.

1) Изучить изотопную Lu-Hf систему цирконов санукитоидов восточной части ФКП, сохраняющих мантийные изотопные характеристики ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$  ( $\mu$ ),  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ) и сравнить результаты с данными, полученными ранее для санукитоидов западной части ФКП.

2) Изучить и сопоставить изотопную Lu-Hf систему цирконов санукитоидов ранних и поздних магматических фаз на примере одного массива.

Для этого были выбраны три пробы цирконов санукитоидов: из монцодиоритов (пр. 205) 1го магматического цикла и кварцевых монцодиоритов (пр. 160) последнего (3го) магматического цикла Панозерского массива и одна из кварцевых монцодиоритов (пр. 207) 2й магматической фазы Эльмусского массива. Подробное описание этих массивов можно найти в работах [3, 4].

#### **Обсуждение результатов**

В Панозерском массиве изотопная Lu-Hf система изучена в 5 цирконах из пробы 205 и в 7-ми – из пробы 160. Как видно на рис. 1, цирконы пр. 205 и часть цирконов пр. 160 сохраняют мантийные изотопные характеристики и лежат около линии DM. Они так же располагаются в пределах области ТА на диаграмме  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ , что свидетельствует о сохранении магматического равновесия между этими двумя изотопными системами, и доказывает магматический генезис цирконов [6]. При этом некоторые цирконы пр. 160 несут в себе более древнюю компоненту с менее радиогенным изотопным составом Hf, что отражено в «сползании» фигуративных точек ниже линии DM и области ТА (рис. 1а, б). Для Эльмусского массива изотопная Lu-Hf система проанализирована в 6 цирконах. 4 из них лежат около линии DM и в пределах области ТА (рис. 1). Две точки оказались под областью ТА, нижняя из них отвечает инородному ядру циркона. Вероятнее всего пониженное отношение  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$  в некоторых исследованных цирконах является результатом насле-

дования древней компоненты от захваченных зерен, так же как в случае с цирконами санукитоидов Финляндии.

Таблица 1

**Изотопные характеристики санукитоидов, для которых выполнено исследование Lu-Hf изотопной системы цирконов**

массив	порода	проба	t, Ga	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$\mu$	$\Delta\mu^*$
Панозеро	монцодиорит	205	2.74	+2.4 - +5.7	+1.9	9.1	8.9-9.4
Панозеро	кварцевый монцодиорит	160	2.74	+0.5 - +5.3	+1.9	9.5	9.5, 10.8
Эльмус		207	2.74	-1.7 - +4.4	+1.5	9	9-9.9

\*вариации значений для пород данной магматической фазы в пределах массива. Данные о возрасте и значениях  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  и  $\mu$  взяты из работ [1, 3, 5, 6, 9].

На рис. 1 видно, что существует корреляция между вариациями в изотопном составе Nd(wr), Hf(Zr) и Pb(Fsp) санукитоидов, выраженная во взаимосвязанном снижении значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  и увеличении значения  $\mu$ . Эта тенденция сопровождается приближением геохимического состава санукитоидов к составу ТТГ пород, а также появлением ксеногенных ядер в цирконах [3]. Из этого следует, что породы ТТГ состава, слагающие большую часть средней и верхней архейской континентальной коры БЩ, являются наиболее вероятным контаминантом санукитоидных расплавов.

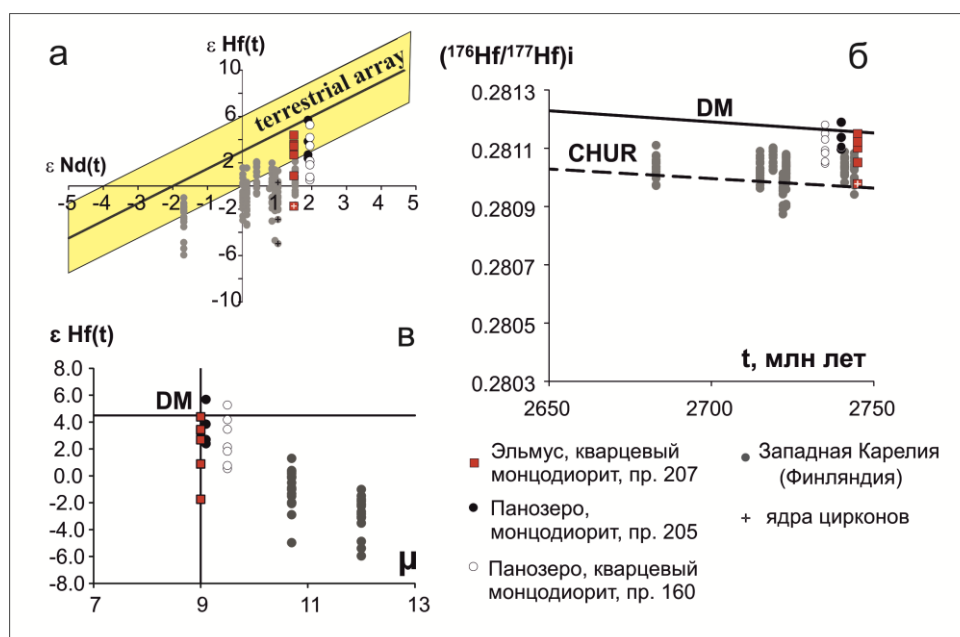


Рис. 1. Диаграммы в координатах  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - \epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (а), возраст -  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$  (б) и  $\mu - \epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (в) для санукитоидов Эльмусского и Панозерского массива. Для сравнения приведены составы санукитоидов Финляндии [8]. На рис. а параметры «terrestrial array» (в тексте ТА):  $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 1.36 * \epsilon_{\text{Nd}}(t) + 2.95$ , при ширине  $\epsilon_{\text{Hf}}(t) \pm 3$  по [10].

Данные об изотопной Lu-Hf системе в цирконах санукитоидов 1го и последнего магматического цикла Панозерского массива вместе с полученными ранее изотопными данными о составе Pb полевых шпатов (табл. 1, рис. 1) свидетельствуют о действии AFC (ассимиляции во время фракционной кристаллизации) механизма при формировании массива.

## Выводы.

Цирконы санукитоидов восточной части Фенно-Карельской провинции, в целом, сохраняют более ювенильный начальный изотопный состав Hf, по сравнению с санукитоидами западной части ФКП.

Некоторые цирконы санукитоидов поздних магматических фаз массивов восточной части ФКП, так же как и большинство цирконов санукитоидов западной части ФКП, содержат древнюю (коровую) компоненту, что отражено в менее радиогенном начальном изотопном составе Hf.

Для санукитоидов БЩ существует корреляция вариаций в начальном изотопном составе Hf цирконов с начальными изотопными составами Pb полевых шпатов и Nd породы в целом.

Коровая компонента, фиксируемая по начальному изотопному составу Hf, Nd и Pb санукитоидов, наиболее вероятно, связана с контаминацией мантийных санукитоидных расплавов материалом коры ТТГ состава, а не с условиями формирования обогащенного мантийного источника санукитоидов. В некоторых случаях ведущим механизмом контаминации была ассимиляция во время фракционной кристаллизации (АФС).

*Работа выполнена с использованием аппаратуры и методик ЦИИ ВСЕГЕИ за счет средств гранта СПбГУ 3.37.86.2011, а также при поддержке по программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН №6 и гранта РФФИ 12-05-00678.*

## Литература

1. Егорова Ю.С., Лобиков А.Ф. Изотопный состав свинца и неодима санукитоидов Карелии как свидетельство их гетерогенной природы. Доклады РАН. 2013. Т. 453. № 2. С. 196–200.
2. Егорова Ю.С., Лохов К.И. Коровая контаминация мантийных санукитоидных расплавов по данным геохимии радиогенных изотопов Hf и Nd. Материалы III международной научно-практической конференции памяти А.П. Карпинского. СПб, ВСЕГЕИ, 2013. С. 747–751.
3. Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники. Канд. дисс.-ия. С.-Петербург. 2014. 209 с.
4. Лобач-Жученко С. Б., Роллинсон Х., Чекулаев В.П., Гусева Н.С., Арестова Н.А., Коваленко А.В. Геология и петрология архейского высококалиевого и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. № 5.
5. Лобач-Жученко С.Б., Саватенков В.М., Коваленко А. В., Чекулаев В.П., Гусева Н.С. Характеристика мантийного источника архейского источника архейского Панозерского массива (Карелия) по данным изотопно-геохимических исследований пород и минералов // Геохимия. 2010. № 4. С. 390–405.
6. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения, 38. 2009. С. 62–72.
7. Bibikova, E., Petrova, A., Claesson, S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons. // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
8. Heilimo, E., Halla, J., Andersen, T., Huhma, H. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf–Nd–Pb–O isotopic evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield // Precamb. Res. 2013. V. 228. P. 250–266.
9. Kovalenko, A.V., Clemens, J.D., Savatkov, V.M. Petrogenetic constraints for the genesis of Archean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // Lithos. 2005. V.79. P. 147–160.
10. 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. N. 19. P. 3713–3733.

## ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О U-PB ВОЗРАСТЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНИТНОГО МАССИВА ТАЛПУС (ЭЛЬМУССКАЯ ПЛОЩАДЬ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

*Иванов Д. В.<sup>1</sup>, Лохов К.И.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *geologspb@hotmail.com*

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский Государственный Университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *k.lokhov@spbu.ru*

Представленные в настоящем сообщении результаты исследований являются решением частной задачи более широкой научной проблемы – определения времени формирования золотых руд и возраста рудоконтролирующих структур в пределах Эльмусского золоторудного поля. Талпуская интрузия прорывает лопийские метавулканы, в которых вдоль восточного контакта гранитного массива расположено протяженное рудное золото-колчеданное тело – рудопроявление Талпус. Также Талпусский массив вмещает штокверковое кварц-золото-арсенопиритовое рудопроявление. Акцессорные цирконы из Талпусского гранитного массива представлены преимущественно идиоморфными кристаллами с эвгдральной и осцилляторной зональностью, что указывает на их магматическое происхождение. Датирование цирконов проводилось на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Большая часть цирконов показала конкордантный возраст  $2861 \pm 11$  млн лет, характеризующийся достаточно низким СКВО. Предполагается, что возраст цирконов соответствует времени внедрения и кристаллизации гранитов массива Талпус.

## THE FIRST DATA ON THE U-PB AGE OF ZIRCONS FROM TALPUS PLUTON GRANITES (ELMUS PROSPECT AREA, CENTRAL KARELIA)

*Ivanov D. V.<sup>1</sup>, Lokhov K.I.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE «VSEGEI»), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *geologspb@hotmail.com*

<sup>2</sup>Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *k.lokhov@spbu.ru*

The results of research are presented in this report are the solution of a particular problem broader scientific problem - determining of gold ores and ore controlling structures ages in the Elmusskoe gold field. Talpuskaya intrusion breaks Lopian metavolcanics in which near the granite pluton located long ore gold-sulphide body - ore occurrence Talpus (Bulavin AV et al., 2013). Talpus pluton also accommodates a quartz-gold-arsenopyrite stockwork ore occurrence. Accessory zircons from the Talpus pluton are presented mainly by idiomorphic crystals with a thin rhythmical zoning pointing to its magmatic origin. Zircon dating has been fulfilled at SHRIMP-II in VSEGEI. The majority of zircons demonstrated concordant ages of  $2.86 \pm Ga$ , being characterized by a high probability and low MSWD. It is supposed that the zircons ages correspond to the time of the intrusion and crystallization of Talpus intrusion.

Талпусский массив расположен в пределах Эльмусского рудного поля с основными золоторудными месторождениями и рудопроявлениями: Педролампи, Талпус, Гавшлამная, Южка (рис. 1) [1]. Золото-пиритовые, золото-халькопиритовые метасоматиты (Педролампи), золото-колчеданные руды (Талпус), золото-арсенопиритовые зоны окварцевания и карбонатизации (Гавшлამная) и золото-кварц-гетит-гематитовые линейные зоны выветривания (Южка) развиваются в вулканогенно-осадочной толще лопийских сланцев

относящихся к северной ветви Койкаро-Карбозерской зеленокаменной структуры, которая в свою очередь является фрагментом архейского Сегозерско-Ведлозерского зеленокаменного пояса.

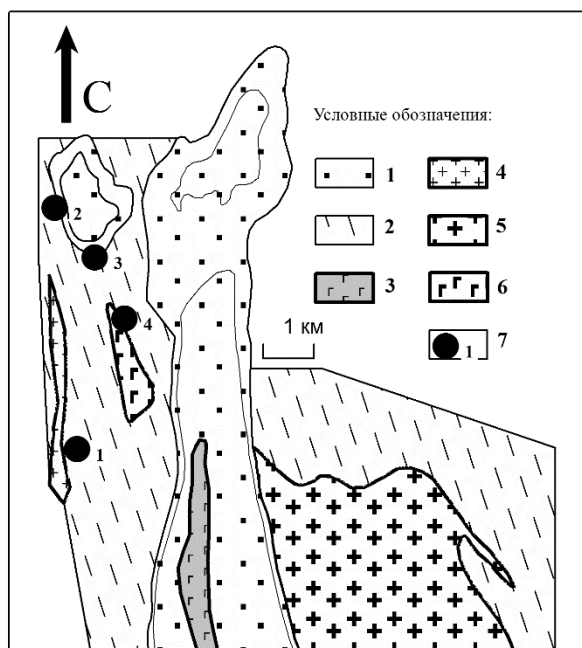


Рис. 1. Обзорная схема геологического строения центральной части Эльмусской площади (составлена на основе неопубликованных материалов Сиваева, Горошко 1982, Новикова 1997, с дополнениями автора). Ятулийский комплекс: 1 – кварцевые конгломераты, кварциты, metabазальты, доломиты (PR<sub>1</sub>jt). Лопийский комплекс: 2 – сланцы по туфам и вулканитам, углеродсодержащие сланцы, метаморфизованные песчаники и конгломераты (AR<sub>2</sub>lp). Интрузивные тела: 3 – габбро-долериты Койкарского силла (PR<sub>1</sub>), 4 – граниты, плагиограниты Талпусского массива (AR<sub>2</sub>), 5 – граниты Карташовского массива (AR<sub>2</sub>), 6 – метаморфизованные габбро, габбро-долериты (AR<sub>2</sub> ?). 6 – месторождения и рудопроявления золота: 1 – Талпус, 2 – Педролампи, 3 – Южка, 4 – Гавшамноя.

Талпусский массив гранитов представляет собой вытянутое в субмеридиональном направлении более чем на 3 километра интрузивное тело, прорывающее лопийскую сланцевую вулканогенно-осадочную толщу. Основное направление сланцеватости и простираения литологических разностей в лопийских сланцах также субмеридиональное. Вблизи восточного контакта гранитов в сланцах в последние годы бурением оконтурено линзовидное субвертикальное золоторудное тело, простирающееся в северном направлении на 160 м и средней мощностью 8 м со средним содержанием золота 2.1 г/т. Рудопроявление Талпус приурочено к стратиформному колчеданному горизонту, за пределами колчеданного горизонта и на флангах рудопроявления установлено широкое развитие золото-арсенопиритовой минерализации в ореолах альбитизации и березитизации по лопийским сланцам [1]. В связи с этим, предполагается, что внедрение интрузии оказало непосредственное влияние на формирование рудной залежи.

Образец для выделения цирконов был отобран из центральной части гранитного массива, в 5,5 км к ССВ от поселка Эльмус. Граниты и гранит-порфиры Талпусского массива – среднезернистые, лейкократовые породы с вкрапленниками плагиоклаза, кварцем до 5 мм и альбитом в основной массе, а также с незначительным количеством биотита (1–3 %). Акцессорные минералы - апатит, сфен, ортит; вторичные минералы представлены карбонатом, серицитом, хлоритом, эпидотом (в сумме до 3–5 %), из рудных обычны ред-

кие мелкие зерна кубического пирита (0,5 %). По плагиоклазу развивается серицит, биотит замещается хлоритом, ортит-эпидотом. Граниты плагиопорфиновые, существенно натриевые, плагиоклаз в них сильно раскислен и представлен олигоклазом-альбитом. Количество SiO<sub>2</sub> в гранит-порфирах равно 76,15 %, сумма щелочей 6,33 %, Na существенно преобладает над K (табл. 1) [2]

Таблица 1

**Химический состав лейкократовых гранитов массива  
Талпус образец П-9 (по данным [2])**

Компоненты	%	Компоненты	%
SiO <sub>2</sub>	76,15	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,005
TiO <sub>2</sub>	0,18	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,63	CoO	0,001
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	NiO	0,002
FeO	0,89	CuO	0,0009
MnO	0,025	ZnO	0,003
MgO	0,26	Li <sub>2</sub> O	0,0014
CaO	1,36	Rb <sub>2</sub> O	0,0028
Na <sub>2</sub> O	5,44	Cs <sub>2</sub> O	0,0001
K <sub>2</sub> O	0,89	Ba	0,073
H <sub>2</sub> O	0,11	Sr	0,029
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	ппп	1,37
Сумма			99,83

В качестве препарата использовались отдельные кристаллы цирконов, имплантированные в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов. Зерна цирконов были отшлифованы и отполированы таким образом, чтобы вскрытыми оказалась как центральная, так и периферийная часть кристаллов. Для предварительного визуального изучения кристаллов и выбора участков зерен использовались оптические и катодоллюминесцентные изображения препарата. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II были выполнены с использованием методики используемой в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ [4].

Результаты проведенных измерений для цирконов из образца 7 приведены в таблице (табл. 2). Измерявшиеся цирконы из Талпусских гранитов характеризуются относительно низким содержанием урана 88-204 ppm. А диапазон значений отношения Th/U характеризует измерявшиеся цирконы как имеющие магматическое происхождение. Семь из восьми точек характеризуются близкой к нулю дискордантностью, и им соответствует расчетный возраст цирконов 2861±11 млн лет (рис. 2.).

До сих пор связь Талпусского массива с расположенным к востоку Карташовским более крупным массивом гранитов не была установлена. Возраст Карташовского массива был установлен U-Pb методом по цирконам 2810±60 млн лет [3], что в пределах ошибки совпадает с возрастом Талпусского массива полученного в результате данного исследования. Совпадение возрастов этих массивов является существенным доводом к тому, что Талпусский массив является апофизом, отходящим от Карташовской интрузии на порядки более крупной. Кроме того, измеренный возраст цирконов Талпусского массива возможно соответствует времени автометасоматических процессов формирования золото-арсенопирит-кварцевой зоны в центральной части массива.

**U-Pb SHRIMP II изотопные данные для цирконов из Талпусского массива гранитов  
(проба №7)**

точка	7.1.1	7.2.1	7.3.1	7.4.1	7.5.1	7.6.1	7.7.1	7.8.1
% $^{206}\text{Pb}_c$	0.10	0.18	0.33	0.27	0.08	0.46	0.08	0.11
Ppm U	108	175	132	118	172	204	179	88
ppm Th	108	134	119	88	136	149	153	39
$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	1.03	0.79	0.93	0.77	0.82	0.76	0.88	0.46
Ppm $^{206}\text{Pb}^*$	51.6	84.1	62.7	43.3	82.6	96.3	87.4	42.4
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (млн лет)	2851	2858	2823	2281	2856	2811	2895	2858
	±35	±32	±36	±29	±32	±31	±32	±35
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (млн лет)	2874	2873	2862	2829	2859	2860	2858	2870
	±16	±14	±16	±19	±13	±14	±11	±14
D %	1	1	1	24	0	2	-1	0
(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ ±%	1.797	1.791	1.818	2.354	1.793	1.826	1.764	1.792
	1.5	1.4	1.6	1.5	1.4	1.4	1.4	1.5
(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ±%	0.206	0.206	0.204	0.200	0.204	0.204	0.204	0.205
	1.0	0.87	1.0	1.2	0.78	0.84	0.66	0.86
(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	15.80	15.84	15.48	11.72	15.68	15.39	15.94	15.80
	1.8	1.6	1.9	1.9	1.6	1.6	1.5	1.7
(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ±%	0.5561	0.558	0.5494	0.4244	0.5574	0.5466	0.5668	0.5579
	1.5	1.4	1.6	1.5	1.4	1.4	1.4	1.5
Коэфф.кор-реляции	0.829	0.849	0.846	0.795	0.870	0.851	0.900	0.871

Примечания: погрешности  $\pm 1\sigma$ ,  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно, коррекция по  $^{204}\text{Pb}$ , D – дискордантность.

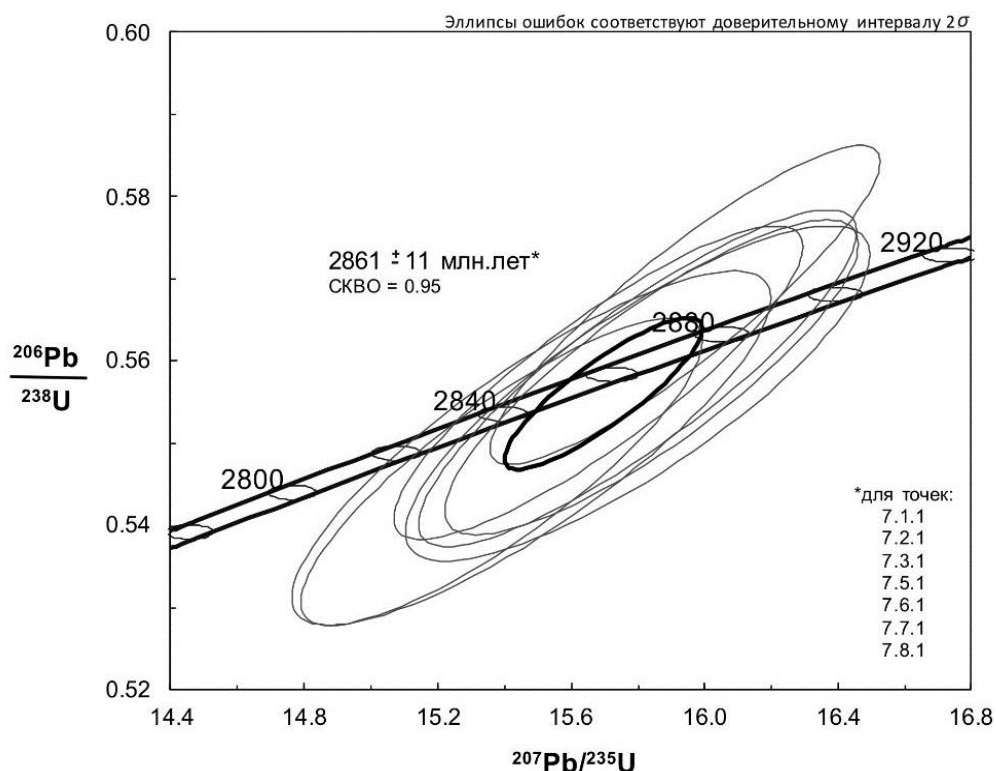


Рис. 2. График с конкордией и эллипсами ошибок для определения возраста цирконов из Талпусского массива (проба 7).

## Литература

1. Булавин А.В., Добрынина Д.Н., Олейник И.Л. Новые данные о золотоносности Эльмусской площади (Центральная Карелия) // Золото Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2013. С. 16–19.
2. Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2007. С. 140–158.
3. Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А. Новые данные по геохронологии Карелии // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1985. С. 5–26.
4. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe// McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I. (eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Reviews in Economic Geology. 1998. 7. P. 1–35.



## ГЕОХИМИЯ И SR-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НАРЫНСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

*Каныгина Н.А.<sup>1</sup>, Солошенко Н.Г.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Новосибирский Государственный Университет (НГУ), г. Новосибирск, Россия,  
e-mail: *kanygina.nadia@gmail.com*

<sup>2</sup> Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН (ИГГ УрО РАН),  
г. Екатеринбург, Россия

Метод стронциевой изотопной хемотратиграфии карбонатных пород основан на изучении вариаций изотопного состава стронция и углерода в воде палеоокеанов. Особую значимость эти исследования имеют для древних карбонатных отложений, которые не содержат руководящих палеонтологических остатков и не могут быть изучены другими геохронологическими методами. Установлено, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в наименее измененных карбонатных породах нарынской свиты варьирует в интервале от 0.70779 до 0.70807. Изотопный состав углерода изменяется в пределах от -1.7 до 2.9‰, а кислорода – от 20.3 до 27.1‰. Сопоставление изотопных данных для карбонатных пород нарынской свиты с типовыми разрезами показывают, что их накопление началось в начале венда. С этого периода устанавливается пассивный тектонический режим для данного региона.

## GEOCHEMISTRY AND SR-ISOTOPE CHEMOSTRATIGRAPHY OF CARBONATE DEPOSITS NARYN FORMATION THE WEST SANGILEN

*Kanygina N.A.<sup>1</sup>, Soloshenko N.G.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Novosibirsk State University (NSU), Novosibirsk, Russia, e-mail: *kanygina.nadia@gmail.com*

<sup>2</sup> Zavarytsky's Institute of Geology and Geochemistry UB RAS (IGG UB RAS), Ekaterinburg, Russia

Method strontium isotope chemostratigraphy of carbonate rocks based on the study of variations of the isotopic composition of strontium and carbon in paleocean water. The special importance of these studies have ancient carbonate deposits that do not contain premiere paleontological remains and cannot be studied by other geochronological methods. It is found that the ratio of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in the least altered carbonate rocks Naryn Formation varies in the range from 0.70779 to 0.70807. Carbon isotopic composition varies in the range from -1.7 to 2.9 ‰, and oxygen - from 20.3 to 27.1 ‰. Comparison of the isotopic data for carbonate rocks Naryn Formation with type formation show that their accumulation started at the early Vendian. Since that period passive tectonic regime is set for the region.

