

Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр
Российской академии наук»

ТРУДЫ

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 10, 2019

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск
2019

Главный редактор
А. Ф. ТИТОВ, член-корр. РАН, д. б. н., проф.

Редакционный совет

А. М. АСХАБОВ, академик РАН, д. г.-м. н., проф.; О. Н. БАХМЕТ (зам. главного редактора), член-корр. РАН, д. б. н.; А. В. ВОРОНИН, д. т. н., проф.; И. В. ДРОБЫШЕВ, доктор биологии (Швеция – Канада); Э. В. ИВАНТЕР, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; Х. ЙООСТЕН, доктор биологии, проф. (Германия); А. С. ИСАЕВ, академик РАН, д. б. н., проф.; А. М. КРЫШЕНЬ, д. б. н.; Е. В. КУДРЯШОВА, д. флс. н., проф.; О. Л. КУЗНЕЦОВ, д. б. н.; В. В. МАЗАЛОВ, д. ф.-м. н., проф.; Н. Н. НЕМОВА, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; О. ОВАСКАЙНЕН, доктор математики, проф. (Финляндия); О. Н. ПУГАЧЕВ, академик РАН, д. б. н.; С. А. СУББОТИН, доктор биологии (США); Д. А. СУБЕТТО, д. г. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, член-корр. РАН, д. г. н., проф.; Т. Э. ХАНГ, доктор географии (Эстония); П. ХЁЛЬТТЯ, доктор геологии, проф. (Финляндия); К. ШАЕВСКИЙ, доктор математики, проф. (Польша); В. В. ЩИПЦОВ, д. г.-м. н., проф.

Редакционная коллегия серии «Геология докембрия»

Ю. Л. ВОЙТЕХОВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; О. И. ВОЛОДИЧЕВ, д. г.-м. н.; А. Б. ВРЕВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; В. В. КОВАЛЕВСКИЙ, д. г.-м. н.; В. С. КУЛИКОВ, д. г.-м. н.; Ю. А. МОРОЗОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; А. В. ПЕРВУНИНА (ответственный секретарь), к. г.-м. н.; А. М. ПЫСТИН, д. г.-м. н., проф.; А. В. САМСОНОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; С. А. СВЕТОВ (зам. отв. редактора), д. г.-м. н., проф.; А. И. СЛАБУНОВ, д. г.-м. н.; А. В. СТЕПАНОВА, к. г.-м. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, чл.-корр. РАН, д. г. н., проф.; М. М. ФИЛИППОВ, д. г.-м. н.; Н. В. ШАРОВ, д. г.-м. н.; В. В. ЩИПЦОВ (отв. редактор), д. г.-м. н., проф.

Издается с января 2009 г.

Адрес редакции: 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11
Тел. (8142)762018; факс (8142)769600
E-mail: trudy@krc.karelia.ru

Электронная полнотекстовая версия: <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences

TRANSACTIONS

**of the KARELIAN RESEARCH CENTRE
of the RUSSIAN ACADEMY of SCIENCES**

No. 10, 2019

PRECAMBRIAN GEOLOGY Series

Petrozavodsk
2019

Editor-in-Chief

A. F. TITOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.

Editorial Council

A. M. ASKHABOV, RAS Academician, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; O. N. BAKHMET (Deputy Editor-in-Chief), RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.); I. V. DROBYSHEV, PhD (Biol.) (Sweden – Canada); N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.), Prof.; T. E. HANG, PhD (Geog.) (Estonia); P. HÖLTTÄ, PhD (Geol.), Prof. (Finland); A. S. ISAEV, RAS Academician, DSc (Biol.), Prof.; E. V. IVANTER, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; H. JOOSTEN, Dr. (Biol.), Prof. (Germany); A. M. KRYSHEN', DSc (Biol.); E. V. KUDRYASHOVA, DSc (Phil.), Prof.; O. L. KUZNETSOV, DSc (Biol.); V. V. MAZALOV, DSc (Phys.-Math.), Prof.; N. N. NEMOVA, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; O. OVASKAINEN, PhD (Math.), Prof. (Finland); O. N. PUGACHYOV, RAS Academician, DSc (Biol.); V. V. SHCHIPTSOV, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; S. A. SUBBOTIN, PhD (Biol.) (USA); D. A. SUBETTO, DSc (Geog.); K. SZAJEWSKI, PhD (Math.), Prof. (Poland); A. V. VORONIN, DSc (Tech.), Prof.