На территории Юго-Восточной Тувы и Северной Монголии находится один из наиболее крупных блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса с древним кристаллическим фундаментом и мощным гетерогенным позднедокембрийским-раннепалеозойским чехлом – Сангиленский блок. В современной структуре он ограничен с северо-запада Агаракским глубинным разломом, с востока зоной «зеленых и голубых» сланцев хугейской серии, отделяющей Сангилен от Западного Прихубсугуля, южная граница проходит по Хангайскому долгоживущему широтному сдвигу.

Сангиленский блок в западной части представлен мраморами и карбонатно-силикатными породами балыктыгхемской и чартысской свит. Балыктыгхемской свита характеризуется весьма однообразным составом и представлена главным образом светлыми массивными мраморами с обильной вкрапленностью и тонкими прослоями графита.

Чартысская свита представлена чередованием различных по составу гнейсов и мраморов с преобладанием гнейсов. Восточная часть состоит из черных и серых известняков нарын-ской свиты. Для пород чартысской свиты известны несколько определений абсолютного возраста – 710–740 млн лет. Вопрос о интервале накопления карбонатных пород нарын-ской свиты остается открытым.

В современной практике для уточнения возраста накопления морских карбонатных отложений используется метод изотопной стратиграфии, который основывается на изменении изотопного состава стронция в воде океана со временем. При использовании хе-мостратиграфического метода существует три базовых принципа: 1) отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  единообразно во всем объеме Мирового океана и окраинных морей в каждый заданный момент геологического времени; 2) систематические вариации изотопного состава строн-ция в морской воде вызваны изменением баланса между континентальным и мантийным потоками вещества, поскольку континентальный поток, формирующийся в ходе денуда-ции континентальной коры привносит в океан стронций с заметно более высоким отно-шением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (~0.711), чем мантийный поток, образующийся при гидротермальной пе-реработке базальтов в срединно-океанических хребтах (~0.703); 3) реконструкция величин отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в палеоокеанах возможна путем анализа кальцийсодержащих минера-лов (главным образом, карбонатов), осаждавшихся непосредственно в морской воде и включивших в свой состав стронций в изотопном равновесии со средой седиментации [1]. Комплексный подход к изучению петрографии, химического и изотопного состава карбо-натов позволяет выявить образцы пород, сохранившиеся наилучшим образом. Тщатель-ный полевой пробоотбор позволяет уже на начальных этапах отобрать макроскопически неизменные образцы, в которых нет следов гидротермальной проработки и метаморфиче-ских преобразований. В ходе петрографического исследования устанавливаются текстур-ные особенности и наличие микропрожилков, доломитизации, вторичных минералов, гид-роксидов железа и марганца, которые свидетельствуют об изменении породы вторичными флюидами. Доказано [2,5,6], что под влиянием постседиментационных флюидов в поро-дах повышается содержание Fe, Mn и понижается количество Sr, Mg, следовательно, изу-чая взаимные корреляции содержаний этих элементов можно провести отбор «наилуч-ших» образцов, в наименьшей степени подвергшихся вторичным изменениям. Такой вы-бор основан на закономерностях перераспределения малых элементов (Mn, Fe и Sr) в ходе взаимодействия карбонатов с элизионными и метеорными водами и анализе корреляцион-ных связей между значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  и содержанием упомянутых элементов в карбонатных породах.

Нами были проведены геохимические исследования пилотной коллекции карбонатных отложений Сангиленского блока, которые позволили выявить породы с наименее нару-шенной изотопной системой, отражающей изотопный состав стронция среды седимента-ции.

Исследование содержаний Mn, Fe, Sr, Mg и Ca проводилось атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Уста-новлено, что карбонаты нарын-ской свиты представлены в основном известняками (Mg/Ca~0.024) с небольшим количеством терригенной примеси: 2–10%. Количество Mn, в основном, низкое (20–60 ppm) и не превышает 310 ppm. В образцах с повышенной долей нерастворимого остатка содержание Mn достигает 2800 ppm. Количество Sr варьируют то 600 до 2800 ppm, при этом заметно увеличение содержания Sr с уменьшением отношения Mg/Ca, т.е. в чистых известняках стронция больше, чем в доломитистых разностях. Коли-чество Fe меняется от 40 до 1230 ppm. Очевидной зависимости содержаний Mn от Fe не наблюдается.

Изотопный состав углерода в отложениях нарынской свиты варьирует в положительной области от +0.2 до +2.9‰ с двумя экскурсами в отрицательные значения: в нижней части разреза до -1.5‰, в верхней – до -1.7‰. Значение  $\delta^{18}\text{O}$  изменяется от 20.3 до 27.1‰, в среднем около 22–23 с постепенным ростом значений и небольшим падением в верхней части.

На основе полученных аналитических данных были построены ковариационные диаграммы соотношений исследуемых элементов и изотопов. Зависимостей между значениями содержаниями Mn, Fe, Sr, Mg и Ca с одной стороны и изотопного состава углерода и кислорода, с другой, не отмечается, так же как между значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . Анализ ковариационных диаграмм показал, что большая часть образцов претерпела минимальные изменения и Sr-изотопные характеристики, полученные для них, отражают изотопный состав стронция в среде седиментации.

В ходе изотопных исследований было установлено, что первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в наименее измененных карбонатных породах нарынской свиты варьирует в интервале от 0.70779 до 0.70807. Измерения содержания рублидия и стронция проводились на масс-спектрометре МИ 1201Т (Новосибирск, ИГМ СО РАН). Изотопный состав стронция определялся на многоколлекторном приборе Triton Plus фирмы Thermo Fisher Scientific в одноленточном режиме с использованием Та-эммитера [3] (г. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН).

Сопоставление полученных изотопных данных для нарынской свиты с кривой вариации изотопного состава стронция в воде венд-кембрийского океана [4] показало, что нарынской карбонаты начали формироваться в начале венда.

Таким образом, в результате проведенных изотопно-геохимических исследований получены первые Sr-изотопные данные для нарынской свиты Западного Сангилена и установлено, что карбонатные отложения нарынской свиты накапливались в начале венда.

## Литература

1. Кузнецов А.Б. Эволюция изотопного состава стронция в позднерифейской морской воде: карбонаты каратавской серии Южного Урала. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Санкт-Петербург. 1998. С. 6–7. 20.
2. Banner J.L. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical.
3. Birck J.L. Precision. K-Rb-Sr isotopic analysis: Application to Rb-Sr chronology. *Chemical Geology*. 1986. V. 56. Is. 1–2. pp. 73–83.
4. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // *Precambrian Research* 2010. V.182. p. 337–350.
5. Sawaki Y., Ohno T., Tahata M., Komiya T., Hirata T., Maruyama S., Windley B.F., Han J., Shu D., Li Y. The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // *Precambrian Research*. 2010. V. 176 (1–4). pp. 46–64.
6. Veiser J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonate // *Carbonates: mineralogy and chemistry. Rev. in Mineral.* 1983. V. 11. № 2. P. 260–299.

## ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-КАРСКОГО БАССЕЙНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИИ

*Д.А. Колчанов, В.Б. Ершова*

Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия,  
e-mail: kolchanov.da@gmail.com

Северная часть Таймырского складчатого пояса вместе с архипелагом Северной Землей и частью Карского моря между ними формируют Северо-Карский террейн. Ввиду отсутствия фактических данных с акватории, мы постарались определить возраст наиболее древних и высокометаморфизованных пород, изучив отложения с суши. Было проведено U-Pb датирование обломочных цирконов, по результатам которого, установлено что цирконы позднего неопротерозоя (550-650 млн лет) доминируют в изученных образцах (до 63%), обломочные цирконы кембрийского составляют 17%, мезопротерозойских – 12% и небольшой процент (2%) приходится на палеопротерозойские и архейские зерна. Популяции наиболее молодых цирконов имеют ниже-среднекембрийский возраст, что позволяет сделать вывод, что возраст наиболее древних и высокодислоцированных комплексов не может быть древнее среднего-позднего кембрия.

## AGE OF THE KARA PLATE'S BASEMENT: NEW U-Pb DATA

*D.A. Kolchanov, V.B. Ershova*

Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia, e-mail: kolchanov.da@gmail.com

**The North Kara sedimentary basin is situated in the northern part of the Kara. Offshore drilling still hasn't been done on this territory so we don't have any proven information neither about the sedimentary cover, nor about the basement of the North Kara terrain. The oldest and deformed strata exposed on the Severnaya Zemlya and from the northern part of the Taimyr Fold and Thrust belt, have been analyzed. U-Pb dating of the detrital zircons shows that the late Neoproterozoic (550–650 Ma) zircons dominate in studied samples (about 63% of all grains), Cambrian grains make 17%, Mesoproterozoic zircons contribute 12% and there is a small percent (2%) of Paleoproterozoic and Archean zircons. Our data let us assume that age of the oldest complexes that compose the Kara Terrain's basement is no older than middle-late Cambrian.**

Северо-Карский бассейн, наряду с остальными бассейнами арктического шельфа, представляет собой очень перспективную в нефтегазоносном плане территорию. В отличие от располагающегося на западе Баренцевоморского бассейна, на акватории Северо-Карского бассейна не пробурено ни одной скважины, что очень ограничивает исследователей в изучении данной территории. Вся имеющаяся информация по данному бассейну является результатом интерпретации сейсмических данных и исследований обнажений на прилегающей суше: на архипелаге Северная Земля и Таймырском полуострове [2–5, 7].

Северо-Карский бассейн и оконтуривающие его Северная Земля и северный Таймыр, относят к, так называемому, Карскому блоку или Карскому террейну. По представлениям одних авторов, он представлял собой отдельный террейн [1, 8], по данным других был частью большего континента, например, Арктиды [11] или Балтики [5, 6]. Считается, что Северо-Карский блок присоединился к Сибири в позднем палеозое, сформировав Таймыро-Североземельскую складчато-покровную область. Он ограничен с севера континентальной окраиной Евразийского бассейна, с юга – главным Таймырским надвигом от Цен-

трального Таймыра и Сибири [10]. Четкого определения западной и восточной границ до сих пор нет.

Как замечено выше, мы не имеем никакой фактической информации по осадочному выполнению и фундаменту Северо-Карского бассейна, однако известно, что фундамент террейна выходит на суше: на островах Северной Земли и на северной части Таймырского полуострова [10, 11]. Целью данной работы было произвести U-Pb датирование обломочных цирконов из наиболее древних терригенных и метатерригенных высокодислоцированных комплексов, обнажающихся на севере Таймыра и острове Большевик (архипелага Северной Земли). Эти комплексы являются самыми древними и высокодеформированными, выходящими на сушу отложениями Северо-Карского террейна и, вероятно, являются выходами его складчатого основания. Основной задачей нашего исследования было установление возраста фундамента Карского блока.

U-Pb датирование обломочных цирконов хорошо зарекомендовало себя в последние годы, и интенсивно используется для исследования эволюции Арктического региона. Нами были изучены 7 проб, которые были отобраны в северной части Таймырского полуострова, на архипелаге Северная Земля, а также на небольшом острове в северной части Карского моря.

Предварительная пробоподготовка и выделение цирконов были сделаны в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике. U/Pb датирование цирконов производилось самостоятельно в лаборатории Университета Осло (Норвегия) методом LA-ICP-MS. Итоговые U/Pb датировки производились с аналитической ошибкой измерения, равной  $\pm\sigma$ .

В каждом образце изучалось по 100 зерен цирконов. В процессе обработки полученных результатов были исключены суммарно 113 зерен из 7 проб, которые не прошли критерии дискордантности. Для обломочных цирконов с возрастом более 1000 млн лет за время их кристаллизации в исходной породе принимался возраст, рассчитанный по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , а для более молодых – возраст, рассчитанный по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Значения возраста обломочных цирконов варьируют от 440 до 2695 млн лет. Для зерен древнее 1000 млн лет все 110 измерений (19% всех цирконов) характеризуются дискордантностью возраста менее 19% (со средней дискордантностью в 5%). Для зерен моложе 1000 млн лет дискордантность возраста несильно увеличивается, так что дискордантность выше 20% для зерен, моложе 700 млн лет фиксируется только в 27 зернах. При дальнейшей интерпретации данных единичные зерна с аномально молодыми, но высоко дискордантными возрастaми не рассматриваются.

Содержания урана в изученных цирконах колеблются от 2 до 1682 г/т, причем содержания ниже 25 г/т отмечены в 20 зернах, а выше 1000 г/т в 5 зернах, среднее содержание – 211 г/т.

Образец **203026**. В этом образце 15% зерен имеют кембрийский возраст, 56% неопротерозойских цирконов, 16% – мезопротерозойских, 12% – палеопротерозойских и 1% (1 зерно) – архейского возраста.

Образец **12ap01**. В этом образце 30% зерен кембрийского возраста, 59,5% – неопротерозойского (причем преимущественно позднего, 550–650 млн лет), 7,6% – мезопротерозойского, и всего 2,9% – палеопротерозойского и архейского (1 зерно).

Образец **102-4a**. В этом образце 17% зерен кембрийского возраста, 68% – неопротерозойского (преимущественно 550–600 млн лет), 10% мезопротерозойского и 5% палеопротерозойского возраста.

Образец **957-65**. В этом образце 16% зерен палеозойского возраста (1 ордовикского, остальные – кембрийские), 57% неопротерозойского (преимущественно 550–600 млн лет), 19% мезопротерозойского, 8% палеопротерозойского.

Образец **203030**. В этом образце 24% зерен палеозойского возраста (1 ордовикского, остальные – кембрийские), 66% неопротерозойского (преимущественно 550–600 млн лет), 6% мезопротерозойского и 4% палеопротерозойского.

Образец **1667**. В этом образце 7% зерен палеозойского возраста (преимущественно кембрий), 69% неопротерозойского (преимущественно 550–650 млн лет), 19% мезопротерозойского, и 5% палеопротерозойского.

Образец **13AP22**. В этом образце 20% зерен палеозойского возраста (1 зерно ордовикского возраста, остальные – кембрий), 66% зерен неопротерозойского (преимущественно 550–600 млн лет), 9% мезопротерозойского, 5% палеопротерозойского.

Наши данные показали, что высокодислоцированные и местами выскометаморфизованные комплексы, как архипелага Северной Земли, так и севера Таймырского полуострова имеют довольно близкое распределение обломочных цирконов с преобладающей популяцией позднепротерозойского возраста. Популяции наиболее молодых цирконов имеют ниже-среднекембрийский возраст. Это позволяет сделать вывод, что возраст наиболее древних и высокодислоцированных комплексов Карского террейна не может быть древнее среднего-позднего кембрия.

### Литература

1. Bogdanov N.A., Khain V.E., Rozen O.M., Shipilov E.V., Vernikovskiy V.A., Drachev S.S., Kostyuchenko S.L., Kuzmichev A.B., Sekretov S.B. 1998. Tectonic map of the Kara and Laptev Seas and North Siberia. Moscow: Russian Academy of Science. (in Russian).
2. Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M. 2010. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview. In B.A. Vining & S.C. Pickering (eds.): Petroleum geology: from mature basins to new frontiers. Proceedings of 7th Petroleum Geology Conference, 591–619, doi:10.1144/0070591.
3. Gramberg I.S., Ushakov V.I. (eds.) 2000. Severnaya Zemlya—geology and mineral resources (in Russian). St. Petersburg, VNIIOkeangeologia. (in Russian).
4. Lorenz H., Gee D.G., Whitehouse M. 2007. New geochronological data on Palaeozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin. Geological Magazine, 144, 105–125.
5. Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A. 2008a. Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica. Norwegian Journal of Geology 88(4), 235–258.
6. Lorenz H., Mannik P., Gee D., Proskurnin V. 2008b. Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russian high Arctic. International journal of Earth Science 97, 519–547.
7. Makariev A.A. (Ed.). 2012b. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third generation). Sheet T-45 – 48th. Cheliuskin. Explanatory Note. - St. Petersburg.: VSEGEI publishing house (in Russian).
8. Metelkin, D.V., Kazansky, Yu.A., Vernikovskiy, V.A., Gee, D.G. & Torsvik, T. 2000. First palaeomagnetic data on the early Palaeozoic rocks from Severnaya Zemlya (Siberian Arctic) and their geodynamic interpretation. Geology and Geophysics 41, 1816–1820. (in Russian).
9. Pogrebitsky, Yu.E., 1971. Paleotectonic Analysis of the Taimyr Fold System [in Russian]. Nedra, Leningrad (NIIGA Transactions, Issue 166).
10. Vernikovskiy V.A. 1996. Geodynamic evolution of the Taimyr folded region. Novosibirsk: Publishing House of the Siberian Division of RAS. (in Russian).
11. Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. 1990. Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis. Geodynamics Series 21, American Geophysical Union, Washington.

# ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА, КИСЛОРОДА, СТРОНЦИЯ И НЕОДИМА В КАРБОНАТАХ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПОРОД ОРОГЕННЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА КАРЕЛИИ

*Корнаков А.С.<sup>1</sup>, Богомолов Е.С.<sup>1</sup>, Иванов Д.В.<sup>2</sup>, Лохов К.И.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), г. Санкт-Петербург, Россия,  
e-mail: *kornakov1989@mail.ru*

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия

**Исследован изотопный состав углерода, кислорода, стронция и неодима в карбонатах золотоносных пород орогенных проявлений золота Карелии (Педролампи, Гирвас, Светлое и Медные Горы). Полученные характеристики отражают как первичный характер, состав и возраст протолита метаморфических и метасоматических пород на конкретном рудном объекте, так и глубинное, возможно, мантийное происхождение метасоматизирующего флюидного потока, поступавшего в верхние коровые горизонты на уровень формирования проявлений золота. Изотопная систематика  $\delta^{18}\text{O}$  – начальный изотопный состав Nd ( $\epsilon\text{Nd}$ ) показывает, что флюид Педролампи и Медных Гор имел максимальное количество мантийной компоненты по сравнению с Гирвас и Светлое.**

## CARBON, OXYGEN, STRONTIUM AND NEODYMIUM ISOTOPE COMPOSITION IN THE CARBONATES OF GOLD BEARING ROCKS FROM KARELIAN OROGENIC GOLD DEPOSITS

*Kornakov A.S.<sup>1</sup>, Bogomolov E.S.<sup>1</sup>, Ivanov D.I.<sup>2</sup>, Lokhov K.I.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS (IPGG RAS), Saint Petersburg, Russia,  
e-mail: *kornakov1989@mail.ru*;

<sup>2</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE «VSEGEI»), Saint Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia

**Carbon, oxygen, strontium and neodymium isotope composition in the carbonates of gold bearing rocks from Karelian orogenic gold deposits (Pedrolampy, Girvas, Svetloe and Mednye Gory) have been studied. The obtained data reflect the primary character, composition and the age of the protolith of metamorphic and metasomatic rocks at a certain ore deposit as well as the deep, possible mantle, origin of the metasomatic fluid flow forthcoming to the upper level of formation of gold deposits. Isotope systematics  $\delta^{18}\text{O}$  – Nd initial composition ( $\epsilon\text{Nd}$ ) shows that fluid at the Pedrolampy and Mednye Gory has the maximum of the mantle component in comparison with the Girvas and Svetloe.**

Исследованы C, O, Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы в карбонатах из золотоносных пород на месторождении Педролампи и на рудопроявлениях Гирвас, Светлое и Медные Горы. Особое внимание к изотопно-геохимическому изучению именно карбонатов, прежде всего, связано с тем, что этот минерал обычно присутствует в большинстве типов золотоносных метасоматитов на низкотемпературных орогенных месторождениях. Такие метасоматиты образуются в сдвиговых зонах под воздействием локализованного флюидного потока, часть компонентов которого фиксируется в карбонатах. Поэтому изучение их изотопных характеристик позволяет оценить источник золотоносных флюидов.

Изотопные параметры C-O системы на Педролампи, обнаруживают признаки смешения коровой и глубинной мантийной компоненты при существенном вкладе последней

( $\delta^{13}\text{C} = -4.1 \div -2.3 \text{‰ PDB}$ ;  $\delta^{18}\text{O} = +9,7 \div +10,1 \text{‰ VSMOW}$ ). Этот процесс мог протекать как на нижних горизонтах коры при ограниченном взаимодействии глубинного первично мантийного флюида с коровыми породами, так и в зонах образования золотоносных метасоматитов верхних горизонтов коры. На рудопроявлении Гирвас обнаруживается большой вклад компоненты коровых флюидов ( $\delta^{13}\text{C} = -2.6 \div -1.5 \text{‰ PDB}$ ;  $\delta^{18}\text{O} = +12,7 \div +14,2 \text{‰ VSMOW}$ ). На рудопроявлениях **Светлое и Медные горы** основной вклад компоненты коровых флюидов ( $\delta^{13}\text{C} = +13.9 \div +16.6 \text{‰ PDB}$ ;  $\delta^{18}\text{O} = +16.0 \div +13,0 \text{‰ VSMOW}$ ) связан с особенностями изотопных характеристик вмещающих пород - карбонатных толщ ятулия с уникальным изотопно-тяжелым углеродом.

Изотопная систематика  $\delta^{18}\text{O}$  – начальное отношение изотопов стронция во время образования пород ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ ) показывает, что существует положительная корреляция между величинами  $\delta^{18}\text{O}$  и ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ ) на Педролампи ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7053-0.7103)$ ) и Гирвас ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7474-0.7737)$ ), то есть источником коровой компоненты во флюиде могли являться древние силикатные породы с относительно высоким Rb/Sr отношением.

Изотопная систематика  $\delta^{18}\text{O}$  – начальный изотопный состав неодима во время образования пород  $\epsilon\text{Nd}(t)$  показывает (Рис. 1), что флюид Педролампи ( $\epsilon\text{Nd}(t) = +4.6 \div +7.7$ ) и Медных Гор ( $\epsilon\text{Nd}(t) = +1.1 \div +5.5$ ) имел максимальное количество мантийной компоненты по сравнению с Гирвас ( $\epsilon\text{Nd}(t) = -4.5 \div +0.5$ ) и Светлое ( $\epsilon\text{Nd}(t) = -0.6 \div -3.6$ ).

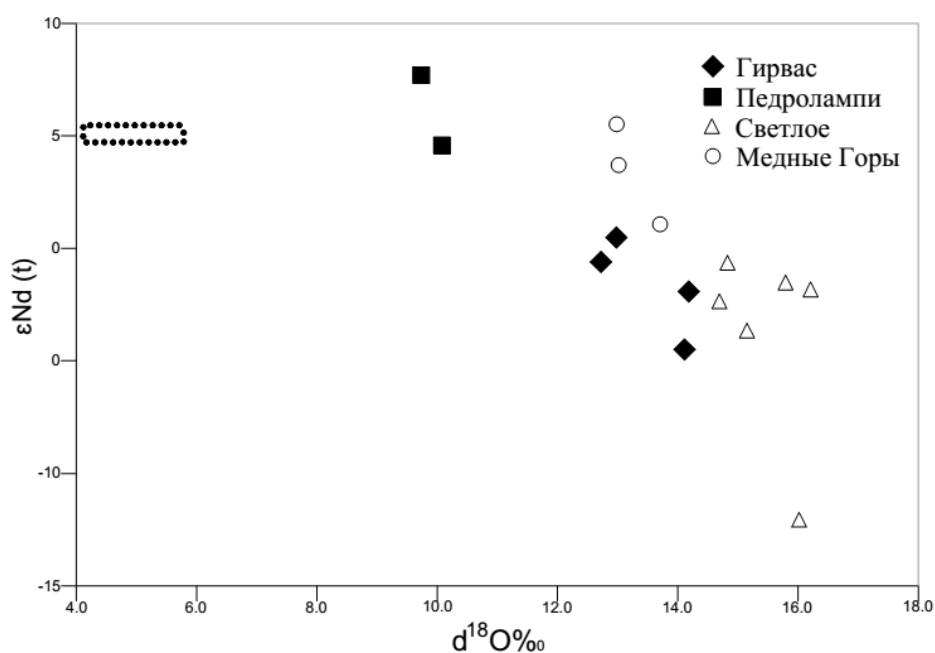


Рис. 1. Изотопная систематика кислород – начальный изотопный состав неодима  $\epsilon\text{Nd}(t)$  в карбонатах из золотоносных пород проявлений золота Карелии. Пунктир – параметры для верхней мантии [1, 2].

*Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00393) и бюджета СПбГУ (проект 3.37.86.2011).*

### Литература

1. Hoefs J. Stable isotope geochemistry // Second ed., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980, 198 p.
2. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.



## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) НА ОСНОВЕ НОВЫХ SM-ND И RB-SR ДАННЫХ

*Кунаккузин Е.Л.<sup>1,2</sup>, Баянова Т.Б.<sup>2</sup>, Борисенко Е.С.<sup>2</sup>, Серов П.А.<sup>2</sup>, Елизаров Д.В.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Мурманский государственный технический университет (МГТУ), г. Мурманск, Россия,  
e-mail: *kunakkuzin\_evgeniy@mail.ru*

<sup>2</sup> Геологический институт КНЦ РАН (ГИ КНЦ РАН), г. Апатиты, Россия

**Массив Мончетундра расположен в центральной части Кольского полуострова и является юго-восточной частью интрузии Главного хребта. Структурно-тектоническое положение интрузива определяется его приуроченностью к области сочленения Беломорского и Центрально-Кольского мегаблоков с палеорифтогенной Печенга-Имандра-Варзугской структурой. На современном эрозионном срезе можно выделить как минимум 4 разновозрастные группы базитов. Целью работы является выявление основных изотопно-геохимических особенностей, возможных источников образования базитов массива Мончетундра на основе Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем.**

## ISOTOPE-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE MONCHETUNDRA MASSIF MAFIC ROCKS (KOLA PENINSULA) BASED ON NEW SM-ND AND RB-SR DATA

*Kunakkuzin E.L.<sup>1,2</sup>, Bayanova T.B.<sup>2</sup>, Borisenko E.S.<sup>2</sup>, Serov P.A.<sup>2</sup>, Elizarov D.V.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Murmansk State Technical University (MSTU), Murmansk, Russia, e-mail: *kunakkuzin\_evgeniy@mail.ru*

<sup>2</sup> Geological Institute Kola Science Centre RAS (GI GSC RAS), Apatity, Russia

**Monchetundra massif are located in the central part of the Kola Peninsula and is the south-eastern part of the Main Ridge Intrusion. The structural-tectonic position of the intrusion is determined by its confinement to the junction of the Belomorian and the Central-Kola megablocks with the intracontinental Pechenga-Imandra-Varzuga paleorifte. At the present erosive cut is possible to allocate at least four different age groups of mafic rocks. The aim of this work is to identify the main isotopic-geochemistry features of rocks, possible sources of rock forming in the massif Monchetundra based on Sm-Nd and Rb-Sr data.**

Массив Мончетундра расположен в центральной части Кольского полуострова и является юго-восточной частью интрузии Главного хребта. Структурно-тектоническое положение интрузива определяется его приуроченностью к области сочленения Беломорского и Центрально-Кольского мегаблоков с палеорифтогенной Печенга-Имандра-Варзугской структурой. Массив имеет форму вытянутого в северо-западном направлении овала, его протяженность около 30 км, ширина 2–6 км, общая площадь интрузива около 120 кв. км. С востока и юго-востока массив отделен от Мончеплутона мощной зоной бластокатаклизитов и бластомилонитов, с запада ограничен Витегубско-Сейдозерским разломом [7]. Наряду с такими рудоносными массивами как Федорово-Панский, г. Генеральская, Мончеплутон, которые содержат месторождения и проявления Pt-Pd и Cu-Ni руд, массив Мончетундра является перспективным объектом на обнаружение промышленной благородной минерализации [2, 4, 5]

Согласно последним данным [1, 5, 6] на современном эрозионном срезе можно выделить как минимум 4 разновозрастные группы пород (табл. 1): метагабброиды, трахитоидные средне – крупнозернистые габбронориты, массивные средне – крупнозернистые лей-

когаббронориты и габбронорит-анортозиты, габбропегматиты,. В породах массива встречаются дайки габбродолеритов и метадолеритов северо-западного направления. В Мончетундровском массиве широко развиты дайковые тела долеритов, габбродолеритов различной мощности и протяженности [6] и в пределах юго-восточной части массива - меланократовых троктолитов-гарризитов [9]. В целом массив осложнен большим количеством разломов преимущественно северо-западного направления.

Таблица 1

**Данные U-Pb возрастов для пород массива Мончетундра**

№ п/п	Проба	Название породы	U-Pb возраст, млн лет	Источник
1	MT-5	метагаббро	2521±8 (zr)	[1]
2	18/106	дайка ферродолерита	2505±26 (zr)	[6]
3	M55	трахитоидный габбронорит	2505±6 (zr)	[8]
4	M6	трахитоидный габбронорит	2501±8 (zr)	[8]
5	7/106	массивный габбронорит-анортозит	2476±17 (bd)	[1]
6	1/106	массивный лейкогаббронорит	2471±9 (bd)	[1]
7	MT-4	массивный габбро-анортозит	2456±5 (bd)	[1]
8	ГХ-1-90	массивный крупнозернистый габбро-анортозит	2453±4 (zr)	[3]

Для изучения и интерпретации изотопно-геохимических данных для пород массива Мончетундра было выбрано 37 анализов проб главных разновидностей пород для Sm-Nd исследований и 4 пробы из второй и третьей возрастной групп для Rb-Sr исследований из средней и юго-восточной частей массива, отобранных в 2011–2012 годах во время полевых исследований, а также из литературных источников [1, 5]. Изотопные измерения проводились в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИ КНЦ РАН на масс-спектрометрах Finnigan-MAT 262 (RPQ) и МИ-1201.

Самые древние породы массива – метагабброиды, характеризуются широкими вариациями  $\epsilon_{Nd}(2500)$  от +0.02 до –2.23, а также мезо- и палеоархейскими значениями модельных возрастов (рис. 1). Данный разброс значений, по всей видимости, связан с наложенными процессами метаморфизма во время заложения Мончетундровского разлома [10].

Значения  $\epsilon_{Nd}(2500)$  трахитоидных габброноритов варьируют от –1.70 до +1.42, модельные возраста соответствуют диапазону от 2.7 до 3.5 млрд лет (рис. 1).

Величины значений  $\epsilon_{Nd}(2500)$  массивных габброноритов изменяются от –3.38 до +2.08, а модельные Sm-Nd возраста находятся в пределах от 2.7 до 3.4 млрд лет (рис. 2).

Габбропегматиты характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(2500)$  от -1.26 до -0.63 и модельными возрастами протолитов от 3.0 до 3.2 млрд лет (рис. 1).

В целом, полученный банк изотопных данных отражает, что большая часть пород с отрицательными величинами  $\epsilon_{Nd}$  имеют значения  $T_{DM}$  от 3.4 до 3.1 млрд лет.

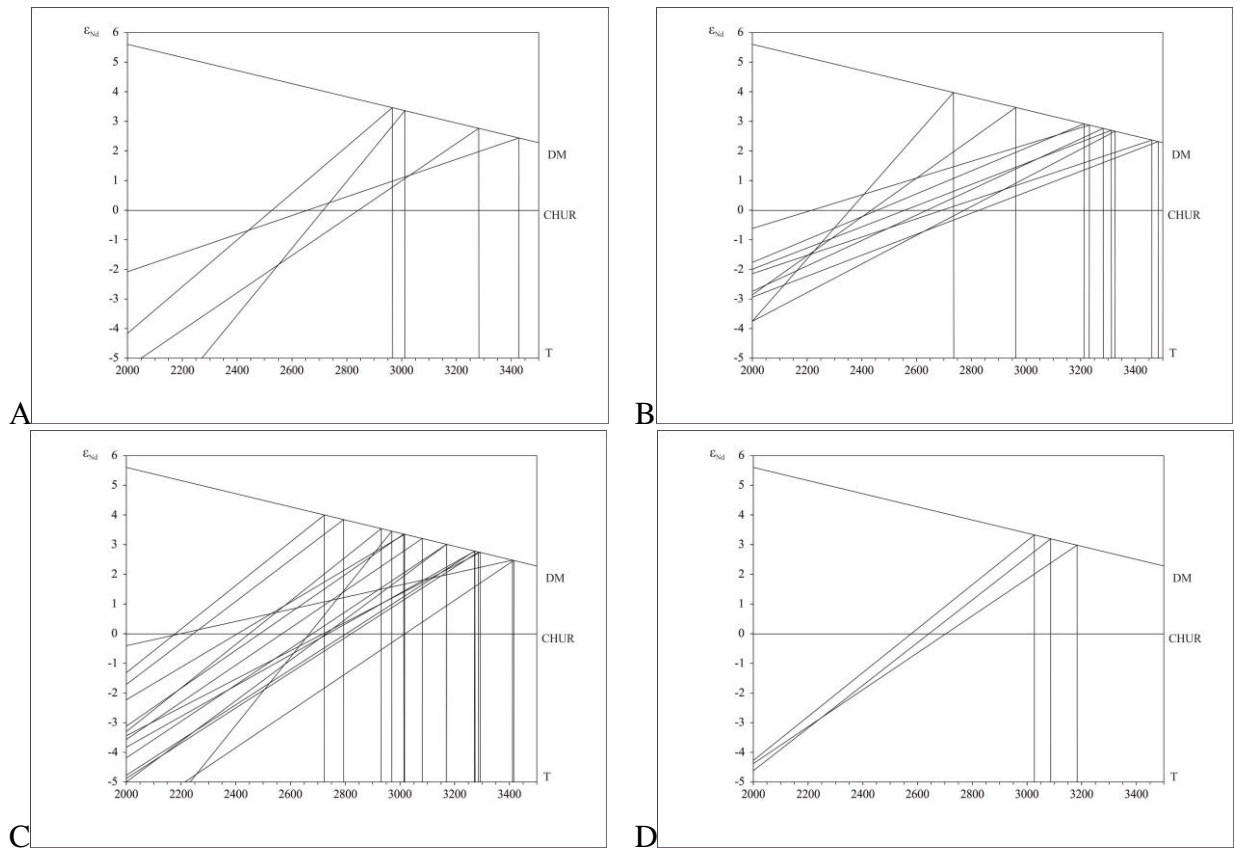


Рис. 1. Диаграмма  $\epsilon_{Nd}$ -T для пород юго-восточной части массива Мончетундра: А – метагабброиды; В – трахитоидные габбронориты; С – массивные габбронориты; D – габбро-пегматиты.

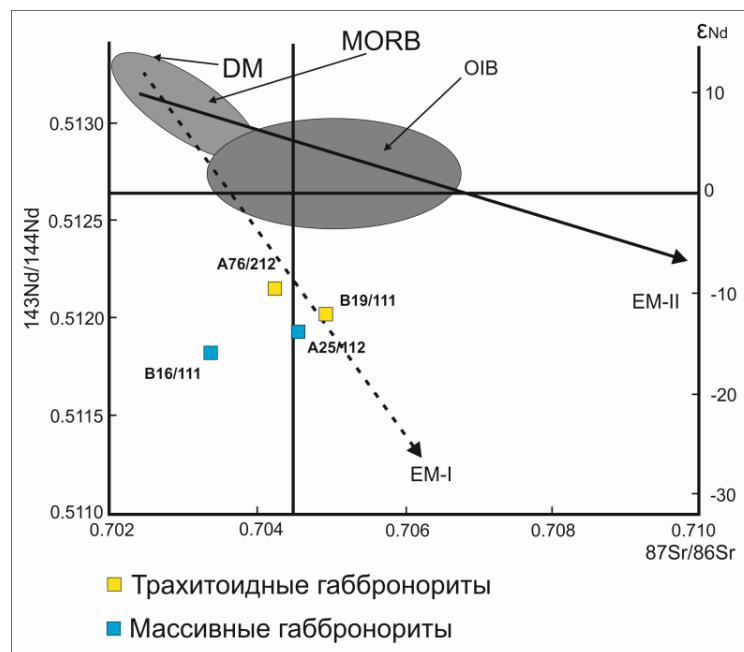


Рис. 2. Зависимость между изотопным составом Nd и Sr для габброноритов массива Мончетундра. Поля MORB, OIB – по [12, 14].

Согласно новым данным по геохимии Nd и Sr (рис. 2) породы массива Мончетундра имеют мантийное происхождение с небольшим вкладом корового материала. Низкие зна-

чения  $\text{Isg } 0,703-0,705$  характерны для мантийных пород, но отрицательные значения  $\epsilon\text{Nd}$  свидетельствуют о происхождении пород из обогащенного литофильными элементами мантийного источника близкого по типу к EM-1 [11, 13].

*Исследования проводятся при финансовой поддержке программ ОНЗ РАН № 2, 4, грантов РФФИ 13-05-00493, ОФИ-М 13-05-12055, проекта IGCP-SIDA 599.*

## Литература

1. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., академик Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Доклады академии наук, 2010, том 431, № 2, с. 216–222.
2. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, № 4, с. 329–352.
3. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН. 1993, т. 331, № 1, с. 95–98.
4. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф. Восточно-скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений, том 55, № 5, 2013, с. 357–373.
5. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ, том 12, № 3, 2009 г., с. 461–477.
6. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований // Геохимия, 2014, № 7, с. 1–21.
7. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина). В 2-х частях. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2004. Ч. 1. 177 с.
8. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина). В 2-х частях. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2004. Ч. 2. 177 с.
9. Чистяков А. В., Кудряшова Е. А. Гарризиты - заключительная интрузивная фаза формирования мончегорского ультрамафит-мафитового комплекса (Кольский полуостров) // Известия вузов. Геология и разведка. – 2010. – № 6. – С. 16–21.
10. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б., Чистяков А.В., Федотов Ж.А. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) на основе изотопных Sm-Nd и Rb-Sr анализов метаморфических парагенезисов // Геохимия, 2006, № 4, с. 355–364.
11. J. Eisele, M. Sharma, S. Galer, J. Blichert-Toft, C.W. Devey, A.W. Hofmann The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematic of the Pitcairn hotspot // Earth and Planetary Science Letters 196, 2002, p. 197–212.
12. A.W. Hoffman, Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, Nature 385 (1997), p. 219–228.
13. T. Bayanova, J. Ludden and F. Mitrofanof. Timing and duration of Paleoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geological Society, London, Special Publication, 2009, v. 323; p. 165–198.
14. A. Zindler, S. Hart, Chemical geodynamics, Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 14 (1986), p. 493–571.

## ИЗОТОПНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЦИРКОНОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ОЗ. КИМОЗЕРО (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

*Латыпова Э.Х.<sup>1</sup>, Лохов К.И.<sup>1,2</sup>, Скублов С.Г.<sup>3,4</sup>, Путинцева Е.В.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский Государственный Университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *ehllatypova@yandex.ru*

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), г. Санкт-Петербург, Россия,

<sup>4</sup> Национальный минерально-сырьевой университет «Горный» (Горный университет), г. Санкт-Петербург, Россия

**В данной работе обсуждается проблема гетерогенности возраста цирконов оз. Кимозеро. В нашей работе были проведено U-Pb датирование возраста цирконов из кимберлитов, сопровождавшееся определением содержания и распределения REE и редких элементов. Изучаемые цирконы попали в две разновозрастные группы, которые отличаются по содержанию редких и редкоземельных элементов. Цирконы, попавшие в кластер с возрастом  $2009 \pm 14$  Ma, по всем характеристикам определяются как кимберлитовые. Цирконы, попавшие в кластер  $2422 \pm 13$ , имеют метаморфический генезис (эклогитовая или гранулитовая фация). Ставится предположение о том, что в это время параллельно процессам рифтогенеза на Балтийском щите шел процесс сжатия, и эклогиты или высокобарические гранулиты – метаморфические породы высокого давления, могли формироваться именно в данной обстановке.**

## ISOTOPE AND GEOCHEMICAL PARAMETERS OF ZIRCONS FROM KIMBERLITES KIMOZERO LAKE (CENTRAL KARELIA)

*Latypova E.Kh.<sup>1</sup>, Lokhov K.I.<sup>1,2</sup>, Skublov S.G.<sup>3,4</sup>, Putintseva E.V.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *ehllatypova@yandex.ru*

<sup>2</sup> A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE «VSEGEI»), Saint Petersburg, Russia

<sup>3</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS (IPGG RAS), Saint Petersburg, Russia

<sup>4</sup> National Mineral Resources University (University of Mines), Saint-Petersburg, Russia

**In this paper, we discuss about the problem of zircons age heterogeneity from Kimozero Lake. In our study we were have done U - Pb dating of zircons from kimberlites with determining the content and distribution of REE and trace elements. Zircons were studied in two different age groups. Zircons from a cluster with age of  $2009 \pm 14$  Ma are defined as kimberlite. Zircons from a cluster  $2422 \pm 13$  are metamorphic origin (eclogite or granulite). We have the assumption that at this time a parallel of processes of rifting on the Baltic Shield was a process of compression and eclogites or granulites - metamorphic rocks of high pressure, could be formed in this particular setting.**

Кимозерское проявление кимберлитов, находящееся внутри юго-восточной части Карельского кратона, известно своими древними датировками. Ранее, разными авторами был определен возраст кимберлитов по Sm/Nd изохроне, как  $1724 \pm 124$  Ma (Махоткин, 2003),  $1986 \pm 4$  Ma (Самсонов и др., 2009), U/Pb возраст определен, как –  $1980 \pm 20$  Ma (Лохов и др., 2011). В последнее время стоит вопрос о гетерогенности возраста цирконов. Проблема гетерогенности возраста цирконов из кимберлитов оз. Кимозера описана в работах [3], [5]. Например, U-Pb определение возраста показало две генерации цирконов – 1986 Ma, для кимберлитовых цирконов и 2406 Ma для захваченных цирконов [3]. В упо-

мянутых работах «кимберлитовыми» считаются цирконы, не имеющие четкой зональности в катодолуминисцентном изображении, с низкой концентрацией урана  $U < 10\text{--}15$  ppm, и низкой величиной отношения  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} < 0.0001$ . Такие цирконы кристаллизовались не из кимберлитового расплава, а являются глубинными фенокристаллами, и имеют тесную генетическую связь источником кимберлитового расплава [6].

Авторами [3] были выделены гетерогенные зерна с ядрами с осцилляционной зональностью (магматического генезиса) и однородные зерна циркона и каймы вокруг зональных ядер, с U-Pb возрастом около 2.0 и 2.2–2.4 млрд лет. По содержанию REE были установлены значимые отличия только между разновозрастными ядрами и однородными цирконами, вне зависимости от их возраста и морфологии (каймы и однородные зерна). Поэтому, разделение однородных цирконов на собственно кимберлитовые и «метаморфические гранулитовые», авторами [3], только на основе их морфологии – однородные зерна и однородные каймы, соответственно, требовало независимой проверки.

В нашей работе были проведено U-Pb датирование возраста цирконов из кимберлитов Кимозера (образец KL-1) на SHRIMP- II (ЦИИ ВСЕГЕИ), сопровождавшееся определением содержания и распределения REE и редких элементов на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по стандартным методикам. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался к составу хондрита C1 [7]. Температура кристаллизации циркона рассчитывалась с помощью Ti- термометра [8].

Выделенные из кимберлита цирконы (обр. KL-1) характеризуются однородным строением в катодолуминисценции (CL), округлыми очертаниями, зачастую с неровными границами зерен. Серые тона в зернах преобладают над темно-серыми, наблюдаются дымчатые переходы (рис. 1). У единичных зерен обнаружено зональное строение (рис. 1, образцы 12.1;15.1;15.2), в этих зернах наблюдается почти черное ядро и светло-серая кайма в катодолуминисценции.

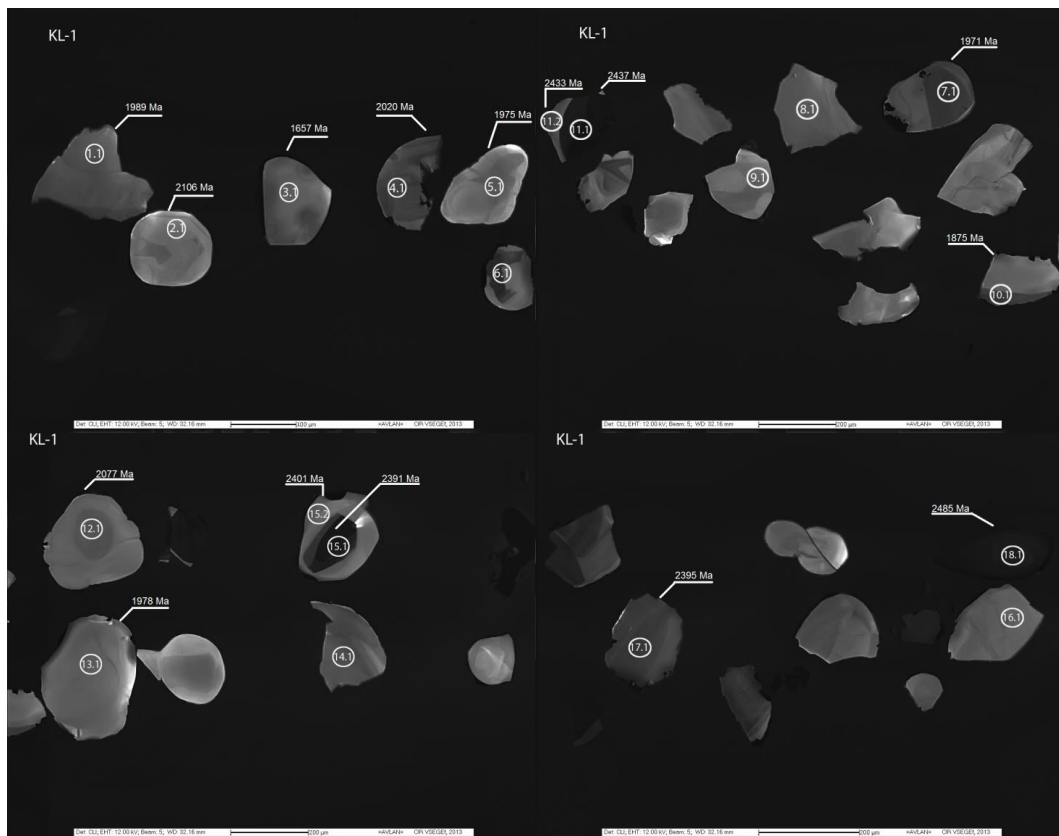


Рис. 1. Цирконы в катодолуминисценции.

По результатам локального U-Pb датирования четко выделяются два кластера – с конкордантными возрастaми  $2009 \pm 14$  млн лет (по 13 точкам) и  $2422 \pm 13$  млн лет (по 5 точкам, рис. 2а, б). Для центральных и краевых частей зональных цирконов (зерна 11 и 15) не установлены значимые различия по результатам датирования, для них все определения попадают в более древний кластер.

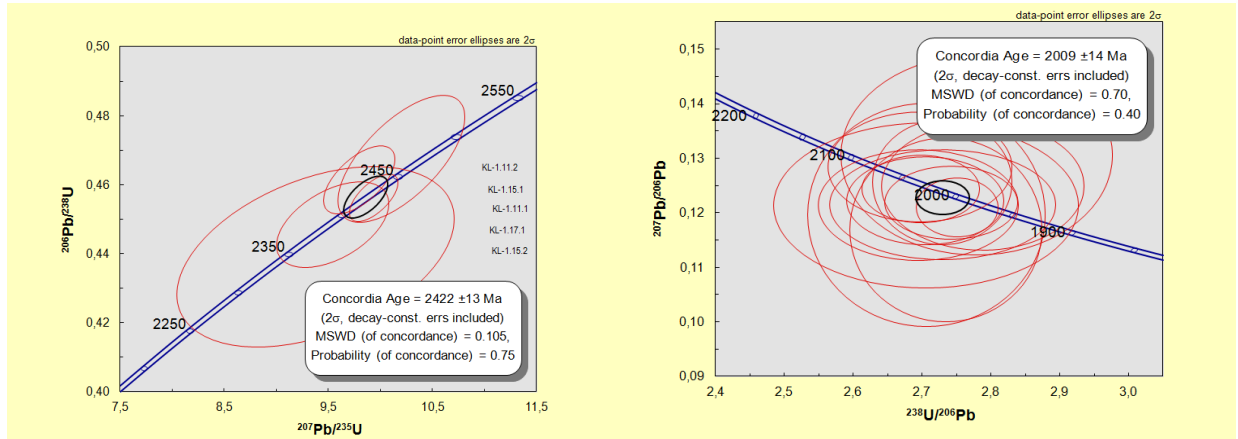


Рис. 2. а) Кластер с конкордантным возрастaм  $2009 \pm 14$  Ма (построен по 13 точкам, диаграмма Тера - Вассербурга; б) Кластер с конкордантным возрастaм  $2422 \pm 13$  Ма (построен по 5 точкам, построение Аренса-Везерилла).

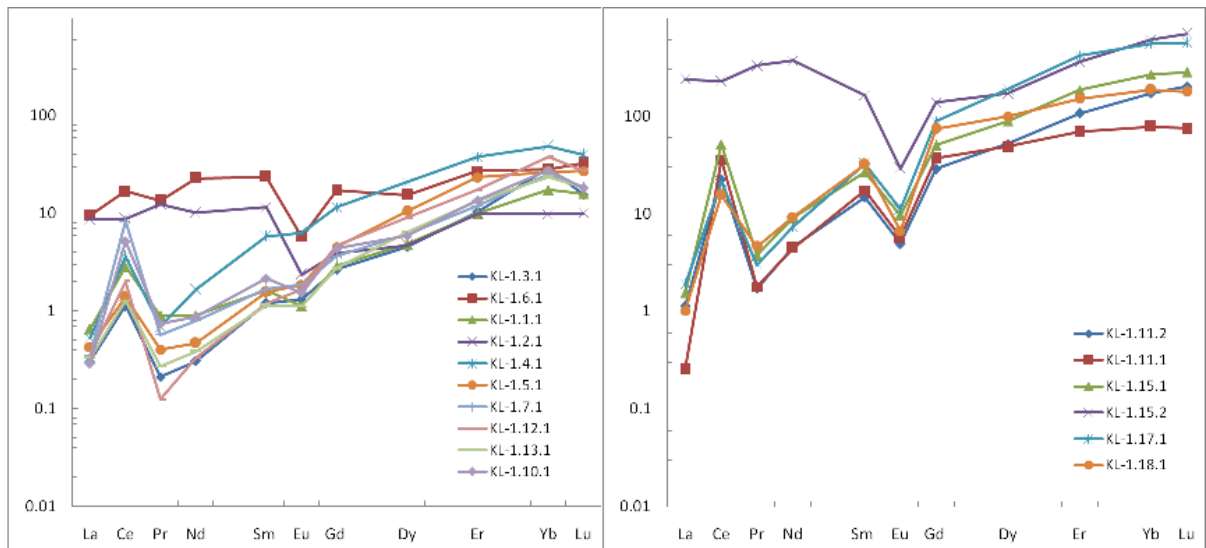


Рис. 3. Спектры распределения REE в цирконах из кимберлита оз. Кимзеро (а – молодые кимберлитовые цирконы, б – захваченные древние цирконы).

Цирконы, попадающие в две разновозрастные группы, отличаются по содержанию редких и редкоземельных элементов. Для молодых цирконов, исключая зерна 6.1 и 2.1, характерен пониженный уровень содержания REE (около 14 ppm), наблюдается положительная Ce-аномалия ( $Ce/Ce^*$  около 7,6 ppm) и Eu-аномалия ( $Eu/Eu^*$  в среднем 0,66). Цирконы 6.1 и 2.1 отличаются повышенным содержанием LREE и практически горизонтальным спектром распределения REE, который характеризуется отсутствием Ce-аномалии (рис. 3.а). Возможно, эти отличия можно объяснить неравномерным воздействием кимберлитового флюида с карбонатными комплексами, которые избирательно переносят легкие REE [5].

Цирконы (кроме зерна 15.2), попадающие в древний кластер возрастов, характеризуются повышенным содержанием REE (в среднем 136 ppm), наблюдается четко выраженная Ce-аномалия ( $Ce/Ce^*$  около 21, в среднем). Зерно 15.2 характеризуется повышенным на порядок содержанием LREE (392 ppm), которое также можно связать с воздействием на циркон углекислотного флюида.

Две разновозрастные группы цирконов значительно отличаются и по содержанию редких элементов. Для молодых цирконов характерно пониженное, по сравнению с цирконами более древней группы, содержание Li, P, Y, Th, U, повышенное – Hf. Молодые цирконы из кимберлита оз. Кимозеро соответствуют по составу цирконам из эталонных кимберлитов мира кимберлита (среднее по 8 анализам, за исключением 2 цирконов, обогащенных LREE).

Древние цирконы являются захваченными кимберлитовым расплавом. От кимберлитовых цирконов они отличаются по описанным ранее признакам. Эти признаки, на первый взгляд, характерны для «магматических» цирконов. Однако для исследованных цирконов установлена незначительная дифференцированность (выположенность спектра) в области HREE, – у них  $Lu_N/Gd_N$  отношение, в среднем, около 5, в то время как для цирконов магматического генезиса того же возраста из базитов Беломорского пояса это отношение составляет в среднем 27 (по 8 точкам, обр. 223 [1]). Содержание Y в древних цирконах из кимберлита в среднем равняется 220 ppm, что значительно ниже содержания Y в магматических цирконах из основных пород, где, как правило, не менее 2000–3000 ppm [1,2]. Такая особенность состава предполагает наличие граната – минерала-концентратора HREE и Y в момент кристаллизации захваченных древних цирконов и, соответственно, их метаморфический генезис. Определение фации метаморфизма (гранулитовая или эклогитовая) является более сложной задачей по причине отсутствия минералов-индикаторов хотя бы в виде включений в цирконе, однако, данные цирконы с возрастом 2422 млн лет хорошо коррелируются с возрастом рифтинга на Балтийском щите [4].

Полученные данные указывают на то, что на этапе 2420–2450 млн лет, параллельно процессам рифтогенеза на Балтийском щите, шел процесс сжатия, и эклогиты или высокobarические гранулиты - метаморфические породы высокого давления, могли формироваться именно в данной обстановке. Примечательно, что следы метаморфических пород высокого давления в таком возрастном интервале, обнаруженные в данной работе впервые, могут указывать на особенности тектонического развития Балтийского щита в начале раннего протерозоя.

### Литература

1. Березин А.В., Скублов С.Г. // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 265–286.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С. и др. // Геохимия. 2012. № 8. С. 734–748.
3. Грибань Ю.Г., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Лепехина Е.Н. // Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 11–15 февраля 2013 г., Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. С. 741–746.
4. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А.Д. Щеглова. Санкт-Петербург, 1993.
5. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2011. 431 с.
6. Nowell D.M., Pearson D.G., Bell D.R., et al. // Journal of Petrology, 2004, aug 1, p. 1–30.
7. McDonough W.F., Sun S.-s. // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
8. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. P. 413–433.



## ГЕОХИМИЯ И ЛОКАЛЬНОЕ U–Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНА АЗОВСКОГО РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

*Левашова Е. В.*

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), г. Санкт-Петербург, Россия,  
e-mail: *katerina232k@yandex.ru*

Исследовано распределение редких и редкоземельных элементов в цирконе из основных типов рудоносных пород Азовского REE месторождения. Установлено, что краевые и центральные части циркона значительно отличаются содержанием REE и Y. Каймы и краевые части циркона из меланократового и лейкократового сиенита обеднены REE и Y относительно его центральной части, в то время как каймы циркона из полевошпат-амфиболового пегматита обогащены элементами-примесями по сравнению с центральной частью, что можно объяснить значительным насыщением поздних фаз сиенитов остаточными расплавами, обогащенными REE и Y. Возраст образования Азовского месторождения  $1776 \pm 21$  млн лет.

## GEOCHEMISTRY AND LOCAL U–Pb DATING OF ZIRCON FROM REE AZOV DEPOSIT (THE UKRAINIAN SHIELD)

*Levashova E. V.*

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS (IPGG RAS), Saint Petersburg, Russia,  
e-mail: *katerina232k@yandex.ru*

Distribution of trace and rare earths elements was studied in zircon from the main types of ore-bearing rocks of Azovskoe rare metal deposit. It was determined that rims and central parts of zircon differ significantly in REE and Y contents. Rims and edge parts of zircon from melanocratic and leucocratic syenite are depleted, compared with central parts of grains, in REE and Y, whereas rims of zircon from feldspar- amphibole-bearing pegmatite are enriched, compared with central parts of grains, in trace elements. It can be explained by considerable saturation of the syenite late phases by residual melts enriched in REE and Y. The age of Azovskoe rare metal deposit is  $1776 \pm 21$  Ma.

На территории Украинского щита (УЩ), уникальной провинции протерозойского щелочного магматизма, обнаружено несколько крупных месторождений Zr, REE и Y, из них одним из самых крупных является Азовское месторождение. Оно расположено в восточной части Приазовского мегаблока УЩ и приурочено к Азовской структуре Володарского массива [4, 7]. Месторождение представляет собой дифференцированную расслоенную интрузию, породы которой представлены несколькими главными видами: лейкократовыми кварц-биотитовыми сиенитами и меланократовыми щелочнополевошпатовыми, амфиболовыми и оливин-пироксен-амфиболовыми сиенитами [3, 7]. Источник происхождения рудных компонентов Азовского месторождения достоверно не определен, большинством исследователей предполагается магматический генезис [1, 5, 7]. U–Pb возраст циркона из сиенитов Азовского месторождения ранее был определен как  $1805 \pm 7$  млн лет [7].

Особенности структуры циркона и контроль наличия включений минеральных фаз исследовались в режиме композиционного контраста (BSE) и катодолюминесценции (CL) на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с ЭД-спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН). Содержание редкоземельных и редких элементов в цирконе определялось на

ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН). Локальное U–Pb датирование циркона выполнялось на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ).

Характерной особенностью цирконов Азовского месторождений является их гетерогенная структура, выраженная различными оттенками окраски на изображениях в режиме BSE и CL, обусловленная изменением первоначального циркона.

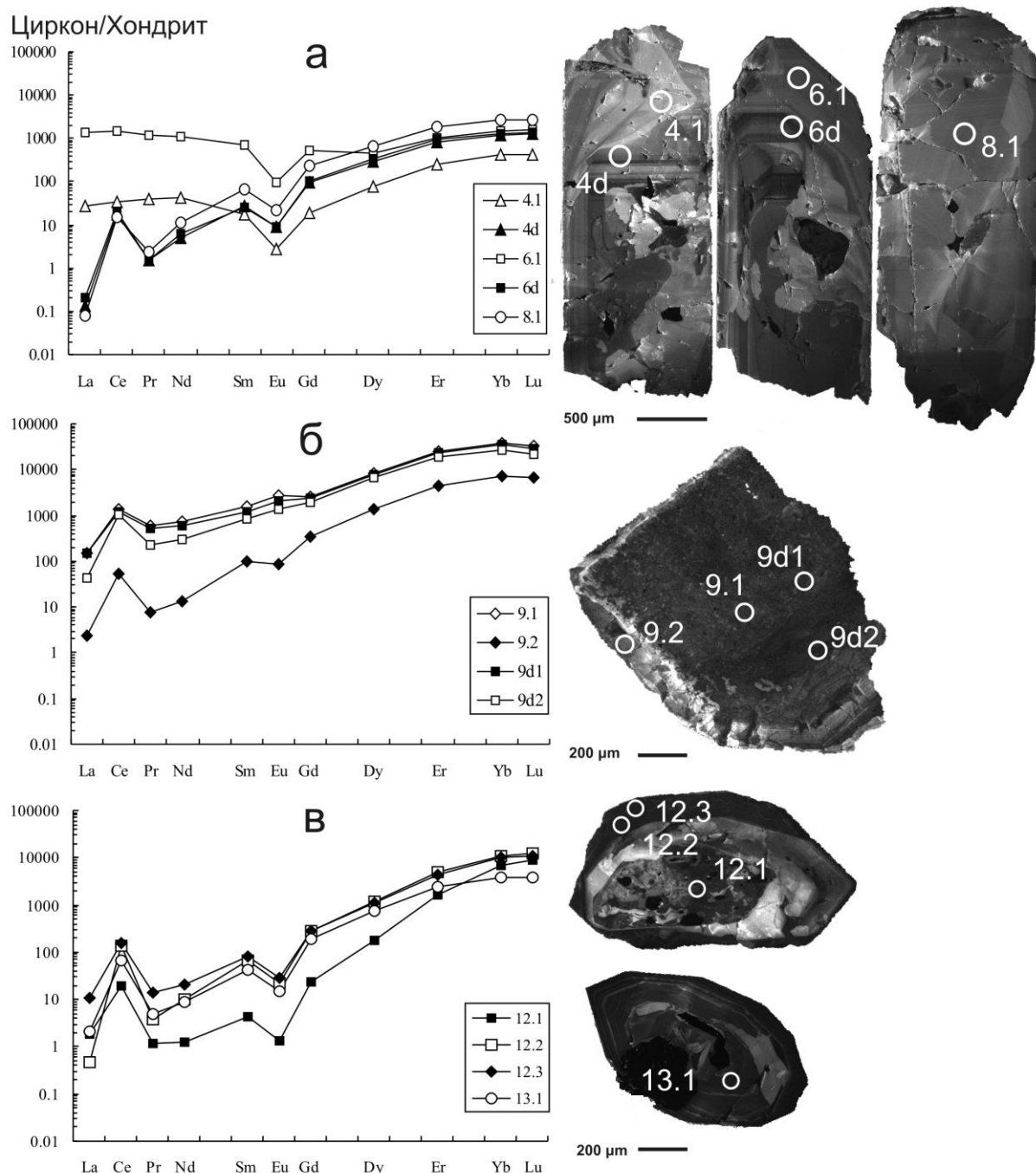


Рис. 1. Изображение проанализированных зерен циркона из Азовского месторождения в режиме катодолуминесценции (CL) и спектры распределения REE, нормированные на состав хондрита C1 [8], в цирконе из меланократового сиенита (а), лейкократового сиенит-пегматита (б), полевошпат-амфиболового пегматита (в).

Спектры распределения REE в цирконе в пределах одного зерна имеют разные очертания, что связано с различными тенденциями в накоплении REE. Так, неоднородный по данным CL циркон из меланократового сиенита (обр. 4, 6) имеет светлые и темные зоны (рис. 1а), которые имеют близкий состав по главным элементам, однако содержание и распределение REE в таких зонах сильно различаются. Спектр распределения REE в более темных в CL областях циркона ближе к центру зерна (точки 4D, 6D) характеризуется дифференцированным спектром распределения от легких к тяжелым REE, четко выраженной положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями, что характерно для циркона магматического происхождения (рис. 1а). В зонах более светлых в CL (точки 4.1, 6.1), находящихся у края зерен, наблюдается иное очертание графика, он отличается отсутствием Ce-аномалии при сохранении отрицательной Eu-аномалии, возрастает роль LREE (50-1830 ppm) при суммарном количестве REE от 195 до 2580 ppm. Такой профиль спектра REE, так называемый профиль «крыльев птицы», не типичен для циркона и характерен для минералов из зон интенсивной флюидной переработки [5]. Аналогичное распределение REE наблюдалось в цирконе из Ястребецкого REE-Zr месторождения УЩ для зерен, имеющих сильно измененные зональные или пористые каймы. Подобные спектры REE также характерны для измененных областей некоторых цирконов Пержанского месторождения УЩ.

Циркон из лейкократового сиенит-пегматита (обр. 9), представляющий собой зональное зерно (рис. 1б), характеризуется дифференцированным типом спектра с положительной Ce-, но с редуцированной Eu-аномалиями, лишь в более светлой в BSE кайме наблюдается слабая отрицательная Eu-аномалия (рис. 1б). Содержание REE в этой группе циркона находится на уровне 10900–15300 ppm для центральной части и 2490 ppm – для светлой каймы. Содержание Y также невелико в светлой кайме и достигает 22400–23200 ppm в центральной части циркона. Такая же закономерность прослеживается со всеми элементами-примесями, за исключением Hf. Тенденция к уменьшению количества примесей при переходе от центра зерна к кайме также наблюдалась в цирконах Катугинского редкометалльного месторождения [2].

Циркон из полевошпат-амфиболового пегматита (обр. 12) отличается разнообразием внутреннего строения (рис. 1в). Для центральных зон циркона данного типа присуще относительно невысокое содержание REE (1300–1600 ppm), низкое содержание LREE (13–45 ppm) и других неформульных элементов (Ca, Ti, Sr, Nb, Ba), содержание HREE и Y также невысоко (1300–1600 и 870–1860 ppm, соответственно). Концентрически зональная кайма зерна циркона отличается от центральной части повышенным содержанием REE (до 3100 ppm), Y (до 3150) и других элементов – Ca (до 830), Th (до 1400), U (до 3000 ppm). Распределение REE в цирконе характеризуется дифференцированным графиком, типичным для циркона магматического происхождения (рис. 1в).

U–Pb датирование зерен циркона показало, что практически все исследованные точки конкордантны. На диаграмме в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст циркона определен по верхнему пересечению дискордии с конкордией в  $1776 \pm 21$  млн лет (СКВО = 2.0) (рис. 2). Лишь точка 9d2, соответствующая измененной центральной области циркона с темной окраской в режиме BSE, является сильно дискордантной ( $D = 65\%$ ) и имеет заниженное значение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста  $1493 \pm 64$  млн лет. Такое отклонение значения возраста от всех остальных точек вызвано, вероятно, привнесом U, наряду с другими элементами, и последующей потерей радиогенного Pb. В центральной области данного циркона (обр. 9) по данным ионного микрозонда содержится максимальное содержание определяемых примесей, в том числе U (4076 ppm), содержание которого на порядок выше, чем в остальных анализируемых точках.

Исследование циркона Азовского месторождения показало многообразие состава минерала и различия в распределении редких и редкоземельных элементов, обусловленные значительным изменением уровня концентрации компонентов в среде. Спектры распределения REE в неизменных областях циркона свидетельствуют о магматическом генезисе месторождения. Каймы и краевые части циркона из меланократового и лейкократового сиенита обеднены REE и Y относительно его центральной части, в то время как каймы циркона из полевошпат-амфиболового пегматита, наоборот, обогащены элементами-примесями, что можно объяснить значительным насыщением поздних фаз сиенитов остаточными растворами, обогащенными REE, Y и другими элементами. Результат локального U-Pb датирования изученных разновидностей циркона позволяет считать возраст образования Азовского месторождения как ~1776 млн лет.

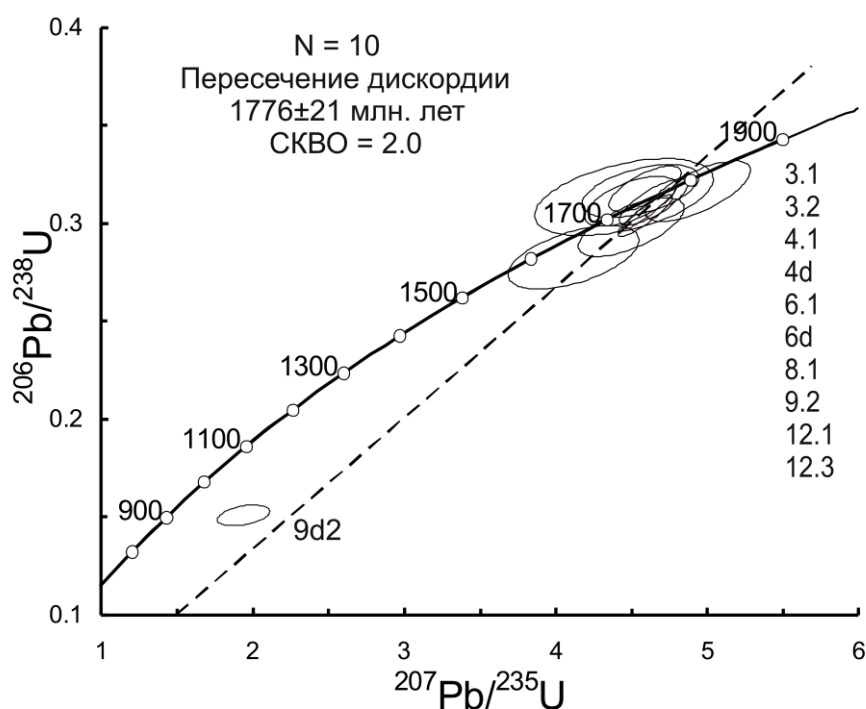


Рис. 2 Диаграмма с конкордией для циркона из Азовского месторождения. Эллипсы и значения U-Pb возраста соответствуют 2σ, включая погрешность константы распада.

**Благодарности.** Автор выражает благодарность С.Г. Кривдику, Т.Н. Лупашко и Е.А. Ильченко (ИГМР НАН Украины) за предоставление образцов циркона для исследования, С.Л. Преснякову (ВСЕГЕИ), С.Г. Симакину, Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН), О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН) за проведение аналитических работ.

### Литература

1. Кривдик С.Г., Загнітко В.М., Стрекозов С.М. та інші. Рідкіснометалеві сієніти Українського щита: перспективи пошуків багатих руд цирконію та лантанодів // *Минералогический журнал*. 2000. № 1. С. 62–72.
2. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А. Редкие элементы в цирконе из пород Катугинского редкометалльного месторождения // *Записки РМО*. 2014. № 5. С. 17–31.
3. Мельников В.С., Возняк Д.К., Гречановская Е.Е. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение: минералогические и генетические особенности // *Минералогический журнал*. 2000. № 1. С. 42–61.

4. Мельников В.С., Козарь Н.А., Стрекозов С.Н. Генетическая модель Азовского месторождения (петрологический и геохимический аспекты) // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность. Киев. 2007. С. 177–182.
5. Панов Б.С., Панов Ю.Б. Рудные формации Приазовской редкоземельно-редкометалльной области Украинского щита // Минералогический журнал. 2000. Т. 22. № 1. С. 81–86.
6. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 2005. 147 с.
7. Шеремет Е.М., Мельников В.С., Стрекозов С.Н. и др. Азовское редкоземельное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита (геология, минералогия, геохимия, генезис, проблемы эксплуатации). Донецк: Ноулидж, 2012. 374 с.
8. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ СИЛИКАТНЫХ ПОРОД ОКТЯБРЬСКОГО  
PT-CU-NI МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)  
НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ПЕТРОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ  
И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

*Лохов Д.К., Халенев В.О., Титова И.В.*

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского  
(ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *dlkhv@yandex.ru*

**В данной работе рассматривается ряд геохимических, петрологических и изотопно-геохимических данных, характеризующих генезис рудоносных пород и генетическое единство западного фланга и центральной части Октябрьского месторождения.**

**SILICATE ROCKS GENERATION OF OKTYABRSKOE PT-CU-NI DEPOSIT  
(NORILSK ORE DISTRICT) USING PETROLOGICAL, GEOCHEMISTRY  
DATA AND ISOTOPIC INVESTIGATIONS**

*Lokhov D.K., Khalenev V.O., Titova I.V.*

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE «VSEGEI»), Saint Petersburg, Russia,  
e-mail: *dlkhv@yandex.ru*

**In this paper, we consider a number of geochemical, petrological and isotopic-geochemical data on the genesis of ore-bearing rocks and genetic unity of the western flank and the central part of Oktyabrskoe deposit.**

Рассматриваемый объект расположен в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья, близ юго-западной оконечности Хараелахских гор. В геолого-экономическом отношении Октябрьское месторождение расположено в пределах Талнахского рудного узла Норильского рудного района. В тектоническом плане объект приурочен к глубинному Норильско-Хараелахскому разлому, являющемуся основной рудоконтролирующей структурой данного района. Кроме того, Октябрьское месторождение расположено на стыке Хараелахской мульды, простирающейся субсогласно Норильско-Хараелахскому разлому, и Кайеркано-Пясинской антиклинали, которая в свою очередь имеет северо-западное простираие. Такая структурно-геологическая особенность является важным фактором при локализации месторождений Норильского типа [1].

В пределах Октябрьского месторождения (рис. 1) оруденение локализовано в силлопоподобных телах сложного строения, залегающих в преимущественно карбонатных толщах ранне-среднедевонского возраста.

Для перспективного западного фланга Октябрьского месторождения (рис. 2) характерно наличие в рудных горизонтах трёх промышленно-значимых типов руд – богатокрапленных до массивных руд, тяготеющих к подошвенным частям рудоносных тел норильского типа (такситовые и пикритовые габбро-долериты); вкрапленных руд, локализованных в основном в центральных частях тел норильского типа (пикритовые габбро-долериты) и в подошвенных частях тел круглогорского типа (оливиновые габбро-долериты); густовкрапленных медистых руд, характерных для западного фланга Октябрьского месторождения и образующих матрицу в зонах брекчирования в кровельных частях тел норильского типа.

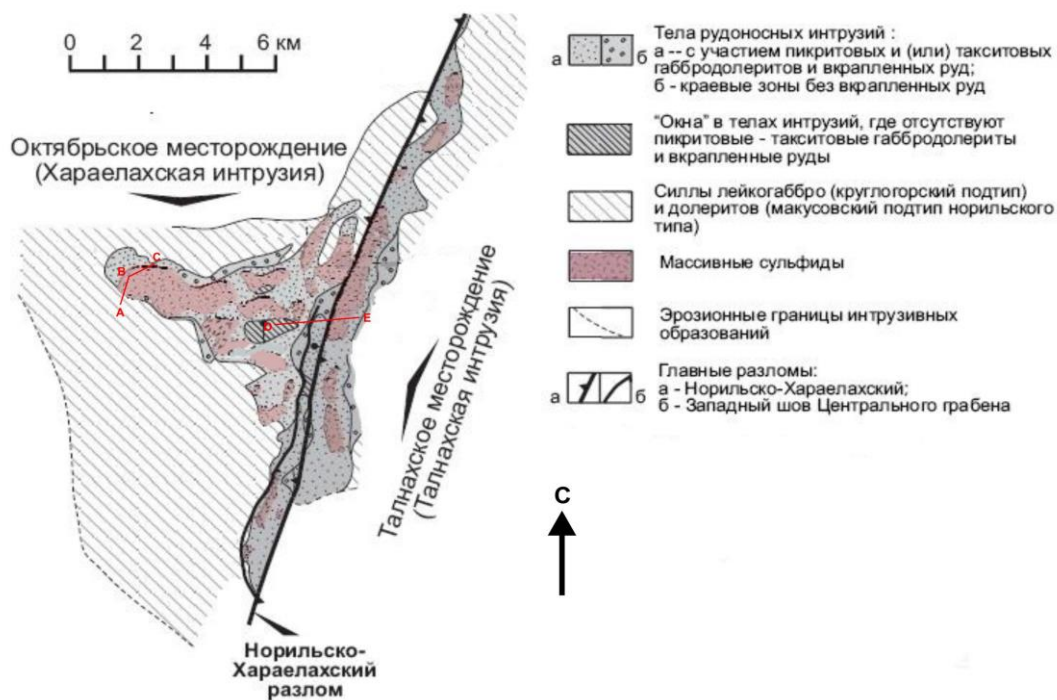


Рис. 1. Схема Талнахского рудного узла (обобщено по [2] и [3]).