Editorial Board of the "Precambrian Geology" Series

N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.); M. M. FILIPPOV, DSc (Geol.-Miner.); V. V. KOVALEVSKY, DSc (Geol.-Miner.); V. S. KULIKOV, DSc (Geol.-Miner.); Yu. A. MOROZOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); A. V. PERVUNINA (Executive Secretary), PhD (Geol.-Miner.); A. M. PYSTIN, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. V. SAMSONOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); N. V. SHAROV, DSc (Geol.-Miner.); V. V. SHCHIPTSOV (Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. I. SLABUNOV, DSc (Geol.-Miner.); A. V. STEPANOVA, PhD (Geol.-Miner.); S. A. SVETOV (Deputy Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; O. I. VOLODICHEV, DSc (Geol.-Miner.); Yu. L. VOYTEKHOVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. B. VREVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.

Published since January 2009

Monthly

Editorial Office address: 11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
Tel. (8142)762018; fax (8142)769600
E-mail: trudy@krc.karelia.ru

Full-text electronic version: <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

УДК 552.313:551.71 (470.22)

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХЕДОЗЕРО-БОЛЬШОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Т. А. Мыскова, П. А. Львов

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

На основании имеющихся и вновь полученных геологических материалов, дополненных новыми петрогеохимическими, геохронологическими и изотопно-геохимическими данными, предложена новая интерпретация истории геологического развития Хедозеро-Большозерской структуры Центральной Карелии. По общепринятым представлениям, выделенные в пределах структуры три толщи согласны и последовательно перекрывают друг друга. Настоящим исследованием установлено, что осадконакопление и вулканическая деятельность были разобщены в пространстве и во времени и реализовались в разных тектонических обстановках. Нижняя терригенная и средняя вулканогенная толщи имеют тектонические контакты, а верхняя вулканогенная толща представляет собой комплекс секущих мало-мощных даек. Накопление более древних по возрасту терригенных осадков нижней толщи (по природе метаграувакк) происходило на юге структуры, началось не ранее чем в 2753 ± 6 млн лет и завершилось до начала вулканической деятельности. Условия осадконакопления были близкими к обстановкам примитивных океанических островных дуг. Вулканическая деятельность ($2712 \pm 6 - 2703 \pm 7$ млн лет), с которой связано формирование двух верхних толщ, проходила на севере структуры, началась поверхностными излияниями лав андезибазальтов, андезитов и дацитов средней толщи и завершилась внедрением даек риолит-порфиоров верхней толщи. Вулканизм протекал в обстановках, близких к современным зрелым вулканическим дугам. В ходе дальнейшего геологического развития в условиях сложных тектонических деформаций и площадной гранитизации южная терригенная и северная вулканогенная толщи были совмещены в пространстве.

Ключевые слова: Центральная Карелия; архей; вулканы; метаосадки; U-Pb датирование.

T. A. Myskova, P. A. Lvov. FORMATION OF THE KHEDOZERO-BOLSHOZERSKAYA STRUCTURE OF THE BALTIC SHIELD IN THE LIGHT OF NEW GEOCHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL DATA

Based on existing and newly obtained geological materials, complemented by new petrogeochemical, geochronological and isotope-geochemical data, a new interpretation of the history of the geological development of the Khedozero-Bolshozerskaya structure in Central Karelia has been proposed. It is generally believed that the three strata identified within this structure consistently and successively overlap each other. This study established that sedimentation and volcanic activity were disparate both spatially and temporally, and occurred in different tectonic settings. The lower terrigenous and middle volcanogenic strata have tectonic contacts, while the upper volcanogenic stratum

is a complex of thin transverse dikes. The accumulation of more ancient terrigenous sediments in the lower strata (of metagraywacke nature) occurred in the south of the structure, began no earlier than 2753 ± 6 Ma and was completed before the start of volcanic activity. The sedimentation conditions were similar to those of primitive oceanic island arcs. Volcanic activity ($2712 \pm 6 - 2703 \pm 7$ Ma), which is associated with the formation of the two upper strata, took place in the north of the structure, started with lava outflows of andesibasalts, andesites and dacites from the middle strata, and ended with the intrusion of upper-strata rhyolite porphyry dikes. The volcanism occurred in the settings similar to modern mature volcanic arcs. In the course of further geological development involving complex tectonic deformations and areal granitization, the southern terrigenous and the northern volcanogenic strata spatially converged.

Key words: Central Karelia; Archean; volcanites; metasediments; U-Pb dating.