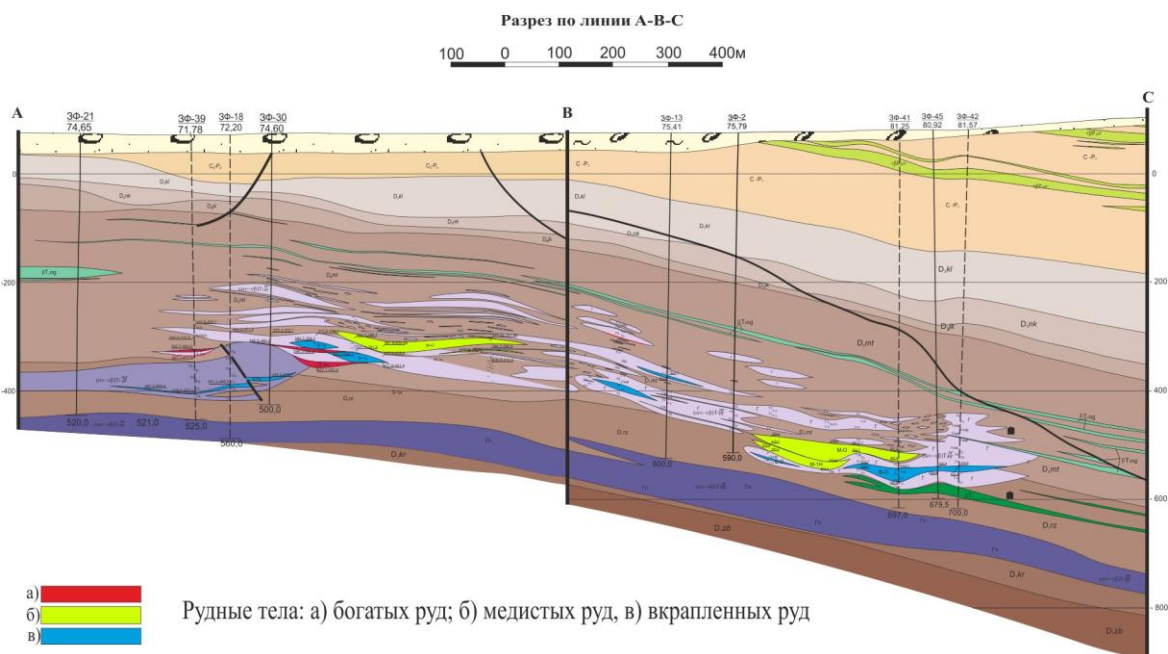


Рис. 2. Разрез по западному флангу Октябрьского месторождения [4].

Задачей данного исследования является сопоставление интрузивных образований как центральной части, так и западного фланга Октябрьского месторождения. Исследуемые породы относятся к Норильскому интрузивному комплексу (Норильский и Круглогорский типы интрузий). По минеральному составу породы Норильского типа образуют широкий ряд ультрабазит-базитовых пород от верлитов до габбро и габбро-долеритов, тогда как Круглогорские породы представлены в основном лейкократовыми габброидами.

На диаграмме  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  точки составов пород интрузий Норильского типа преимущественно расположены в области ультраосновных пород нормальной и повышенной щелочности, тогда как породы, относящиеся к Круглогорскому типу интрузий, характеризуются повышенной щелочностью и большим содержанием кремнезема и попадают в область основных пород нормального и умеренно-щелочного ряда. Для пород Норильского типа характерно увеличение количества щелочей и уменьшение магнезиальности с ростом кремнекислотности. Точки составов пород Круглогорского типа лежат в узком диапазоне содержания  $\text{SiO}_2$  и не образуют корреляционных зависимостей [7, 8].

На тройной диаграмме АФМ (Рис. 3а) точки составов интрузивных пород расположены в поле известково-щелочной серии, при этом породы Норильского типа характеризуются повышенным содержанием Mg, а породы Круглогорского типа демонстрируют увеличение содержания щелочей. Сопоставление содержания и распределения петрогенных и редких элементов в интрузиях и в базальтах трапповой формации выявило возможную генетическую связь интрузий с породами моронговской свиты, их принадлежность к глубинному источнику континентальных покровных базальтов СФВ (Рис. 3б). По характеру распределения элементов на редкоземельных и мультиэлементных нормированных спектрах можно отметить как примитивные мантийные породы (Рис. 4а), сходные с базальтами трапповой формации, так и породы, контаминированные коровым осадочным веществом (сходны со спектрами постархейских сланцев РААС) (Рис. 4б) [7].

Основной особенностью пород Норильского комплекса является более радиогенный состав стронция, что позволяет предположить вклад ассимилированного вещества верхней коры. Такой состав стронция характерен для пород, демонстрирующих сходства со сланцами РААС по редкоэлементным характеристикам.

Изотопный состав неодима для пород как Норильского, так и Круглогорского типа попадает в узкий диапазон ( $\epsilon\text{Nd}(T)=+0,8\dots+2,2$ ) и практически не меняется при увеличении радиогенного стронция. На основании Sr-Nd изотопной систематки (Рис.5) можно предположить, что источником вещества для интрузий Норильского комплекса служил примитивный мантийный резервуар (PM) с существенным вкладом корового вещества (вероятно, осадочного). Это соответствует данным, полученным по петрохимическим и геохимическим параметрам интрузивных пород (Рис. 3, 4) [7]:

Таким образом, часть интрузивных пород Норильского комплекса является комагматами моронговской свиты, представляя собой наименее дифференцированные базит-ультрабазитовые расплавы мантийного генезиса, и относится к примитивному источнику, возможно, плюму. Принадлежность к мантийному плюму подтверждается четырьмя независимыми параметрами: принадлежность к известково-щелочной серии; поведение элементов на редкоземельных и мультиэлементных спектрах; принадлежность полю составов континентальных базальтов СФВ согласно дискриминационным диаграммам Конди ( $\text{La/Yb} - \text{Th/Ta}$ ), параметры Sm-Nd системы в породах ( $\epsilon\text{Nd}(T)= +0,8\dots+2,2$ ).



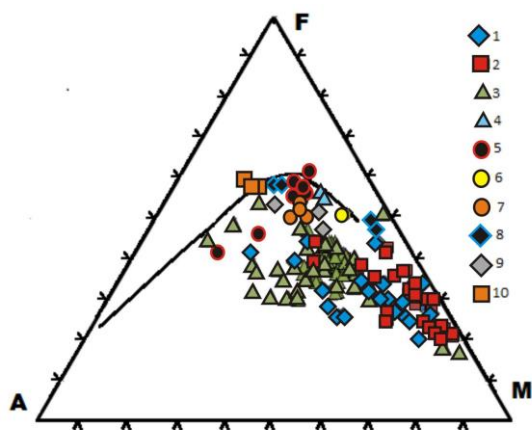


Рис. 3а

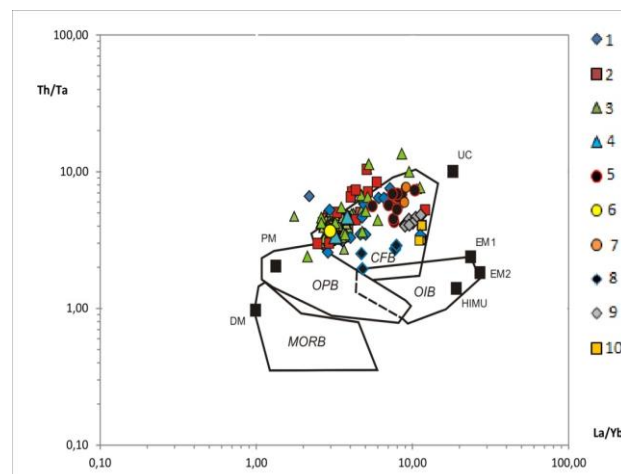


Рис. 3б

1–3 – интрузивные породы (1 – западный фланг, Норильский тип интрузий; 2 – центральная часть, Норильский тип интрузий; 3 – западный фланг, Круглогорский тип интрузий); 4–10 – вулканогенные породы (4 – моронговская свита; 5 – надеждинская свита; 6 – туклонская; 7 – хакачанская свита; 8 – гудчихинская свита; 9 – сыверминская свита; 10 – ивакинская свита). Цифрами 1–4 на диаграмме обозначены поля, соответствующие семействам пород (1 – перидотиты; 2 – габброиды нормального ряда; 3 – габброиды умеренно-щелочного ряда; 4 – габброиды щелочного ряда) (данные по базальтам различных свит заимствованы из работы [5]).

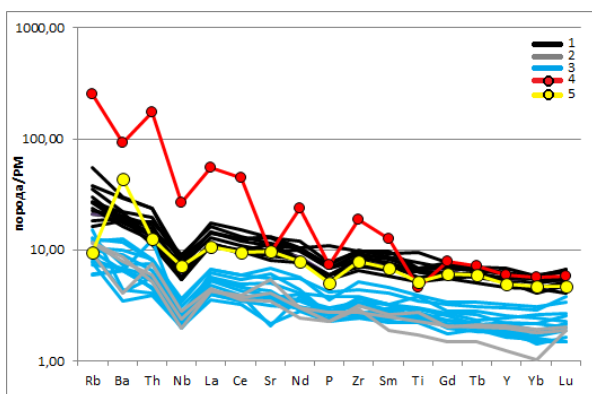


Рис. 4а

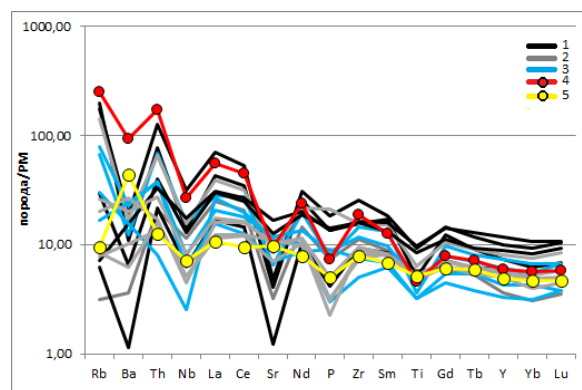


Рис. 4б

Условные обозначения: 1 – породы западного фланга месторождения, Норильский тип интрузий; 2 – породы западного фланга месторождения, Круглогорский тип интрузий; 3 – породы центральной части месторождения, Норильский тип интрузий; 4 – PAAS (post-archean average Australian sedimentary rocks); 5 – моронговская свита.

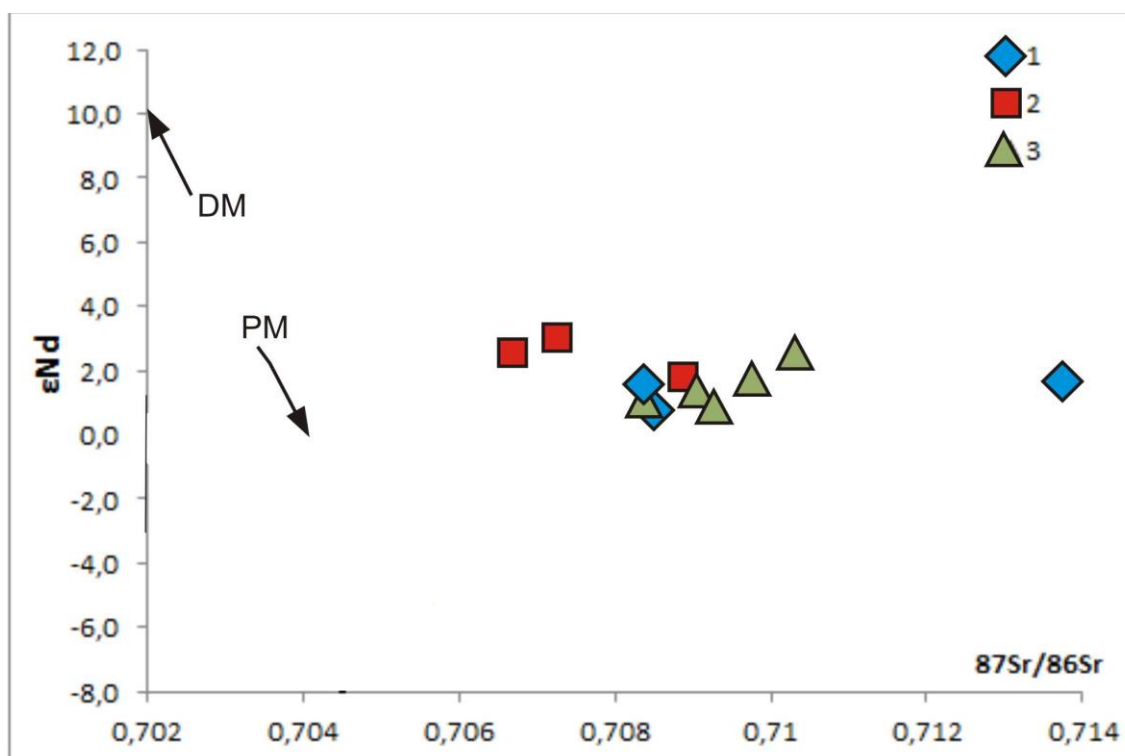


Рис. 5. Изотопная Sr - Nd систематика интрузий Норильского района [7].

1 – породы западного фланга месторождения, Норильский тип интрузий; 2 – породы центральной части месторождения, Норильский тип интрузий; 3 – породы западного фланга месторождения, Круглогорский тип интрузий. Параметры DM и PM использованы в пересчете на 250 млн лет.

Для оценки возраста корового осадочного вещества были изучены захваченные цирконы в интрузивных породах. Изучение геохронологических и морфологических параметров цирконов из интрузивных пород позволило выделить типы цирконов, отвечающие разным этапам формирования интрузивного комплекса. К первому типу относятся цирконы призматического габитуса, темные со слабо выраженной зональностью или бесструктурные в катодолюминисцентных лучах (КЛ). Полученные датировки для этих цирконов соответствуют имеющимся оценкам возраста кристаллизации интрузий Норильского комплекса, а также времени образования пород тунгусской серии ( $250 \pm 5$  млн.лет) [7,8].

Второй тип цирконов представлен зернами призматического габитуса, с тонкой зональностью, не характерной для цирконов из основных и ультраосновных пород. Для них получены датировки от 326.5 до 2075 млн лет. Такие возрастные параметры могут свидетельствовать об ассимиляции расплавами осадочных пород коры от раннепротерозойского до палеозойского возраста. Учитывая данные о геологическом строении постархейского чехла Сибирской платформы [1], можно предположить, что расплавы ассимилировали породы, сходные по составу с осадочным комплексом рифея и позднего протерозоя Енисейского кряжа, существенную часть которого составляют карбонатные породы и черносланцевые толщи [7,8].

На основании имеющихся данных можно сделать следующие выводы:

- интрузивные породы Октябрьского месторождения: его центральной части и западного фланга, генетически связаны и представляют собой единый дифференцированный магматический комплекс;

- интрузивные породы норильского комплекса могут являться комагматами базальтов моронговской свиты и их источником являлся примитивный мантийный резервуар (недеплетированная мантия);

- часть силикатных пород контаминирована коровым веществом и содержит захваченные цирконы палеозойского и протерозойского возраста (от 278 до 2075 млн.лет), что свидетельствует об ассимиляции коровых пород, древнее, чем вмещающие породы тунгусской серии.

Из последнего вывода можно сделать предположение, что источником изотопно-тяжелой серы в сульфидах Октябрьского месторождения могли бы быть не ангидриты из пород Тунгусской серии, а богатые сульфидами более древние осадочные породы, например черные сланцы, которые обильно представлены в разрезе протерозоя и нижнего палеозоя Сибирской платформы [6]. В таком случае снимаются петрологические ограничения и возражения по ассимиляции гипса или ангидрита силикатным расплавом [2].

### **Литература**

1. Поисковые критерии сульфидных руд Норильского типа // Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 418., Новосибирск: Наука, 1978, 165 с.
2. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. СПб: Изд-во СПбГУ, 2003, 487 с.
3. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М., Эслан. 2006.
4. Рабочие материалы ООО «Норильскгеология».
5. Криволицкая Н.А. Эволюция магматизма и Pt-Cu-Ni оруденения в Норильском районе. Диссертация на соискание степени доктора геолого-минералогических наук. М, 2012.
6. Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2011. Т.52, №8, с. 1173–1198.
7. Титова И.В. Геохронологические и геохимические особенности цирконов из силикатных пород Октябрьского месторождения (Норильский рудный район). Магистерская диссертация. СПб, 2014.
8. Титова И.В. Петрогеохимические и изотопные особенности интрузивных пород месторождения Октябрьское (Норильский рудный район) // Материалы VII научно-практической конференции молодых учёных по наукам о Земле. Новосибирск, 2014.

## ИСТОЧНИКИ СНОСА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КВАРЦИТОВ ТОКШИНСКОЙ СВИТЫ ВЕТРЕНОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ U-PB ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

*Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д.*

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ФГУП ИМГРЭ), г. Москва, Россия,  
e-mail: *Lukashenkosofya@gmail.com*

**На участке горы Двойная в пределах зеленокаменной структуры Ветреного Пояса (Юго-Восток Балтийского щита) изучались кварциты токшинской свиты. Из данных кварцитов выделены детритовые цирконы, анализ возрастов которых свидетельствует о том, что их источником являлись лопийские зеленокаменные комплексы и гранито-гнейсы саамия (Водлозерский блок) Карелии.**

## DRIFT SOURCES DURING FORMATION OF THE QUARTZITES OF THE TOKSHINSKAYA SUITE BY U-PB DATING OF THE DETRITAL ZIRCONS

*Mezhelovskaya S.V., Korsakov A.K., Mezhelovsky A.D.*

Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements (IMGRE), Moscow, Russia,  
e-mail: *Lukashenkosofya@gmail.com*

**The quartzites of the Tokshinskaya suite were studying on the area of Dvoynaya mountain in the bounds of the Vetreniy belt greenstone structure (south-east of the Baltic shield). The detrital zircons were dedicated from present quartzite. Analysis of their ages indicate that their source were lopian greenstone complexes and saamian granite gneisses (Vodlozerskiy block) of the Karelia.**

Раннепротерозойский Ветренный Пояс — пограничная зеленокаменная структура, расположенная на стыке Карельского и Беломорского геоблоков [2–4]. С северо-востока Ветренный Пояс ограничен глубинным разломом мантийного заложения взбросо-надвигового типа, отделяющим Ветренный Пояс от надвинутой сопредельной части Беломорского геоблока. На юго-западе структурно-вещественные комплексы Ветреного Пояса надвинуты на саамское серогнейсовое основание и лопийские (позднеархейские) зеленокаменные пояса Карельского геоблока. В разрезе Ветреного Пояса снизу вверх выделяют: терригенно-осадочную токшинскую свиту, киричскую свиту (вулканиты андезибазальтового состава), калгачинскую свиту (полимиктовые конгломераты), виленгскую и кохозерскую свиты (песчано-глинистые отложения) и завершает разрез свита ветреного пояса (коматииты) [4].

Авторами рассмотрена токшинская свита, залегающая в основании разреза, так как она формировалась на начальных стадиях образования Ветреного Пояса и в особенностях ее строения и состава должны быть запечатлены условия заложения зеленокаменной структуры. Токшинская свита сложена терригенными образованиями — кварцитами, кварцевыми гравелитами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками. Детальное исследование минерального состава кварцитов по данным петрографического и геохимического изучения приводится в раннее опубликованных работах (Лукашенко С.В., Корсаков А.К. и др., 2013), в ходе которых было установлено, что токшинская свита, начинающая разрез зеленокаменного комплекса сложена зрелыми терригенными образованиями — кварцевыми конгломератами, аркозами, кварцевыми гравелитами, полимиктовыми песчаниками [8]. Это говорит о том, что терригенная толща сформировалась в условиях лито-

рали (конгломераты и гравелиты) и сублиторали (песчаники) и дает основание утверждать, что структура Ветреного Пояса заложилась на континенте и постепенное прогибание привело к наступлению моря (мелководной части) и последующему углублению с компенсированным осадконакоплением на востоке (мощность свиты этой части разреза достигает 1.5 км).

Для определения возможных источников сноса при формировании кварцитов токшинской свиты, была отобрана проба на юго-восточном склоне г. Двойная, из которой были выделены цирконы минералогической группой института Геологии и геохронологии докембрия РАН. Как и ожидалось, в кварцитах оказалось большое количество цирконов различных морфологических типов. В изотопном центре исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. Карпинского было проведено U-Pb изотопное датирование 114 детритовых цирконов. При измерениях использовалась система лазерной абляции в комплекте с эксимерным лазером DUV 193 (Lambda Physik Compex) совместно с элементным высокоразрешающим, высокочувствительным масс-спектрометром *ThermoQuest Finnigan MAT ELEMENT-2*.

Цирконы отличаются между собой по морфологии, внутреннему строению, кавернозности. Диапазон значений возрастов цирконов колеблется в широком интервале: от  $2654,31 \pm 38,48$  млн лет до  $3364,72 \pm 5,75$  млн лет, т.е. все возраста детритовых цирконов соответствуют архею (неоархею, мезоархею и палеоархею). При этом следует отметить, что определения, относящиеся к интервалу значений до 2700 млн лет имеют большие погрешности определения ( $2654,31 \pm 38,48$  млн лет;  $2671,38 \pm 40,93$  млн лет;  $2692,77 \pm 20,57$  млн лет;  $2700,45 \pm 19,75$  млн лет). Большие погрешности измерения могли быть вызваны нарушениями изотопной системы цирконов, на что указывают корродированные поверхности некоторых цирконов. Таким образом, образование кварцитов токшинской свиты шло за счет разрушения пород архейского возраста (древнее  $2654,31 \pm 38,48$  млн лет). Поскольку кварциты составляют верхи разреза токшинской свиты, то это утверждение относится ко всему объему свиты [10].

Анализ возрастов цирконов показывает, что подавляющая их часть принадлежит диапазону от  $2654,31 \pm 38,48$  млн лет до  $2984,48 \pm 3,42$  млн лет, что соответствует лопию - времени формирования Карельской гранит-зеленокаменной области. Логично предположить, что за счет разрушения пород прилегающей гранит-зеленокаменной области и шло образование токшинской свиты. В указанном возрастном диапазоне характер распределения значений возрастов детритовых цирконов имеет два пика. Один пик фиксируется на уровне значений от  $2755,39 \pm 1,9$  млн лет, а другой -  $2824,26 \pm 4,5$  млн лет. Хотелось бы отметить, что на интервал  $2722,08 \pm 1,44$  млн лет до  $2886,52 \pm 7,81$  млн лет приходится 80% всего количества продатированных цирконов. Оставшиеся 20% цирконов имеют диапазон датировок от  $2910,97 \pm 9,02$  млн лет до  $2984,48 \pm 2,53$  млн лет с пиковым значением в районе  $2919,71 \pm 7,67$  млн лет. Единичные цирконы имеют более древние значения возрастов, в частности  $3148,38 \pm 1,03$  млн лет;  $3256,74 \pm 1,21$  млн лет;  $3267,77 \pm 1,73$  млн лет и  $3364,72 \pm 5,75$  млн лет.

При идентификации пород, из которых были извлечены и переотложены цирконы в кварциты токшинской свиты Ветреного Пояса необходимо учитывать, что в докембрийской истории Карелии выделяют несколько тектоно-магматических циклов (рифейский, свекофенский, карельский, лопийский и саамский) [1]. Основной объем пород гранит-зеленокаменного комплекса сформировался в лопийский цикл, который разбивается на три подцикла: неолопийский ( $2,75-2,6 \pm 0,5$  млрд лет), мезолопийский ( $2,9 - 2,75 \pm 0,5$  млрд лет) и палеолопийский ( $3,15 - 2,9 \pm 0,5$  млрд лет). Выделяющиеся на дистограмме

распределения возрастов детритовых цирконов пики соответствуют основным событиям в геологической истории восточной части Карельского геоблока.

Датировки цирконов с пиковым значением  $2755,39 \pm 1,9$  млн лет, скорее всего, относятся к микроклиновым гранитам и мигматитам, образовавшимся при гранитизации как лопийского зеленокаменного комплекса, так и его фундамента [1,6,7]. Цирконы данной группы имеют изометричную, реже призматическую форму. Кристаллы изометричной формы в катодно-люминисцентных лучах выглядят темными, внутреннее строение не просматривается. Призматические кристаллы в катодно-люминисцентных лучах имеют линейно-полосовой рисунок, характерный для пород среднего состава. Для цирконов данной возрастной группы характерны высокие содержания урана и тория (более 200 ppm) и низкие торий-урановые отношения.

Группа цирконов с пиковым значением  $2824,26 \pm 4,5$  млн лет самая многочисленная. Они характеризуется разнообразием морфологических типов: от изометричных с зональным и мозаично-блочным строением, до призматических с характерным полосчатым рисунком, который отличает цирконы андезитовых и андезибазальтовых пород. Содержания тория и урана в цирконах небольшие (менее 100 ppm), торий – урановое соотношение, как правило, меньше 1 и составляет в среднем 0,6. Большое морфологическое разнообразие цирконов этой группы объясняется скорее всего тем обстоятельством, что они высвобождались при разрушении очень пестрых по составу интрузивных комплексов мезолюция: габбро-диорит-плагиогранитных, гипербазитовых, габбро-анортозитовых, габбро-диабазовых и гранитных.

Цирконы третьей возрастной группы ( $2919,71 \pm 7,67$  млн лет) отличаются меньшим объемом и разнообразием. К этой возрастной категории относится 12 цирконов, что составляет примерно 13% от всего их количества. Цирконы данной группы отличаются большими значениями торий-урановых отношений (как правило, больше 1,0) и наличием, как и удлиненных, так и изометричных кристаллов. Для удлиненных кристаллов характерно полосчатое внутреннее строение. Источником данной возрастной группы цирконов вероятнее всего стали осадочно-вулканогенные образования лопийских зеленокаменных поясов: дацит-андезитовая, базальт-коматиитовая, дацит-риолитовая формации. Эти формации относятся к палеолопию ( $3,15 - 2,9 \pm 0,5$  млрд лет) [1].

Наиболее древние цирконы (их всего 4) имеющие возраста соответственно:  $3148,38 \pm 1,03$  млн лет;  $3256,74 \pm 1,21$  млн лет;  $3267,77 \pm 1,73$  млн лет и  $3364,72 \pm 5,75$  млн лет образовались скорее всего за счет разрушения фундамента зеленокаменных поясов - саамского серогнейсового комплекса. Для этих цирконов характерны изометричные очертания, внутреннее строение в катодно-люминисцентных лучах не проявляется. Содержания урана преобладают над торием. По всей видимости, источником цирконов данной группы являлся Водлозерский блок, который находится на небольшом удалении от Ветреного Пояса.

Сделанные выводы относительно источников обломочного материала, принимавших участие в образовании кварцитов токшинской свиты, согласуются с геохронологическими данными по Каменноозерской зеленокаменной структуре [9] (Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс), ближайшей из лопийских зеленокаменных структур к Ветреному Поясу [5]. Мафит-ультрамафитовая нижняя часть разреза (комчинская и кумбуксинская свиты) Каменноозерской структуры образовалась примерно 2,9 млрд лет: коматииты -  $2916 \pm 117$  млн лет (Sm-Nd возраст) и базальты -  $2892 \pm 130$  млн лет ( $Pb^{206}/Pb^{207}$  возраст). Приведенные датировки соответствуют возрасту детритовых цирконов третьей возрастной группы из токшинской свиты ( $2919,71 \pm 7,67$  млн лет), источником которых мы предположили исходя из [1] лопийские зеленокаменные толщи, что и подтверждается данными по Каменноозерской структуре. Источником цирконов второй возрастной группы

(2824,26±4,5 млн лет) могли быть образовавшиеся позже породы каменноозерской толщи (от основных до кислых) и адакиты вулканоплутонической серии, которые отнесены к островодужному комплексу и имеют возраст 2875±2 млн лет и 2876±6 млн лет [5]. Самые молодые цирконы (пиковое значение 2755,39±1,9 млн лет) в состав кварцитов токшинской свиты могли попасть при разрушении интрузивного гранитного комплекса Каменноозерской структуры (Хижозерский, Вожмореченский, Солотозерский и Лексинский массивы) и дайкового комплекса пород кислого-среднего составов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Проект № 14-05-00559-а*

## **Литература**

1. Голубев А.И., Щипцов В.В., Михайлов В.П. Основные минерогенетические события Карельского региона (восточная часть Фенноскандинавского щита) и их следствия // Минерогения докембрия. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск, 2009, с. 51-59.
2. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. с. 192.
3. Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Лобанов А.М. Блочное строение Ветреного Пояса // Геология и разведка, 2010г., №2. с. 17-23.
4. Куликов В.С., Куликова В.В. О сводном разрезе раннего докембрия Ветреного Пояса // Операт.-информ. матер. Петрозаводск, 1982. с. 35.
5. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н., Федюк З.Н. Перспективы золотоносности Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. с. 15–25.
6. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование. // Геотектоника 2000. №6. с. 26-42.
7. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т.7. №2. с. 155–171.
8. Лукашенко С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д. Состав и строение токшинской свиты ветреного пояса (юго-восток Балтийского щита) // Известия ВУЗов «Геология и разведка», №4. М: МГРИ-РГГРУ, 2013. с. 11-16.
9. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В., П. Сорьонен-Вард, Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки. // Геотектоника 2006 г. № 6.
10. Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schonberg C.D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 1205–1222.

# HF-ND ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА В ГРАНУЛИТАХ АНАБАРСКОГО ЩИТА КАК ИНДИКАТОР ГЕНЕЗИСА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ЦИРКОНОВ

*Сергеева Л.Ю.<sup>1,2</sup>, Гусев Н.И.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *Ludmila\_Sergeeva@vsegei.ru*

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия

**В работе приведены результаты применения изотопной гафний-неодимовой систематики для определения генезиса цирконов из гранулитов далдынской серии Анабарского щита. Установлено, что возраст магматической кристаллизации для биотит-гиперстеновых кристаллосланцев и гранатовых амфиболитов согласовывается с положением цирконов в пределах поля корреляции (ТА) и составляет  $3012\pm 15$  -  $2890\pm 26$  млн лет, для лейкократовых плагиогнейсов установлен магматический генезис плагиогранитной неосомы с возрастом  $1928\pm 18$  млн лет в условиях гранулитового метаморфизма. Ультрамафиты содержат только захваченные цирконы с возрастом  $2899\pm 26$  млн лет, что в пределах ошибки совпадает с возрастом цирконов из кристаллосланцев и гранатовых амфиболитов.**

## ISOTOPIC HF-ND SYSTEMATICS IN ANABAR SHIELD GRANULITES AS AN INDICATOR OF GENESIS OF THE DIFFERENT AGE ZIRCONS

*Sergeeva L.Y.<sup>1,2</sup>, Gusev N.I.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE «VSEGEI»), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *Ludmila\_Sergeeva@vsegei.ru*

<sup>2</sup>Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia

**In the paper presents the results of isotopic hafnium-neodymium systematics for determination genesis of the zircon from granulites Daldyn series Anabarskiy shield. It was found that the age of magmatic crystallization of biotite-hypersthene crystalline schists and garnet amphibolites with the provisions of zircons within the field correlation (TA) is  $3012\pm 15$  -  $2890\pm 26$  Ma, for leucocratic plagiogneiss installed magma genesis plagiogranite neosomy granulite metamorphism at  $1928\pm 18$  Ma. Ultramafics contain only captured zircon crystals with age  $2899\pm 26$  Ma, which within the errors fits with age of the zircons from crystalline schists and garnet amphibolites.**

Гранулиты далдынской серии Анабарского щита в верховьях рек Далдын, Котуйкан и Хатырык представлены, в основном, меланократовыми кристаллосланцами, чередующимися с гиперстеновыми плагиогнейсами и метаосадками. В составе серии выделяются бекелехская и килегирская толщи.

Изученные породы килегирской толщи в приустьевой части р. Далдын представлены биотит-гиперстеновыми кристаллосланцами, гранатовыми амфиболитами, лейкократовыми и мезократовыми плагиогнейсами. Среди интрузивных образований выделяются линзовидные тела метаморфизованных перидотитов и пироксенитов.



108°53' в.д.  
69°29'30" с.ш.

109°20' в.д.  
69°29'30" с.ш.

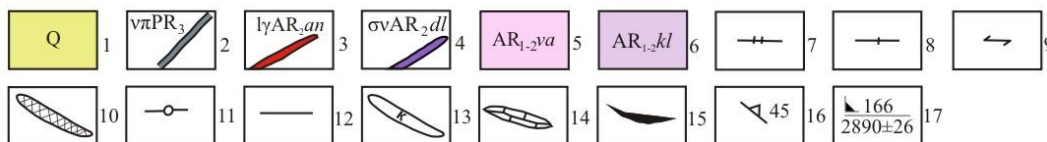
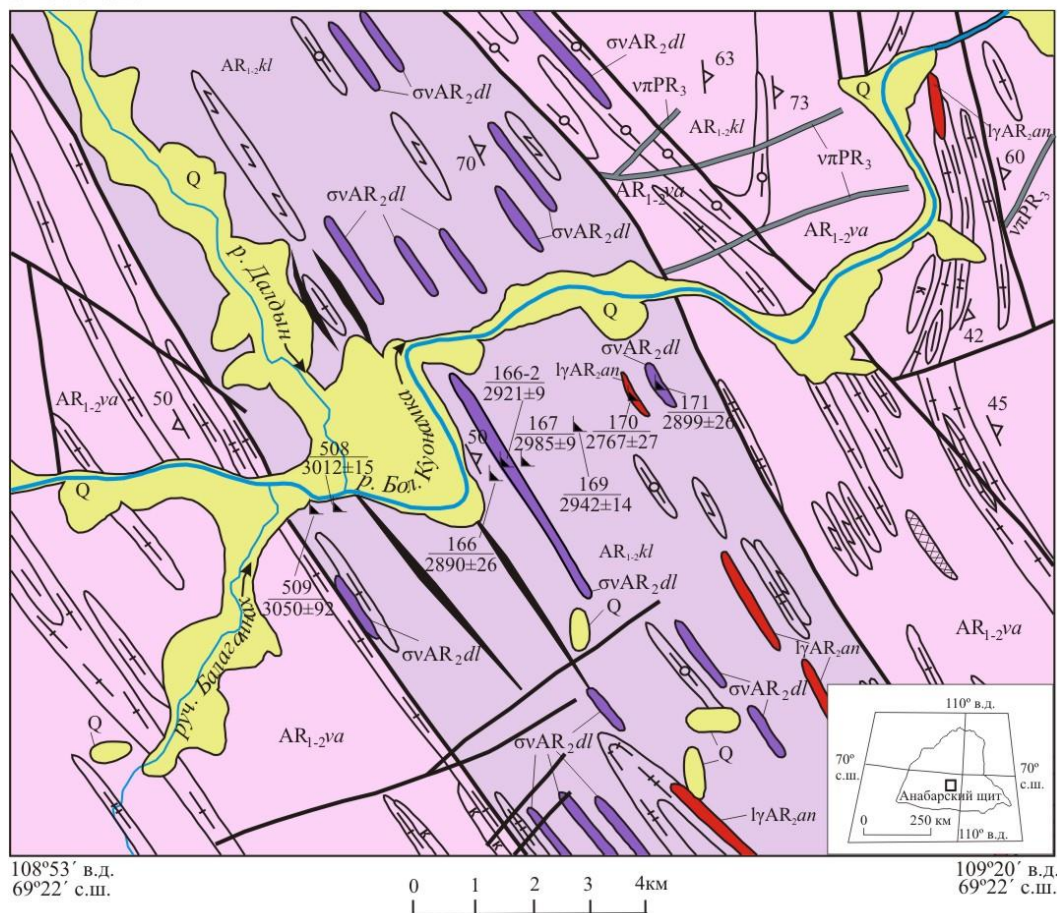


Рис. 1. Карта геологического строения и фактического материала Далдынской площади. Составлена по материалам [Геологическая..., 1984] с изменениями и дополнениями. Условные обозначения: 1 – четвертичные образования; 2 – долериты; 3 – лейкограниты анабарского комплекса; 4 – ультрамафиты далдынского перидотит-пироксенитового комплекса; 5 – гранулиты, гнейсы, кальцифиров верхнеанабарской серии; 6 – гранулиты килегирской толщи далдынской серии; 7 – участки интенсивной амфиболизации и биотитизации; 8 – гранатсодержащие гнейсы и гранулиты; 9 – пироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы; 10 – силлиманитовые гнейсы; 11 – салитовые гнейсы; 12 – гиперстеновые и диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы; 13 – кварциты, 14 – кальцифиров; 15 – магнетитовые сланцы; 16 – элементы залегания гнейсовидности и полосчатости; 17 – места отбора и номера проб изотопного датирования циркона U-Pb методом (SHRIMP II). В знаменателе возраст в млн лет.

По результатам датирования при помощи вторично-ионного масс-спектрометра (SHRIMP) в ЦИИ ВСЕГЕИ 147 кристаллов циркона из восьми проб пород килегирской толщи на устье р. Далдын возраст древнее 3050 млн лет в них не установлен (Гусев и др., 2012).

В пробе биотит-гиперстеновых кристаллосланцев (пр. 508) обнаружены цирконы магматического генезиса, состоящие из ядер с конкордантным возрастом 3012±15 млн лет. Отношение  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в данных породах – 0.0995–0.1099, Nd-модельный возраст протолита  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  3.40–3.42 млрд лет. На основе отрицательных значений по  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  –1.7 и –

1.3, а также низкой величине отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , можно предположить о коровом происхождении кристаллосланцев.

Лейкократовые плагиогнейсы (пр. 167), чередующиеся с кристаллосланцами и отличающиеся резко выраженной положительной аномалией Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 11.24$ ), содержат в ядрах циркон с конкордантным возрастом  $2985 \pm 9$  млн лет. Кристаллы циркона гранулитового облика имеют микроэлементный состав подобный циркону магматического происхождения и по графикам распределения РЗЭ не отличаются от типового магматического циркона. Породы характеризуется отношением  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  0.0693,  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) +3.5$ ,  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  2.99 млрд лет и  $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$  181.52.

По результатам U-Pb датирования гранатовых амфиболитов (пр. 166) получены конкордантные цирконы с возрастом  $2890 \pm 26$  млн лет. Данные породы характеризуются  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  0.1118,  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) +0.3$  и  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  3.17 млрд лет. Nd-модельный возраст протолита  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  2.89 млрд лет.

В ультрамафитах (пр. 171) обнаружены дискордантные цирконы с возрастом с  $2899 \pm 26$  млн лет. Мантийное происхождение пород подтверждается высоким отношением  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  - 0.1241 и положительными значениями по  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) +3,9$ .

Данные по морфологии и внутреннему строению кристаллов цирконов в породах не позволяют сделать однозначных выводов об их генезисе. Поэтому для оценки генезиса цирконов и обоснования полученных U-Pb данных была проведена Hf-Nd изотопная систематика (Лохов и др., 2009). Данная методика, основанная на сопоставлении U-Pb возраста по циркону с величиной модельного возраста по неодиму, дает возможность правильно идентифицировать происхождение циркона. Корреляция изотопного состава гафния в цирконах и неодима в породах продемонстрирована на диаграмме (рис. 2).

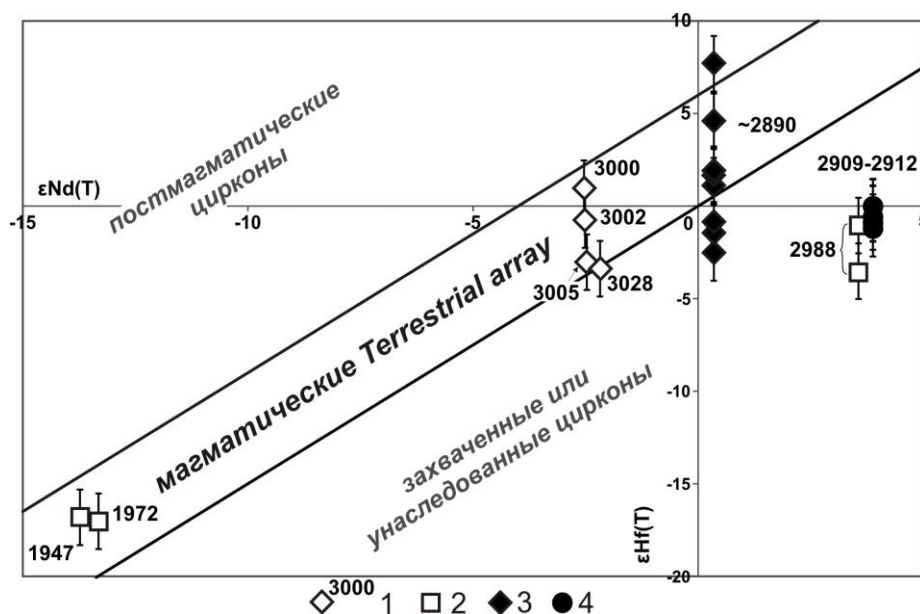


Рис. 2. Hf-Nd систематика пород далдынской серии.

1 – биотит-гиперстеновые кристаллосланцы (пр. 508, 3000 – возраст в млн лет), 2 - лейкократовые плагиогнейсы (пр. 167), 3 - гранатовые амфиболиты (пр. 166), 4 – ультрамафиты (пр. 171). Основа диаграммы по [4].

Магматический генезис цирконов биотит-гиперстеновых кристаллосланцев (пр. 508) и гранатовых амфиболитов (пр. 166) подтверждается их положением (в пределах ошибки) в пределах поля корреляции Terrestrial array (ТА). Цирконы ультрамафитов далдынского

комплекса (пр. 171), попадают в поле захваченных или унаследованных цирконов, следовательно, эта порода моложе 2895 млн лет. В плагиогнейсах цирконы с возрастом 2988 млн лет являются захваченными, а с возрастом 1947–1972 млн лет – магматическими.

Для биотит-гиперстеновых кристаллосланцев (пр. 508), гранатовых амфиболитов (пр. 166), согласованные значения модельного возраста породы по неодиму и по двухстадийной модели по гафнию, возможно получить, если принять для источника пород величину  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015\text{--}0.016$ . Таким образом, магматические породы, в настоящее время представленные биотит-гиперстеновым кристаллосланцем с возрастом магматической кристаллизации 3012 млн лет, гранатовым амфиболитом с возрастом магматической кристаллизации 2890 млн., были выплавлены из коровых пород андезит-диоритового состава. Конкордантный возраст оболочек циркона  $1928 \pm 18$  млн лет в лейкократовых плагиогнейсах трактуется как время кристаллизации анатектической плагиогранитной неосомы в условиях раннепротерозойского гранулитового метаморфизма.

### Литература

1. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука. 1989. 179 с.
2. Гусев Н.И., Руденко В. Е., Бережная Н. Г. и др. Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. 2012. № 52. С. 29–38.
3. Журавлев Д.З., Розен О.М. Sm-Nd возраст метаосадков гранулитового комплекса Анабарского щита // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. №1. С. 189–193.
4. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н. и др. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2009. №38. С. 43–53.

## НОВЫЕ SM-ND ВОЗРАСТНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА МОНЧЕГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА

*Серов П.А., Баянова Т.Б., Чащин В.В., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С.*

Геологический институт КНЦ РАН (ГИ КНЦ РАН), г. Апатиты, Россия,  
e-mail: [serov@geoksc.apatity.ru](mailto:serov@geoksc.apatity.ru)

Представлены новые Sm-Nd изотопно-геохронологические данные для основных разновидностей пород реперных участков массивов Мончетундры и Мончеплутона. Полученные возраста в целом согласуются с новыми и ранее полученными U-Pb данными, однако для рудных норитов карьера Нюд-II и плагиоклазитов г. Вурэчуайвенч были установлены омоложенные возраста (1940 и 2410 млн лет), которые могут быть связаны с вторичным процессом, вследствие которого происходило переуравновешивание Sm-Nd изотопных систем на уровне минералов и породы в целом.

## NEW SM-ND DATA FOR MAGMATISM AND METAMORPHISM OF MONCHEGORSK ORE CLUSTER

*Serov P.A., Bayanova T.B., Chashchin V.V., Kunakkuzin E.L., Borisenko E.S.*

Geological Institute Kola Science Center RAS (GI KSC RAS), Apatity, Russia,  
e-mail: [serov@geoksc.apatity.ru](mailto:serov@geoksc.apatity.ru)

New Sm-Nd isotope-geochronological data for the main varieties of rocks of reference parts of Monchetundra and Monchepluton massifs are presented. The obtained ages are generally consistent with the new and previously obtained U-Pb data, but for ore norite from career Nude-II and plagioclases of Vurechuayvench were yielded rejuvenated age (1940 and 2410 Ma), which may be related to secondary process due to which there was reequilibration Sm-Nd isotopic systems of the minerals and rocks.

Мончеплутон располагается в центральной части Кольского полуострова, имеет в плане дугообразную форму и состоит из двух камер. Одна из них ориентирована на северо-восток и простирается на 7 км (массив Ниттис-Кумужья-Травяная), вторая камера протягивается в восточном направлении от вершины г. Сопча до возвышенностей Нюд и Позаз. В разрезе Мончеплутона исследователями выделяются следующие зоны: базальная кварц-норит-габброноритовая, гарцбургитовая, гарцбургит-ортопироксенитовая, дунитовая, ортопироксенитовая, норитовая, норит-габброноритовая и габбронорит-анортозитовая. Закономерная смена состава пород от ультраосновных к основным в вертикальном разрезе нарушается наличием рудного дунит-перидотитового пласта среди ортопироксенитов горы Сопча (рудный пласт «330») и «критического» горизонта с оливинсодержащими породами на г. Нюд [5, 10].

В общем вертикальном разрезе Мончетундровского массива, максимальная мощность которого превышает 2 км, разные исследователи выделяют от двух до четырех зон [2, 4, 5, 8, 10]. Наиболее известна схема Е. В. Шаркова, который в сводном вертикальном разрезе всего Главного хребта выделяет три зоны: нижнюю – габброноритовую с прослоями пироксенитов и ультрамафитов, среднюю – трахитоидных габбронорит-анортозитов и анортозитов, и верхнюю – крупнозернистых массивных и такситовых габбро-анортозитов [8, 9]. В.Ф. Смолькин, по данным изучения глубокой скважины М-1, в составе Мончетундров-

ского интрузива выделяет две зоны: нижнюю норит-ортопироксенитовую и верхнюю габброноритовую [5].

Для Sm-Nd и U-Pb изотопно-геохронологических исследований были отобраны представительные геохронологические пробы из реперных участков массивов Мончетундры и Мончеплутона: ортопироксениты в районе Пентландитового ущелья (проба МТ-3), метаоливиниты на участке Лойпишнюн (проба МТ-65), оливиновые нориты (рудные и безрудные) из карьера Нюд-II (пробы В65/111 и В66/111), оливиновые ортопироксениты рудного пласта "330" (проба В70/111) и плагиоклазиты с из Pt-Pd рифа г. Вурэчуайвенч (проба В58/111).

Минеральная Sm-Nd изохрона по ортопироксену, оливину, плагиоклазу, сульфидным минералам и породе в целом для ортопироксенитов нижней зоны Мончетундровского массива (проба МТ-3) отражает возраст, равный  $2452 \pm 85$  млн лет (рис. 1а). Положительное значение  $\epsilon Nd(T) = +1.8$ , нехарактерное для пород расслоенных интрузий, соответствует слабодеплетированному мантийному источнику и может указывать на внедрение дополнительных инъекций магм с иными изотопными характеристиками [1, 4, 11, 12].

Для метаоливинитов участка Лойпишнюн был получен омоложенный Sm-Nd возраст, равный  $2160 \pm 41$  млн лет (рис. 1б). Порода интенсивно метаморфизована, в ее составе выделяются реликты оливина и плагиоклаза, пироксены практически полностью замещены серпентином. Полученный возраст, по-видимому, соответствует времени поздней метаморфической переработки пород Мончетундровского массива, связанной с заложением мончетундровского разлома и приближается к возрастам лейкогабброноритов ( $2020 \pm 50$  млн лет) и габбронорит-анортозитов ( $2017 \pm 38$  млн лет) участка Лойпишнюн [3].

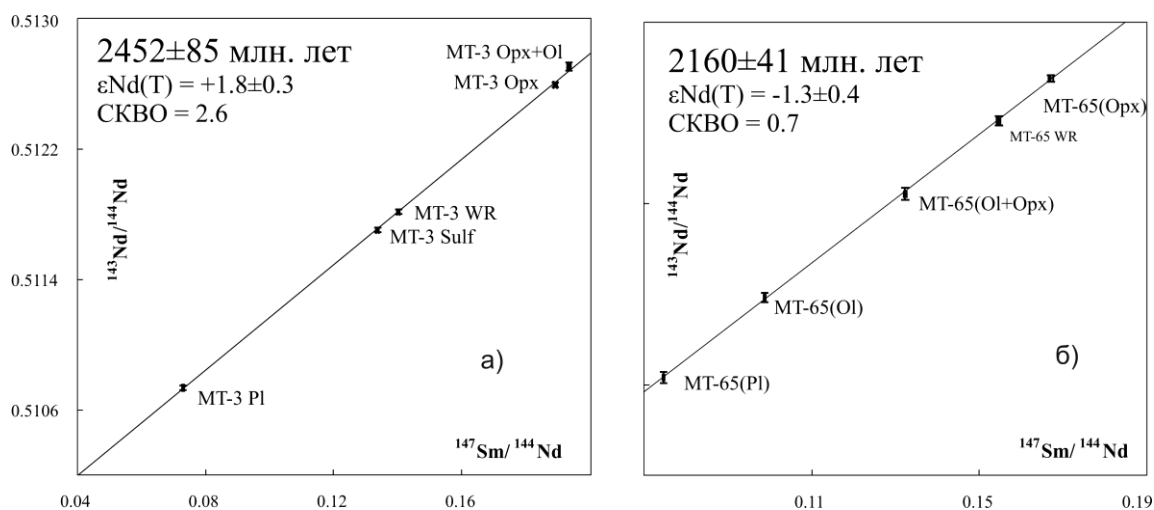


Рис. 1. Минеральные Sm-Nd изохроны для а) ортопироксенитов нижней зоны Мончетундровского массива; б) метаоливинитов участка Лойпишнюн.

Для рудных и безрудных оливиновых норитов из карьера Нюд-II были получены U-Pb и Sm-Nd возраста. Для рудных оливиновых норитов был получен молодой Sm-Nd возраст, равный  $1940 \pm 32$  млн лет (рис. 2а), в то время как U-Pb возраст по цирконам для этой пробы дает значение  $2506 \pm 3$  млн лет. Интерпретация полученного Sm-Nd возраста затруднена ввиду того, что породы критического горизонта г. Нюд, к которому относится и рудное тело карьера Нюд-II, практически не подвергались вторичным изменениям, а сульфидная

минерализация описывается в публикациях разных авторов (например, [10, 5] и др.) как сингенетическая. Объяснением полученного возраста может служить предположение о том, что во время формирования рудной минерализации за счет изменения P-T условий при заложении разлома в свекофеннскую эпоху произошло нарушение Sm-Nd изотопной системы на уровне минералов и породы в целом.