Введение

Хедозеро-Большозерская структура (ХБС), находящаяся в северо-западной части Карельской гранит-зеленокаменной области (КГЗО), давно привлекала внимание геологов как расположенная между двумя железорудными районами Центральной Карелии Балтийского щита – Гимольским и Костомукшским (рис. 1). Костомукшская зеленокаменная структура (КЗС) и ХБС часто рассматривались в сравнении, как имеющие черты сходства в истории геологического развития.

На начальном этапе исследований [Стенарь, 1960, 1966; Чернов, Стенарь, 1960; Миллер, 1988 и др.] ХБС была описана как узкая сжатая синклиналь с полого погружающимся на север шарниром, протягивающаяся в субмеридиональном направлении на 25 км от озера Хедо на юге до озера Большозеро на севере (рис. 1, а). Представления о структуре как о синклинали базировались на общепринятых взглядах о едином стратиграфическом разрезе, включающем три толщи (нижнюю терригенную и среднюю и верхнюю вулканогенные), последовательно залегающие одна на другой [Миллер, 1988 и др.]. Одни исследователи сопоставляли нижнюю терригенную толщу с породами гимольской серии Костомукшской структуры [Милькевич, Мыскова, 1998]. Другие [Раевская и др., 1992; Костомукшский..., 2015] рассматривали ее в качестве более древнего образования (нюкозерской толщи), коррелируя с гнейсовой толщей Костомукшской структуры, находящейся в основании лопия и подстилающей контоксскую вулканогенную серию [Горьковец и др., 1981].

Структура изучалась не одной группой исследователей. Были детально изучены опорные разрезы [Милькевич, Мыскова, 1998; Мыскова и др., 2017], установлена первичная природа пород нижней метатерригенной толщи [Милькевич, Мыскова, 1998], средней и верх-

ней вулканогенных толщ [Самсонов и др., 2001; Мыскова и др., 2017]. Определен возраст вулканитов (U-Pb по циркону, TIMS и SIMS) [Самсонов и др., 2001; Матреничев и др., 2008; Мыскова и др., 2017].

Работами последних лет в рамках проекта ГДП-200 по объекту «Выполнение геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 в пределах листа Q-36-XXXII (Большозерская площадь)» установлено, что граница между терригенной и вулканогенной толщами носит не стратиграфический, а тектонический характер, а ультракислые вулканиты, относимые к третьей толще, являются секущими по отношению к разрезу. Из-за наличия тектонических соотношений трудно судить, в какой очередности формировались осадочная и вулканогенная толщи. Решение этого вопроса стало возможным благодаря получению геохронологических данных по возрасту осадков, которые приведены в настоящей статье. Анализ более ранних и вновь полученных данных позволил предложить новую, отличающуюся от традиционной интерпретацию истории геологического развития ХБС.

Методика исследований

Концентрации главных элементов определялись методом рентгеноспектрального силикатного анализа, а элементов-примесей – методом ICP MS (относительная погрешность 5–10 %) в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ. U-Pb возраст цирконов измерен в двух пробах метаграувакк, в тех же породах определен изотопный состав Sm и Nd (выполнено в ИГГД РАН).

Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изотопный анализ U и Pb в цирконах выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ». Данные обрабатывались со-