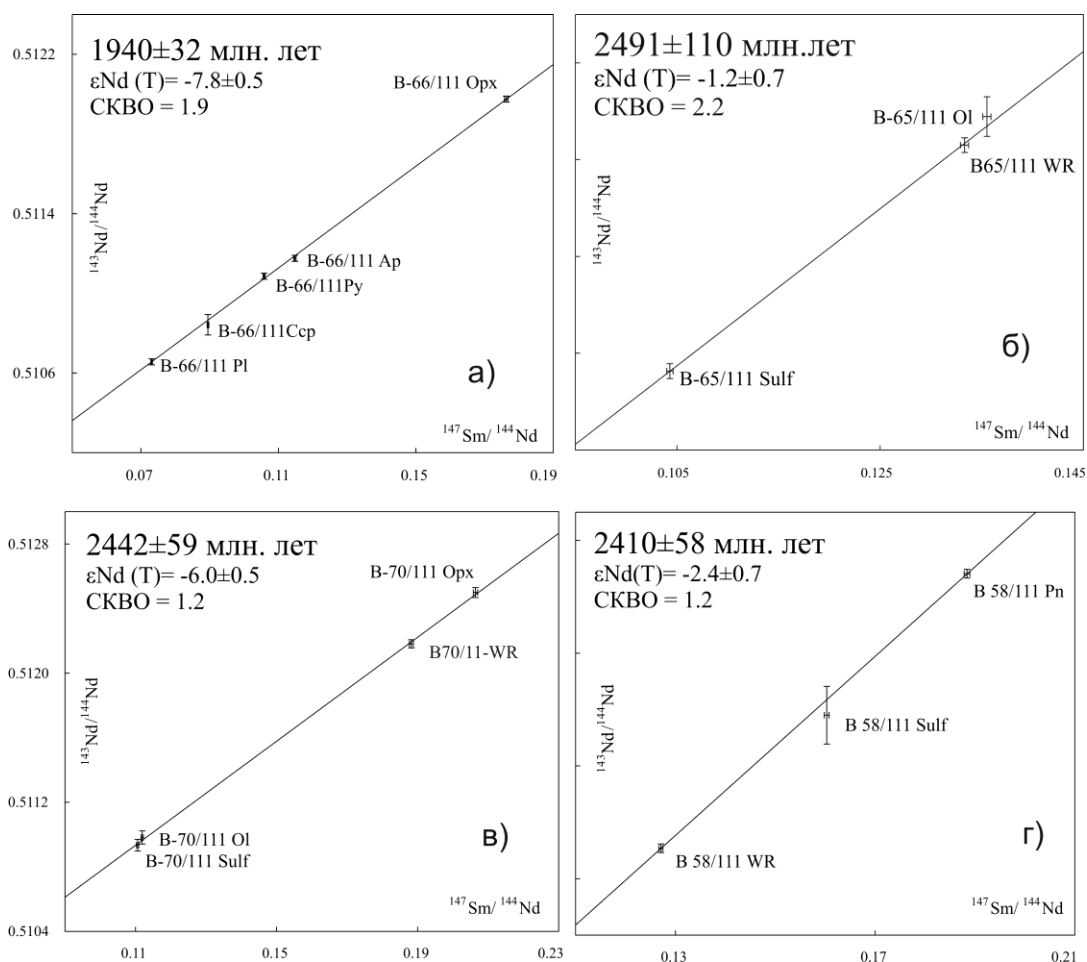


Рис. 2. Минеральные Sm-Nd изохроны для а) рудных оливиновых норитов из карьера Нюд-П; б) безрудных оливиновых норитов из карьера Нюд-П; в) оливиновых ортопироксенитов рудного пласта "330" (г. Сопча); г) плагиоклазитов Pt-Pd рифа г. Вурэчуайвенч.

Изотопный U-Pb возраст по циркону для безрудных оливиновых норитов, равный  $2503 \pm 8$  млн лет, близок к Sm-Nd возрасту по сульфидным минералам, оливину и породе в целом –  $2491 \pm 110$  млн лет (рис. 2б). Повышенная ошибка определения Sm-Nd возраста связана с небольшим разбросом отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и с повышенной погрешностью определения изотопного состава в сульфидах. Полученные новые возрасты вполне соответствуют известным данным, установленным ранее [5].

Большое значение имеет впервые полученный Sm-Nd возраст оливиновых ортопироксенитов рудного пласта "330" (г. Сопча). Минеральная Sm-Nd изохрона по ортопироксену, оливину, сульфидным минералам и породе в целом отражает возраст, равный  $2442 \pm 59$  млн лет (рис. 2в). Этот возраст интерпретируется как время образования ортопироксенитов рудного пласта, который, по мнению некоторых исследователей [5, 10], сфор-

мировался вследствие пульсационного пополнения магматической камеры Мончеплутона свежей порцией недифференцированного расплава. Аномально низкое значение  $\epsilon_{Nd(T)}$  = -6.0 для этих ортопироксенитов связано, по всей видимости, с высокой степенью контаминации исходных магм материалом коры [5].

Для плагиоклазитов Pt-Pd рифа г. Вурэчуайвенч были получены два возрастных определения, выполненные с помощью U-Pb метода по циркону и Sm-Nd метода по сульфидным минералам и породе в целом. U-Pb возраст по циркону (см. также данные SHRIMP [6]) составил  $2496 \pm 4$  млн лет, в то время как Sm-Nd метод дает более молодую датировку –  $2410 \pm 58$  млн лет (рис. 2г). Этот более молодой возраст, по-видимому, соответствует времени закрытия Sm-Nd изотопной системы в минералах и может отражать, в пределах ошибки, возраст формирования рудной минерализации в плагиоклазитах г. Вурэчуайвенч.

Таким образом, полученные новые Sm-Nd данные по пороодообразующим и сульфидным минералам пополняют геохронологическую базу данных для промышленно значимых объектов С-В части Фенноскандинавского щита и подтверждают гипотезу о длительном, многоимпульсном и многоэтапном формировании и преобразовании пород Мончегорского рудного узла.

Авторы выражают благодарность за постановку научной проблемы и всестороннюю поддержку научных исследований академику РАН Феликсу Петровичу Митрофанову.

*Исследования проводились при финансовой поддержке грантов РФФИ 13-05-00493, 13-05-12055-офи\_м, программ ОНЗ РАН (№2, 4) и проекта IGCP-SIDA 599.*

## Литература

1. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Доклады АН. 2010. Т. 431. №2. С. 216–222.
2. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев, Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329–352.
3. Кунаккузин Е.Л., Серов П.А., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Борисенко Е.С. Палеопротерозойский расслоенный ЭПГ-содержащий массив Мончетундра (Кольский полуостров): датирование Sm-Nd методом времени метаморфических преобразований основных пород // Доклады АН. 2015 (в печати).
4. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 461–477.
5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Ч. 1. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2004. 177 с.
6. Рундквист Т.В., Баянова Т.Б., Сергеев С.А., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив Вурэчуайвенч (Кольский полуостров): новые результаты U-Pb (ID-TIMS, SHRIMP)-датирования бадделеита и циркона // Доклады АН. 2014. Т. 454. № 1. С. 67.
7. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б. Сопоставление Sm-Nd (по пороодообразующим и сульфидным минералам) и U-Pb (по циркону и бадделеиту) возрастов расслоенных интрузий Балтийского щита // Тезисы докладов 2-ой международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. 8–11 февраля 2011 г. Санкт-Петербург. ВСЕГЕИ. раздел “Изотопно-геохимические и геохронологические методы”. С. 52–56.
8. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука. 1980. 180 с.
9. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б., Чистяков А.В., Федотов Ж.А. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355–364.

10. Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni-оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 3. С. 171–194.
11. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Paleoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geol. Society. London. Special Publication. 2009. V. 323. P. 165–198.
12. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E. and Kamensky I. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fennoscandian Shield – Isotope Nd-Sr and  $^3\text{He}/^4\text{He}$  Data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization / Geochronology – Methods and Case Studies / Edited by Nils-Axel Mörner // INTECH, 2014. P. 143–193.



## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАМОРФИЗМА КОЛВИЦКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

*Стешенко Е.Н., Серов П.А., Баянова Т.Б., Лялина Л.М.*

Геологический институт КНЦ РАН (ГИ КНЦ РАН), г. Апатиты, Россия,  
e-mail: *steshenko@geoksc.apatity.ru*

В работе приводятся новые U-Pb и Sm-Nd изотопно-геохронологические данные для пород Колвицкого анортозитового массива. Впервые с использованием  $^{205}\text{Pb}$  искусственного трассера U-Pb методом были датированы единичные зёрна циркона из метагаббро, возраст которых равен  $2448\pm 5$  млн лет. Изотопный Sm-Nd возраст по метаморфическим минералам апатиту, гранату, сульфидным минералам и WR равен  $1990\pm 92$  млн лет, который интерпретируется возрастом гранулитового метаморфизма. Модельный Sm-Nd возраст метагаббро равен 3,3 млрд лет с отрицательной величиной  $\epsilon\text{Nd} = -4,6$ , который соответствует либо процессам коровой контаминации, либо обогащенному магматическому резервуару исходных магм.

## NEW DATA OF THE AGE OF FORMATION AND METAMORPHISM OF THE KOLVITSA GABBRO-ANORTHOSITE (KOLA REGION)

*Steshenko E.N., Serov P.A., Bayanova T.B., Lyalina L.M.*

Geological Institute Kola Science Center RAS (GI KSC RAS), Apatity, Russia,  
e-mail: *steshenko@geoksc.apatity.ru*

Kolvitsa anorthosite massif has a complex geological structure and composition. U-Pb and Sm-Nd analyzes were carry out for samples from Kolvitsa anorthosite massif. age of zircons that have been extracted from metagabbro is  $2448\pm 5$  Ma. Sm-Nd dating of apatite, garnet and WR allows to estimate the age of the metamorphic events in this massif.  $1990\pm 92$  Ma rocks of the massif were exposed granulate metamorphism. These investigations will allow better understanding of the nature of the formation and development of this massif.

### Геологическое строение массива

Колвицкий анортозитовый массив расположен на юге Кольского полуострова, в районе Колвицкой губы Кандалакшского залива. В ходе полевых работ 2012–2014 в северо-западной части Колвицкого массива были изучены следующие разновидности пород:

1) в основании массива залегает кандалакшская толща мезо-меланократовых гранатовых амфиболитов (200 м – 2.0 км). Для гранатовых амфиболитов методом U-Pb датирования по циркону по методике [7] был определён почти конкордантный возраст  $2423\pm 3$  млн лет. Этот возраст интерпретируется как первый этап метаморфизма, т.к. проанализированный циркон характеризуется метаморфической природой [3].

2) далее по разрезу развита интрузия Колвицких анортозитов имеющая пластообразную форму, разрез которой представляется в следующем виде:

- а) в основании залегает лейкократовое метагаббро (200–300 м);
- б) средняя часть (1–2 км) сложена метаанортозитами, иногда с маломощными прослоями и линзами лейкогаббро;
- в) верхняя часть (200 до 1.5 км) – метагаббро.

Возраст формирования данных пород был определён U-Pb методом по цирконам, находящимся внутри зёрен первичного лабрадора, и составил  $2450 \pm 10$  млн лет [3].

З) выше по разрезу и гипсометрически залегает плоско-тундровская толща гранат-пироксен-плагноклазовых кристаллосланцев, (не менее 2 км).

Все породы Колвицкого массива испытали метаморфизм гранулитовой фации, в значительной степени катаклазированы и милонитизированы.

### **Методика U-Pb аналитических исследований по единичным цирконам**

Впервые с использованием искусственного трассера  $^{205}\text{Pb}$  в U-Pb методе датирования единичных зёрен циркона [2] были проанализированы цирконы из метагаббро (Колвицкий массив).

Единичные зерна наилучшей сохранности аксессуарных цирконов, бадделеита и др. отбираются вручную под бинокулярным микроскопом. Кристаллы очищаются в ультразвуковой ванне в спирте или ацетоне, затем в 7N азотной кислоте, около 15 мин нагреваются на теплой плитке, затем трижды промываются в воде многократной очистки. Химическое разложение проводится по методике [7] в тефлоновых микрокапсулах с добавлением смешанного  $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  трассера около 3 мкл и концентрированной азотной кислоты при температуре  $210^\circ\text{C}$ .

Через 5–7 дней после полного разложения зерен добавляют 10 капель 6.2N хлористоводородной кислоты, помещают в термостат на 8–10 часов при температуре  $140\text{--}150^\circ\text{C}$  для полной гомогенизации. После остывания в элюат добавляют 1 каплю 0.1N фосфорной кислоты, раствор выпаривают до 3 мкл. Все химические процедуры проводятся в ультрачистом боксе с холостыми загрязнениями по Pb около 1-3 пг, по урану около 10-15 пг.

Измерения изотопного состава свинца, а также концентраций урана и свинца проводятся в одноленточном режиме на ренийевых лентах. В качестве эмиттера ионов используется силикагель. Все U-Pb исследования проводятся на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT (RPG) в динамическом режиме с использованием умножителя или квадрупольной приставки RPQ в режиме счета ионов. При температурах  $1350\text{--}1450^\circ\text{C}$  измеряется изотопный состав и концентрации Pb, при более высоких температурах ( $1450\text{--}1550^\circ\text{C}$ ) проводятся измерения концентраций урана. Все измеренные изотопные отношения исправляются на масс-дискриминацию, полученную при изучении параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982 и равную  $0.12 \pm 0.04\%$ .

Расчет координат точек и параметров изохрон обсчитывается по программам К.Людвига [8,9]. Вычисление возрастов проводится по принятым величинам констант распада урана [11], все ошибки указываются на уровне  $2\sigma$ . По модели Дж. Стейси и Дж. Крамерса [10] проводится коррекция на примесь обыкновенного свинца.

### **Результаты U-Pb и Sm-Nd датирования**

На U-Pb датирование из мономинеральной фракции цирконов отобраны зерна двух типов. Исследования минералов в подготовленных плоскополированных препаратах проводятся с помощью высоколокального оборудования – сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 с катодолюминесцентной приставкой PanaCL. Первый тип представлен изометрическими кристаллами водянопрозрачного цвета. Поверхность зерен не корродированна, блеск стеклянный (концентрации U-15.97 ppm; Pb-11.94 ppm). Средние размеры зёрен –  $0.105 \times 0.105$  мм с коэффициентом удлинения – 1. Величина массы среднего кристалла –  $2.2 \times 10^{-6}$  г. В спирте зональность не просматривается. В BSE и CL внутрифазовая неоднородность выявлена слабо. Второй тип представлен призматическими кристаллами светло-коричневого цвета. Зерна полупрозрачные, поверхность слабо корродированна,

блеск стеклянный. Средние размеры кристаллов – 0.175x0.105мм, с коэффициентом удлинения –1.6. Величина массы среднего кристалла –  $7.7 \times 10^{-6}$ г. В спирте зональность просматривается слабо. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность, представленная тонкой ритмичной зональностью. (концентрации U-15.17 ppm; Pb-11.08 ppm). Для обеих фракций получен конкордантный U-Pb возраст равный  $2448 \pm 5$  млн лет, который интерпретируется магматическим за счёт низких концентраций U и Pb (Рис.1).

Полученный новый U-Pb возраст интерпретируется временем формирования анортитов Колвицкого массива. Таким образом возраст магматических событий по U-Pb данным по цирконам равный  $2450 \pm 10$  млн лет [3] и новый  $2448 \pm 5$  млн.лет воспроизведён дважды.

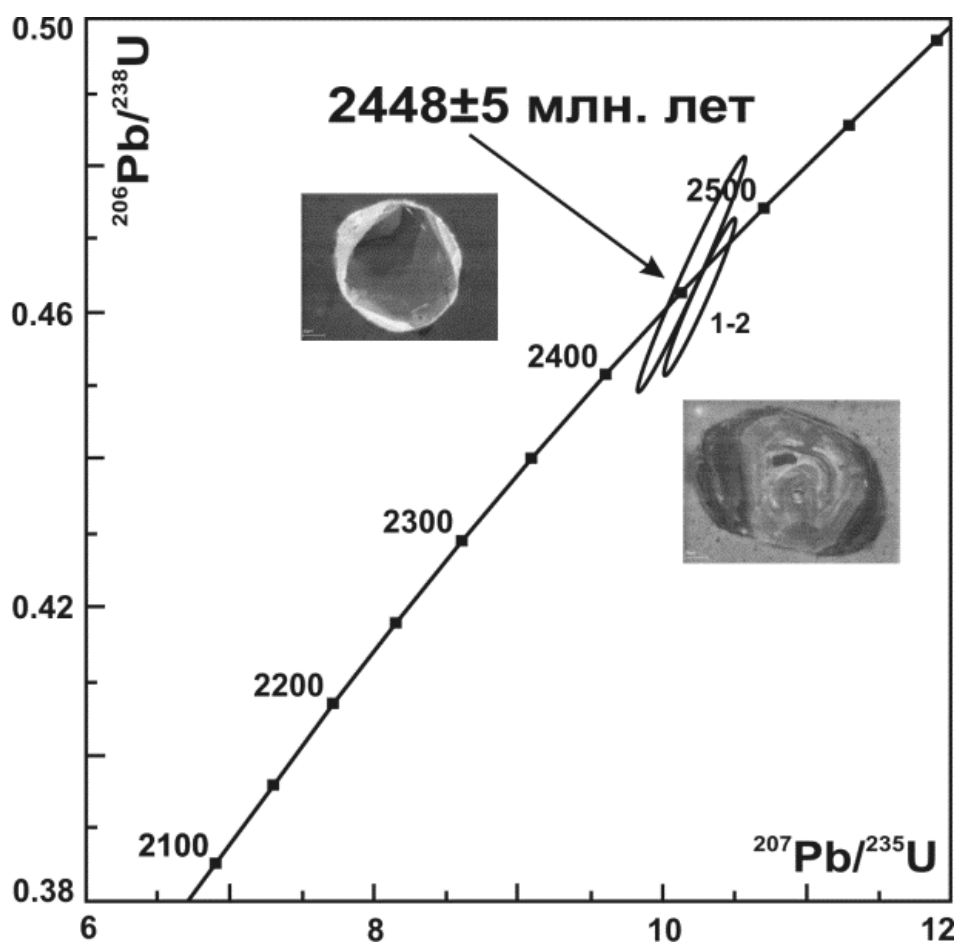


Рис. 1. Изотопная U-Pb изохрона для единичных зёрен циркона из метагаббро (Колвицкий массив, проба 200).

Наряду с U-Pb геохронологическими исследованиями аксессуарных минералов было проведено Sm-Nd датирование метаморфических минералов метагабброидов Колвицкого массива (проба 200). Из метагабброидов Колвицкого массива для Sm-Nd исследований были выделены фракции апатита, граната и сульфидных минералов. Минеральная Sm-Nd эррохрона по этим минералам и породе в целом имеет возраст  $1990 \pm 92$  млн лет (Рис. 2), который соответствует времени свекофенского метаморфизма, широко проявленного в пределах Балтийского щита [1, 4, 5]. Повышенная величина СКВО, по-видимому, отражает неполное закрытие Sm-Nd изотопных систем в минералах, новый полученный возраст интерпретируется временем гранулитового метаморфизма, широко проявленного в этой зоне.

Модельный Sm-Nd возраст этих метабазитов приближается к 3.3 млрд лет, что является характерной величиной для всей глобальной палеопротерозойской рудномагматической системы Балтийского щита [1].

Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Аналитические методики пробоподготовки и измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd подробно описаны в [6].

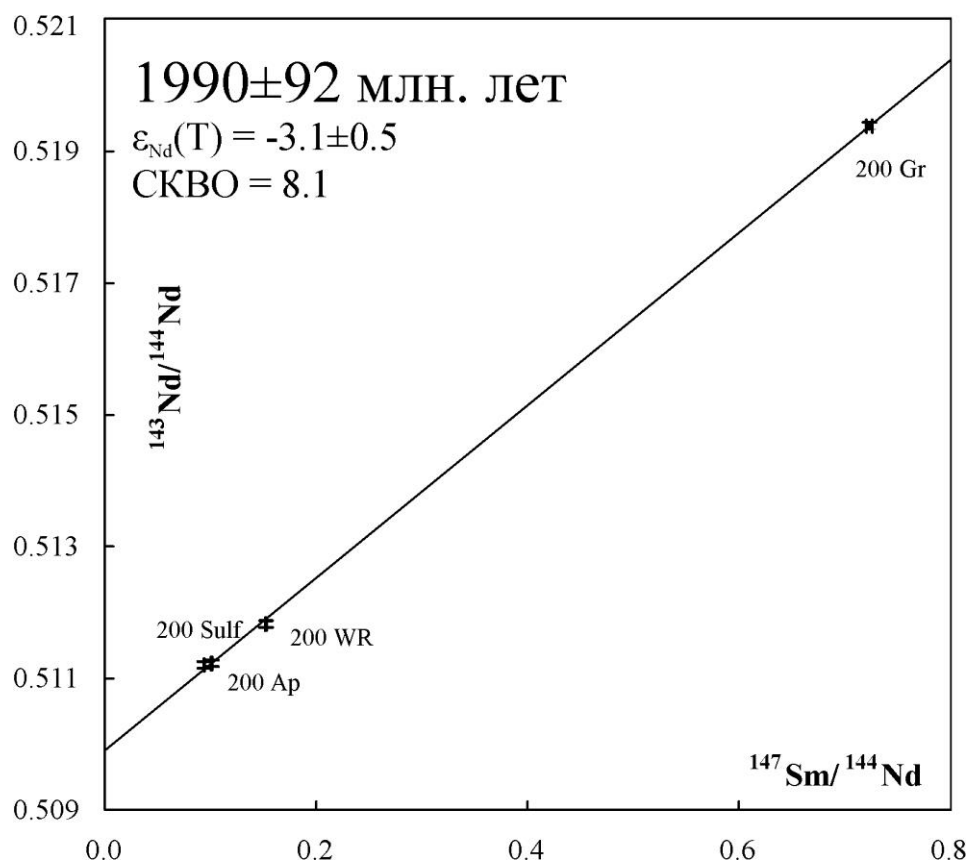


Рис. 2. Изотопная Sm-Nd эрохрона для метаморфических минералов из метабазитов Колвицкого массива.

На основе полученных данных можно сделать вывод, что комплексное использование двух различных изотопно-геохронологических методов (U-Pb по единичным зёрнам циркона и Sm-Nd по породе и минералам) позволило получить новые данные о возрасте формирования и метаморфизма в пределах Колвицкого габбро-анортозитового массива.

Авторы выражают благодарность за постановку научной проблемы академику РАН Феликсу Петровичу Митрофанову.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 13-05-00493, 13-05-12055 офи-м, программ ОНЗ РАН №№2, 4, IGCP-SIDA 599.*

### Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука. 2004. 174 с.
2. Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В., Поллер У., Левкович Н.В., Апанасевич Е.А., Жавков В.А. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов //

XVIII симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П.Виноградова: Тез. докл. ГЕОХИ. 14–16 ноября 2007. Москва. С. 42–43.

3. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгген Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова. Доклады Академии Наук, 1993, том 331, № 1.
4. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
5. Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
6. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сульфидные минералы – новые геохронометры при Sm-Nd датировании рудогенеза расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Балтийского щита // Литосфера. 2014. № 4. С. 11–21.
7. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim Cosmochim. Acta*. 1973. Vol. 37. P. 485–494.
8. Ludwig K.R. (a) ISOPLOT/Ex - A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. No. 1a. 1999, 49 p.
9. Ludwig K.R. (b) PBDAT - A Computer Program for Processing Pb-U-Th isotope Data. Version 1.22 // Open-file report 88-542. US Geol. Surv. 1991. 38 p.
10. Stacey J.S. and Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 26, № 2. P. 207–221.
11. Steiger R.H. and Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977. Vol. 36, № 3. P. 359–362.

## МЕТАГРАНИТОИДЫ ИНГИЛОРСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): U-Pb ДАННЫЕ

*Шуйский А. С.<sup>1</sup>, Удоратина О. В.<sup>1</sup>, Миллер Е. Л.<sup>2</sup>, Кобл М.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Институт Геологии КомиНЦ УрО РАН (ИГ КомиНЦ УрО РАН), г. Сыктывкар, Россия;  
<sup>2</sup>Стэнфордский Университет, Калифорния, США, e-mail: *self88@yandex.ru*

**На основе U-Pb данных по единичным зернам цирконов возраст метакристаллитов Ингилорского массива соответствует 487.3±6.9 млн лет и отражает время формирования гранитов в условиях рифтогенеза на окраине крупного Восточно-Европейского континента.**

## METAGRANITOIDS OF THE INGILOR MASIVE (POLAR URALS): U-Pb DATA

*Shuyskiy A. S.<sup>1</sup>, Udoratina O.V.<sup>1</sup>, Miller E.L.<sup>2</sup>, Coble M.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Institute of Geology of Komi Science Centre UB RAS, Syktyvkar, Russia  
<sup>2</sup>Stanford University, California, USA, e-mail: *self88@yandex.ru*

**Based on U-Pb data on single grains of zircon age of metagranitoids Ingilorskogo masive corresponds to 487.3 ± 6.9 million years and reflects the crystallization of granites in a setting of rifting on the margin of the East European continent.**

Метакристаллиты Ингилорского массива выведены на поверхность вблизи озера Ингилор на Полярном Урале. Структурно они расположены в Ингилорской зоне Центрального Уральского поднятия восточнее Марункеуского блока в подошве офиолитового комплекса Сыумкеу. Данные по гранитам можно найти в работах Кожина, Удовкина (1965), Удовкиной (1971), Добрецова с соавторами (1977), Охотникова (1985), Душина (2009), Шуйский, Куликова (2012), фондовых работах.