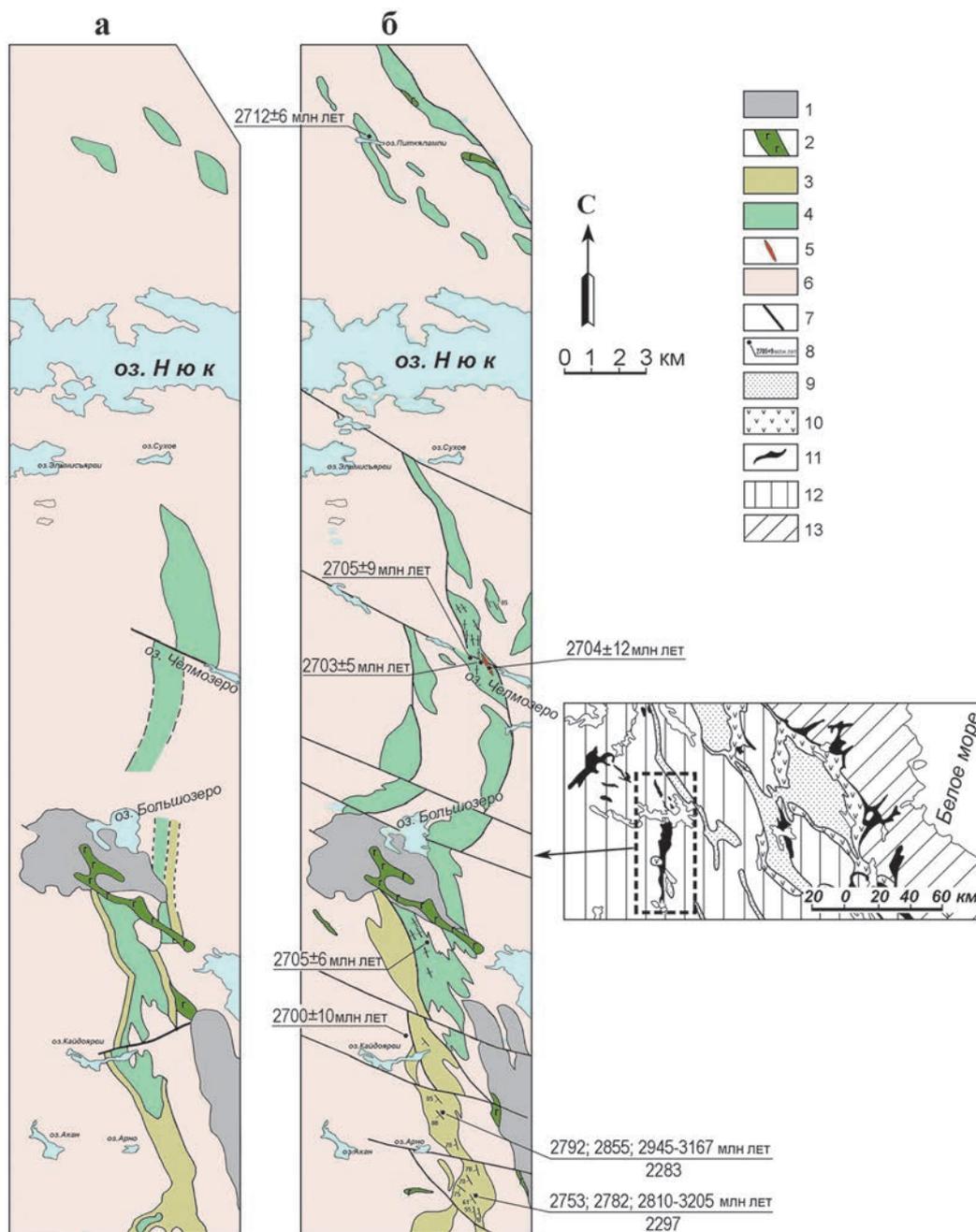


Рис. 1. Схема геологического строения Хедозеро-Большозерской структуры:

а – по: [Миллер, 1988], б – по проекту ГДП-200 «Выполнение геологическочных работ масштаба 1:200 000 в пределах листа Q-36-XXXII (Большозерская площадь)». На врезке показано расположение площади работ на региональной схеме. Протерозой: 1 – вулканогенно-осадочные образования, 2 – дайки и силлы базитов. Архей: 3 – терригенная толща, 4 – вулканогенная толща, 5 – дайка риолит-порфира, 6 – неоархейские гранитоиды и гнейсы по ним; 7 – тектонические нарушения, 8 – места отбора геохронологических проб и возраст пород. Для двух проб из метаосадков данные приведены в виде дроби: в числителе – возрасты детритовых цирконов, в знаменателе – номера проб. На врезке: 9 – протерозойские осадочные породы нерасчлененные, 10 – протерозойские вулканогенные породы нерасчлененные, 11 – неоархейские зеленокаменные структуры, 12 – комплекс основания с разновозрастными гранитоидами, 13 – Беломорский подвижный пояс

Fig. 1. Scheme of geological structure of the Khedozero-Bolshozerskaya structure:

а – after [Miller, 1988], б – according to the project GDP-200 “Geological survey work on a scale of 1:200 000 within a map Q-36-XXXII (Bolshozerskaya area)”. The location of the work area is shown on the regional map. Proterozoic: 1 – volcanogenic-sedimentary formations, 2 – dikes and basite sills. Archaean: 3 – terrigenous strata, 4 – volcanogenic strata, 5 – rhyolite-porphry dike, 6 – Neoproterozoic granitoids and gneisses on them; 7 – tectonic breaks, 8 – geochronological samples and age of rocks. For 2 samples from sedimentary rock, the data are given as a proportion: in the numerator there are the ages of detrital zircons, in the denominator – the numbers of samples. On the regional map: 9 – Proterozoic sedimentary rocks undifferentiated, 10 – Proterozoic volcanogenic rocks undifferentiated, 11 – Neoproterozoic greenstone structures, 12 – basement with granitoids of different ages, 13 – Belomorsky mobile belt

гласно процедуре, описанной в [Williams, 1998] с использованием программ SQUID 1.12 [Ludwig, 2005a] и ISOPLOT/Ex 3.0 [Ludwig, 2005b]. Pb/U отношения нормализовались на 0,0665 для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в стандартном цирконе TEMORA, соответствующем возрасту $416,7 \pm 1,30$ млн лет (2σ) [Black et al., 2003].