Массив неправильной формы субмеридионально вытянут на 4.2 км при варьирующей ширине от 0.4 до 1 км, на поверхности прослеживается по элювиальным развалам и скальным обнажениям по ручьям (правые притоки ручья Няхарнёшор). Породы развиты в поле среднерифейских метаморфитов минисейшорской свиты (R<sub>2mn</sub>), контакты с вмещающими породами тектонические.

Материал получен при проведении полевых исследований 2011 г. в северной части Ингилорского массива по безымянному правому притоку р. Няхарнёшор, также использован материал по южной части массива, любезно предоставленный В. Л. Андреичевым (коллекция 1997 года).

Изученные породы представлены в основном катаклазированными и милонитизированными среднезернистыми и мелкозернистыми гранитами с массивной и гнейсовидной текстурами, с гранобластовой и лепидогранобластовой микроструктурами. Породообразующие минералы (об. %) кварц (25–30), плагиоклаз (30–35) и КППШ (25–30), мусковит (5–10). В качестве второстепенных минералов в породах встречается амфибол (1–2). Акцессорные минералы представлены титанитом, цирконом, гранатом, апатитом, алланитом, торитом, а рудные магнетитом. Вторичные эпидотом, хлоритом и кальцитом. Согласно проведенным палеосубстратным исследованиям это первично магматические породы.

Исследуемые породы [4] характеризуются содержанием (здесь и далее мас. %) SiO<sub>2</sub> 72.51–74.86, высоким содержанием суммы щелочей (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – 8.82 до 9.07 мас. %) при преобладании калия над натрием. По петрохимической классификации породы относятся

к семейству гранитов умеренно – щелочного ряда, являются умеренно калиевыми породами, насыщенными глиноземом ( $ASI = 0.89–0.97$ ). По содержанию титана соответствуют крайне низкотитанистыми ( $TiO_2 = 0.09–0.24$ ) разновидностям.

Точки составов метагранитоидов на диаграммах Харкера тяготеют к единому тренду. Во всех породах с увеличением количества кремнезема уменьшаются содержания ( $K_2O+Na_2O$ ),  $CaO$  и  $FeO_{общ.}$ ,  $TiO_2$ , а  $Al_2O_3$ ,  $P_2O_5$  практически незначительно уменьшается. Породы характеризуются низким суммарным содержанием редкоземельных элементов (среднее значение) – 136 г/т. Спектры распределения РЗЭ имеют слабо пологий наклон с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми  $(La/Yb)_N = 2.4$  и четко проявленный небольшой европиевый минимум ( $Eu/Eu^* = 0.2$ ). Гранитоиды обогащены крупно-ионными элементами ( $Rb, Th$ ) и имеют сходное или слегка повышенное содержание высокозарядных элементов ( $Ce, Zr, Hf, Sm, Yb$ ) к составу гипотетического гранита океанических хребтов. Для интерпретации палеогеодинамических обстановок формирования рассматриваемых пород был использован ряд диаграмм Пирса [5]. На диаграммах  $Nb-Y$ ,  $Ta-Yb$ ,  $Rb-(Y+Nb)$ ,  $(Yb+Ta)$  фигуративные точки исследуемых пород попадают в область внутриплитных образований. По палеосубстратной классификации относятся к А-типу гранитов [4].

Возрастное положение метагранитов Ингилорского массива спорное. Ранее они относились к ранне-среднеордовикскому гердизскому ( $\gamma O_{1-2gd}$ ) комплексу полярно-уральского ряда [2], или к полярно-уральскому комплексу широкого возрастного диапазона ( $\gamma R_3-PZ_{1-2}$  (?)*pu*) [3] согласно последней легенде к полярноуральской серии карт [1] породы массива отнесены к раннекарбон-среднепермскому полярноуральскому комплексу ( $\gamma C_1-P_2pu$ ) и нам кажется недооцененной существующая цифра определения абсолютного возраста  $485.6 \pm 7.4$  млн лет опубликованная в этой же работе.

Нами были проведены дополнительные изотопно-геохронологические исследования. Из пробы разгнейсованных гранитов (A24/11) по стандартной методике (дробление, деление, выделение немагнитной фракции, бромформирование) в ИГ Коми НЦ УрО РАН г. Сыктывкар была выделена монофракция цирконов.

Датирование цирконов из метагранитоидов массива было выполнено в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP RG по методике, описанной на сайте <http://shrimprg.stanford.edu>. Предварительное изучение в режиме отраженных электронов и получение катодоллюминесцентных изображений выполнено там же на сканирующем электронном микроскопе Jeol 5600.

Кристаллы цирконов прозрачные, светло розовые 100–150 мкм, коэффициент удлинения – 1.5–2.0, преобладают короткопризматические кристаллы. Содержания  $U$  и  $Th$  умеренные (95–232 и 73–255 г/т соответственно). В катодоллюминесцентном свете в цирконах наблюдается ростовая магматическая осцилляционная зональность с центральной широкой и однородной зоной (рис. 1). Цирконы не содержат унаследованных ядер. Температура их формирования, оцененная по содержанию  $Ti$  в цирконе [6], составляет 725–787°C (при  $a_{SiO_2}=1$  и  $a_{TiO_2}=0.7$ ).

Возраст цирконов, рассчитанный по величине отношения  $^{206}Pb/^{238}U$ , был определен в 10 точках, получен достаточно широкий диапазон возрастов от  $407 \pm 53$  млн лет до  $493 \pm 13$  млн лет, средневзвешенный возраст составляет  $487.9 \pm 7.4$  млн лет 0.95%,  $2\sigma$ , СКВО=0.45, вероятность — 0.91 При этом рассчитанный конкордантный возраст (рис. 2) для когерентной группы из 10 определений весьма близок к средневзвешенному –  $487.3 \pm 6.9$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО=0.51, вероятность конкордантности – 0.517). Содержания элементов-примесей в этих точках на одном уровне, что свидетельствует о том, что анализировались цирконы одной генерации.

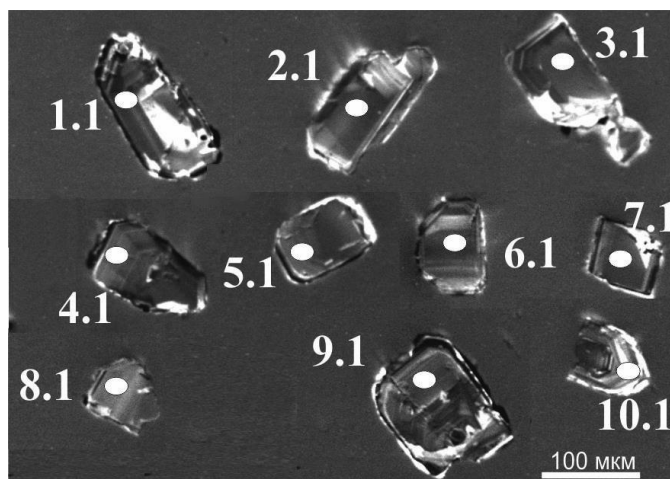


Рис. 1. Кристаллы изученных цирконов в катодолуминесцентном излучении (белые точки – расположение участков датирования)

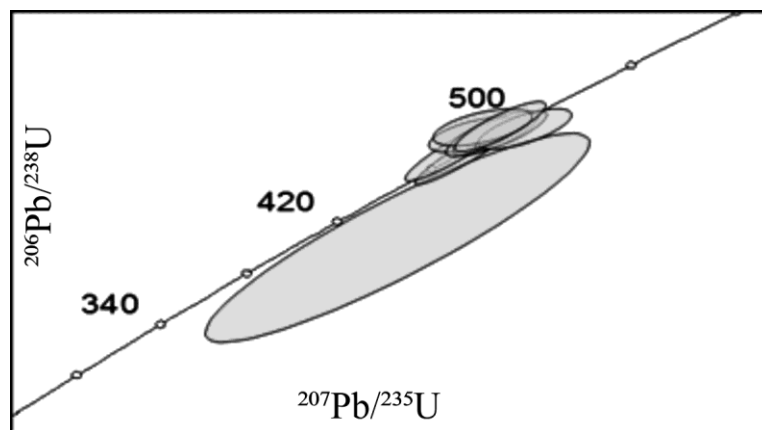


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из метагранитоидов Ингилорского массива.

Полученный конкордантный возраст соответствует границе позднего кембрия – раннего ордовика. На этом возрастном уровне на Полярном Урале известен пайпудынский риолитовый комплекс ( $\lambda\epsilon_3$ – $O_{1pp}$ ), который является кислой составляющей бимодального рифтогенного магматизма Полярного Урала.

Таким образом, согласно новым полученным петро-геохимическим и изотопно-геохронологическим данным метагранитоиды Ингилорского массива имеют внутриплитные характеристики и маркируют рифтогенную геодинамическую обстановку существовавшую в раннем ордовике на окраине Восточно-Европейского континента.

### Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская серия – Лист Q-41-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. – 372 с.
2. Корреляция магматических комплексов Европейского северо-востока СССР/ В.Н. Охотников, В.И. Мизин, Л.Т. Белякова и др. // Серия препринтов «Научные рекомендации– народному хозяйству». Сыктывкар, 1985. Вып. 53. 24 с.
3. Шишкин М.А., Криночкин В.Г. Легенда для геологической карты донеогеновых образований Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200. Санкт-Петербург, 1999.



4. Шуйский А.С., Куликова К. В. Геохимическая характеристика гранитоидов оз Ингилор (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 21-ой научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 287–290.
5. Pearce J, Harris N, Tindle A. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks// *Journal of Petrology*. 1992. V. 25. Part 4. P. 956–981.
6. Watson E.B., Wark D.A., and Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile /*Contributions to Mineralogy and Petrology* 2006, 151(4), 413–433.

**СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ЦИРКОНОВ  
ПОРОД САЛМИНСКОГО МАССИВА И ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ  
ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ПАШСКО-ЛАДОЖСКОГО БАСЕЙНА  
(ЮЖНАЯ ОКРАИНА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)**

*Шупилко Е.В.<sup>1</sup>, Беликова О.<sup>1</sup>, Лохов Д.К.<sup>2</sup>, Купцова А.В.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия,  
e-mail: *shupsik@inbox.ru*

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского  
(ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия

**В работе приведены результаты обработки данных U-Pb датирования цирконов пород Салминского массива Балтийского щита и цирконов из песчаников Пашско-Ладожского бассейна, располагающихся в его южном обрамлении и являющихся продуктом его денудации. Исследования показали, что не только возраст, но и геохимические параметры большинства цирконов из песчаников соответствуют таковым в коренных породах Салминского массива, и наряду с другими литологическими факторами, рассмотренными ранее [1], можно говорить о малой степени фракционирования цирконов в процессе седиментогенеза при незначительном удалении относительно источника сноса.**

**COMPARISON OF GEOCHEMICAL PARAMETERS OF ZIRCONS  
FROM THE SALMI MASSIF AND DETRITAL ZIRCONS  
FROM THE SANDSTONES OF THE PASHA-LADOGA BASIN  
(SOUTHERN PART OF THE BALTIC SHIELD)**

*Shupilko E.V.<sup>1</sup>, Belikova O.A.<sup>1</sup>, Lokhov D.K.<sup>2</sup>, Kuptsova A.V.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *shupsik@inbox.ru*

<sup>2</sup> A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE «VSEGEI»), Saint Petersburg, Russia

**In this paper the results of U-Pb dating of zircons from the Salmi massif of the Baltic Shield and zircons from sandstones of the Pasha-Ladoga basin are discussed. Sandstones of the Pasha-Ladoga basin are situated on the southern border of the Salmi massif. Deposition of sandstones was controlled by erosion of the Salmi massif. Not only the age of most of zircon crystals from the sandstones is the same as the age of zircon crystals from Salmi massif [1], but their geochemical peculiarities as well are very close. In case the provenance area was close, low fractionation of zircons during the process of sediment genesis takes place.**

Салминский массив располагается в южной части Балтийского щита, на северо-восточной окраине протяженного пояса плутонов гранитов рапакиви, который трассирует западный край Восточно-Европейской платформы [3] и представлен анортозит-габбро-рапакиви-гранитами. В юго-западной части массив перекрыт раннерифейскими осадочными породами салминской и приозерской свит Пашско-Ладожского бассейна, залегающих на нем с угловым несогласием [2] и окаймляющих его вдоль всей южной границы массива.

Главными особенностями осадочных горных пород, выполняющих Пашско-Ладожский бассейн, является аркозовый состав песчаников, плохая сортировка пород, слабая окатанность обломочной фракции и общая грубозернистость разреза. Все это свидетельствует о близости питающей провинции, а также о том, что процессам размыва

подвергались породы преимущественно кислого состава в условиях сильной расчлененности рельефа. Это указывает на роль Салминского плутона как наиболее вероятного источника сноса [1].

Главной задачей настоящего исследования явилось определение степени представительности выборки цирконов из песчаников Пашско-Ладожского бассейна относительно коренных пород Салминского массива, выступающего в качестве ближнего источника сноса.

Методика определения возраста детритовых цирконов широко применяется для установления коренных источников сноса. Однако необходимо принять во внимание тот факт, что цирконы не всегда хорошо сохраняются в ходе седиментогенеза и могут вовсе разрушиться вследствие их повышенной трещиноватости, метамиктности, присутствия включений других минералов и т.д.

В рамках данной работы проводилось исследование степени фракционирования кристаллов циркона в осадочном процессе при незначительном удалении материала от коренного источника. В качестве исходных данных были использованы результаты по цирконам из песчаников [1] (около 150 значений с конкордантным возрастом по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в интервале 1480–1580 млн лет) и данные по цирконам из 6 проба коренных пород Салминского массива [5, 7] (около 50 значений с конкордантным возрастом по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  1540–1550 млн лет).

В ходе обработки данных, для цирконов Салминского массива и цирконов песчаников Пашско-Ладожского бассейна, были построены гистограммы содержания нерадиоогенного (обыкновенного)  $^{206}\text{Pb}$  (рис. 1), содержания урана (рис. 2), отношения  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  (рис. 3) и возраста цирконов по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (рис. 4).

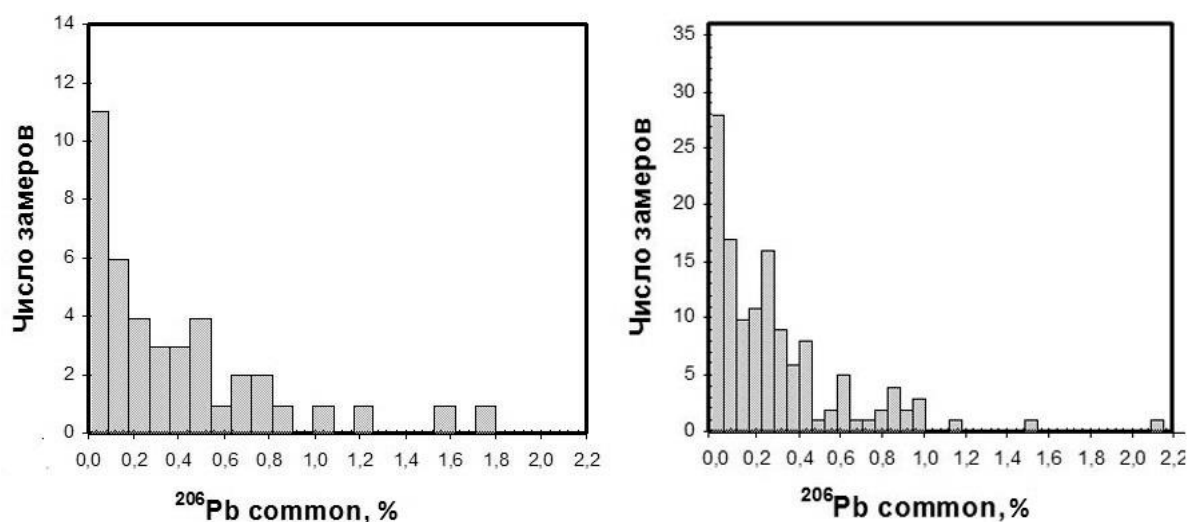


Рис. 1. Распределение обыкновенного  $^{206}\text{Pb}$  в цирконах Салминского массива (слева) и в обломочных цирконах Пашско-Ладожского бассейна (справа).

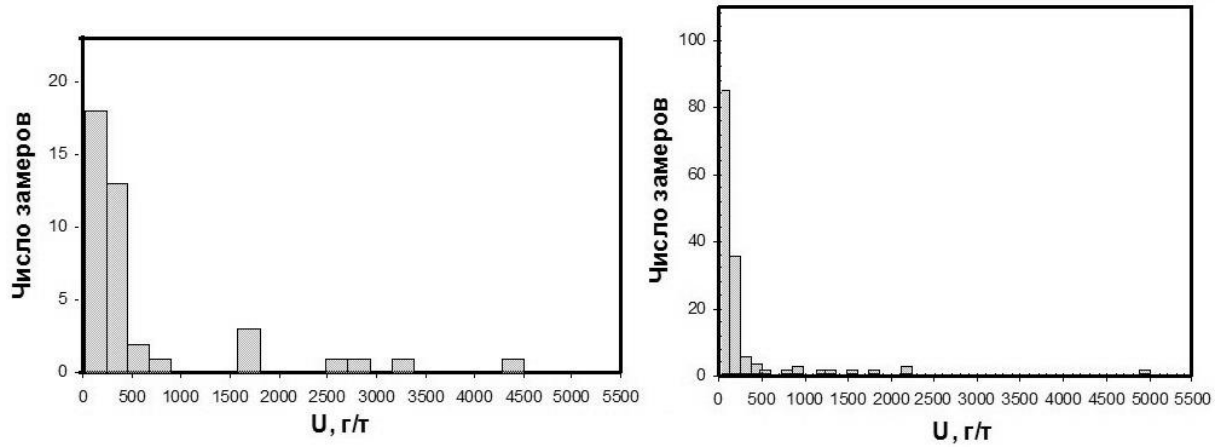


Рис. 2. Распределение содержания U в цирконах Салминского массива (слева) и в обломочных цирконах песчаников Пашско-Ладожского бассейна (справа).

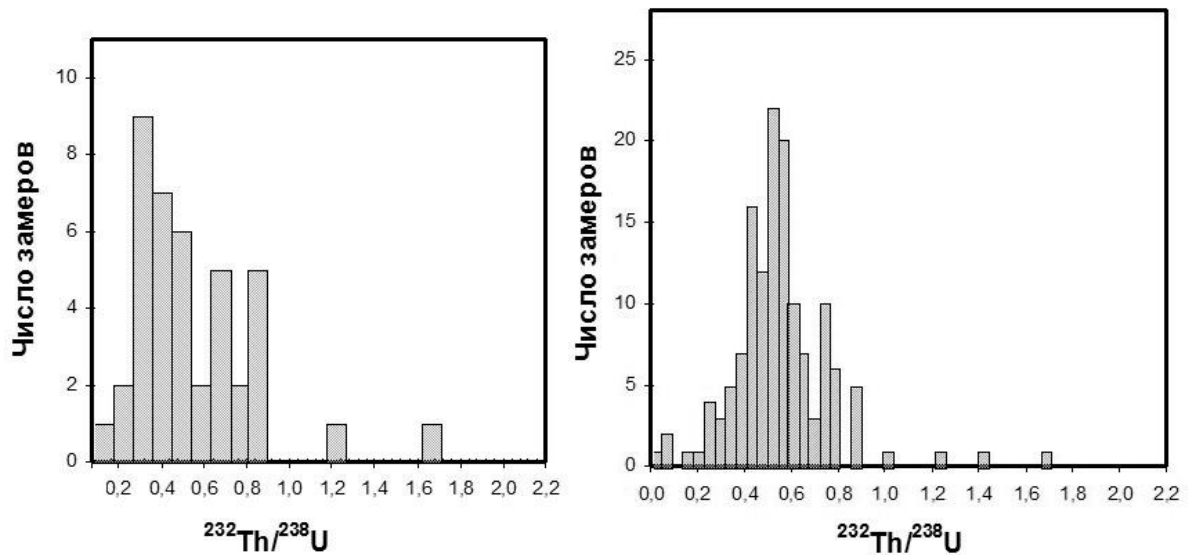


Рис. 3. Распределение Th/U отношений в цирконах Салминского массива (слева) и в обломочных цирконах из песчаников Пашско-Ладожского бассейна (справа).

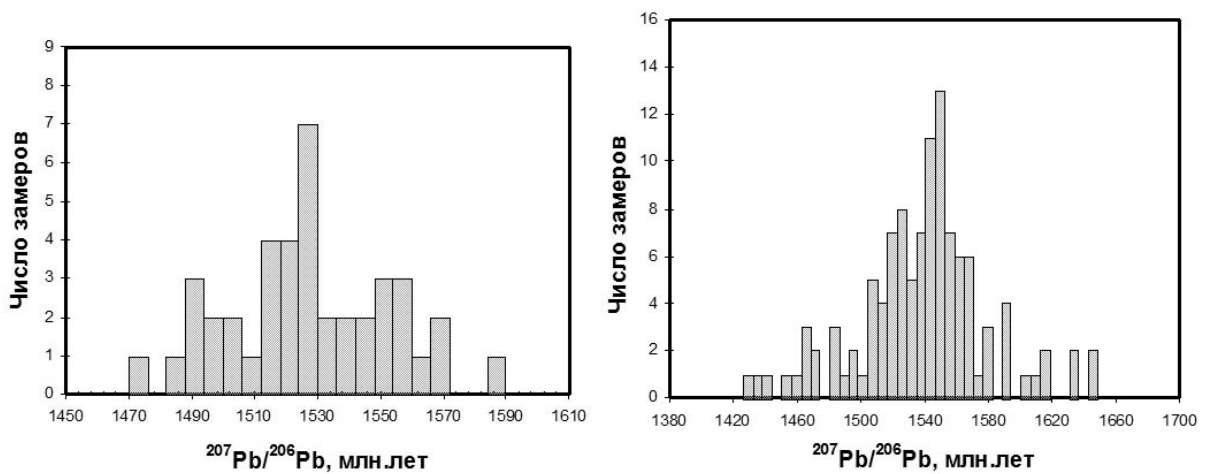


Рис. 4. Распределение возрастов цирконов из Салминского массива (слева) и обломочных цирконов из песчаников Пашско-Ладожского бассейна (справа).

В результате анализа полученных графических данных, видно, характер распределений описываемых параметров наследуется для коренного массива и песчаников Пашско-Ладожского бассейна. Возраст большинства исследуемых обломочных цирконов из песчаников Пашско-Ладожского бассейна составляет 1520–1530 млн лет, тогда как наиболее часто встречаемый возраст цирконов Салминского массива составляет 1540–1550 млн лет (рис. 4). В пределах ошибки измерений, возраста цирконов коренного массива и обломочных цирконов совпадают. Этот факт также подтверждается ранее проводившимися работами [3, 4, 6] по изучению возраста цирконов Салминского массива, который, по мнению авторов, составляет 1547–1530 млн лет.

Вывод: присутствие неокатанных кристаллов циркона [1] говорит о том, что имело место небольшое перемещение обломочного материала относительно материнского источника – Салминского массива. Полученные данные по возрастам обломочных и магматических цирконов, содержанию в них нерадиогенного свинца и урана, величине уран-ториевого отношения, подтверждают тот факт, что в процессе седиментогенеза не происходило значительного фракционирования цирконов за счет их избирательной селекции при выветривании коренных пород, и в осадочном процессе. Следовательно, такое распределение цирконов в осадке ближнего сноса отражает таковое в материнском источнике. Чтобы определить имеются ли различия между цирконами коренного источника и из осадков дальнего переноса, необходимы дополнительные исследования.

### Литература

1. Купцова А.В., Худолей А.К., Дэвис В., Рейнбрид Р.Х., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (Южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 19. № 2. С. 3–19.
2. Котова Л.Н., Глебовицкий В.А., Котов А.Б. и др. Области сноса и источники метатерригенных пород ладожской серии: результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 2. С. 225–228.
3. Ларин А.М. Рапакивисодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники. Автореферат дисс. ... докт. геол. – мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 46.
4. Ларин А.М. Граниты рапакиви в геологической истории земли. Статья 1. Рапакивисодержащие магматические ассоциации: возраст, геохимия, тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 3–28.
5. Лохов Д.К., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Этапы фанерозойской активизации Салминского массива гранитов рапакиви (Карелия) по данным локального изотопного изучения цирконов. Тез. докл. 5 Российской конференции по изотопной геохронологии «Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов», Москва, ИГЕМ, РАН, 4–6 июня 2012 г, с. 155–157.
6. Amelin Yu.A., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anortosite complex, Baltic shield: implications for magmatic evolution.
7. Valkama M., Sundblad K., Lokhov K.I., Cook N.J. Geology and genesis of granites and polymetallic skarn ores at Pitkaranta, Ladoga Karelia, Russia. SGA volume abstracts, Uppsala, Swden, 2013.