Для выделения Nd и Sm использована методика, близкая к приведенной в работе [Richard et al., 1976]. Изотопные составы Nd и Sm измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON T1. Измеренные отношения $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ нормализованы к $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1,783079$, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Точность определения концентраций Sm и Nd – 0,5 %, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0,5 %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,003 % (2σ). Уровень холостого опыта за время исследований составлял – 0,05 нг для Sm и 0,1 нг для Nd. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla по результатам 25 измерений равно $0,511850 \pm 5$ (2σ). При расчете величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные значения возраста $T_{\text{Nd}}(DM)$ вычислены в соответствии с моделью [Goldstein, Jacobsen, 1988], согласно которой изотопный состав Nd деплетированной мантии линейно эволюционировал от 4,55 млрд лет назад и имеет современное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = +10(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = 0,513151$ $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$.

Строение Хедозеро-Большозерской структуры с позиции новых данных

Благодаря проведенным детальным исследованиям разрезов на севере, юге и в центре структуры [Мыскова и др., 2017] было установлено, что нижняя терригенная и средняя вулканогенная толщи имеют не стратиграфические соотношения, как представлялось ранее [Миллер, 1988 и др.], а совмещены в пространстве тектонически. Об этом свидетельствуют элементы залегания пород. Терригенная толща слагает юг структуры, а вулканогенная – север (рис. 1, б). Более древняя терригенная толща, простираясь в северо-западном-субмеридиональном направлениях ($320\text{--}350^\circ$), падает на юго-запад под углом $60\text{--}75^\circ$. Более молодая вулканогенная толща [Мыскова и др., 2017], располагаясь северо-восточнее, имеет субмеридиональное простирание ($340\text{--}360^\circ$) и вертикальное падение (рис. 1, б). При этом не исключается возможность присутствия

единичных тектонических линз метаосадков на севере структуры. Ими могут оказаться линзовидные тела метасоматитов (максимальной мощностью 100–150 м), присутствующие в разрезах вулканитов и утратившие текстурно-структурные и геохимические признаки первичной природы [Мыскова и др., 2017].

В последние годы [Мыскова и др., 2017] было установлено, что ультракислые эффузивы, ранее относимые к верхней вулканогенной толще [Миллер, 1988], являются секущими по отношению к вулканитам разреза и в действительности представляют собой дайки риолит-порфиров (рис. 2, а). Они присутствуют на площади в подчиненном количестве и залегают согласно с общей сланцеватостью. Обладая небольшой мощностью (первые метры, в единичных случаях – десятки метров), дайки не могут быть отражены в масштабе приводимой в статье схематической геологической карты. Показано местоположение только одной наиболее мощной дайки сложной конфигурации (до 150 м в раздуве), секущей разрез в районе оз. Челмозеро (рис. 1, б).

Минеральный и химический состав пород и условия их формирования

Нижняя (осадочная) и средняя (вулканогенная) толщи ХБС сложены породами, имеющими, на первый взгляд, близкий минеральный состав. Обе толщи переработаны метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации и представлены преимущественно биотитовыми гнейсами и сланцами с небольшой примесью других темноцветных минералов. При более детальном изучении разрезов в минеральном составе пород намечаются отличия. В терригенной толще присутствуют горизонты, обогащенные небольшим количеством граната и ставролита, а в вулканогенной толще – обогащенные амфиболом. В редких случаях в породах сохраняются первичные текстуры: в сланцах нижней терригенной толщи фиксируется полосчатость, напоминающая слоистость (рис. 3), а в вулканогенной толще – реликты первично-магматических порфировых текстур (рис. 2, б). Кроме того, различия пород обнаруживаются при изучении их химического состава и изотопного возраста.

На бинарных диаграммах видно, что практически по всем петрогенным и редким элементам метаосадки и метавулканиты образуют самостоятельные тренды (рис. 4 и 5). Метаосадки в сравнении с метавулканитами имеют отрицательные корреляции Al_2O_3 и K_2O с SiO_2 , более низкие концентрации CaO , Na_2O и Sr (что

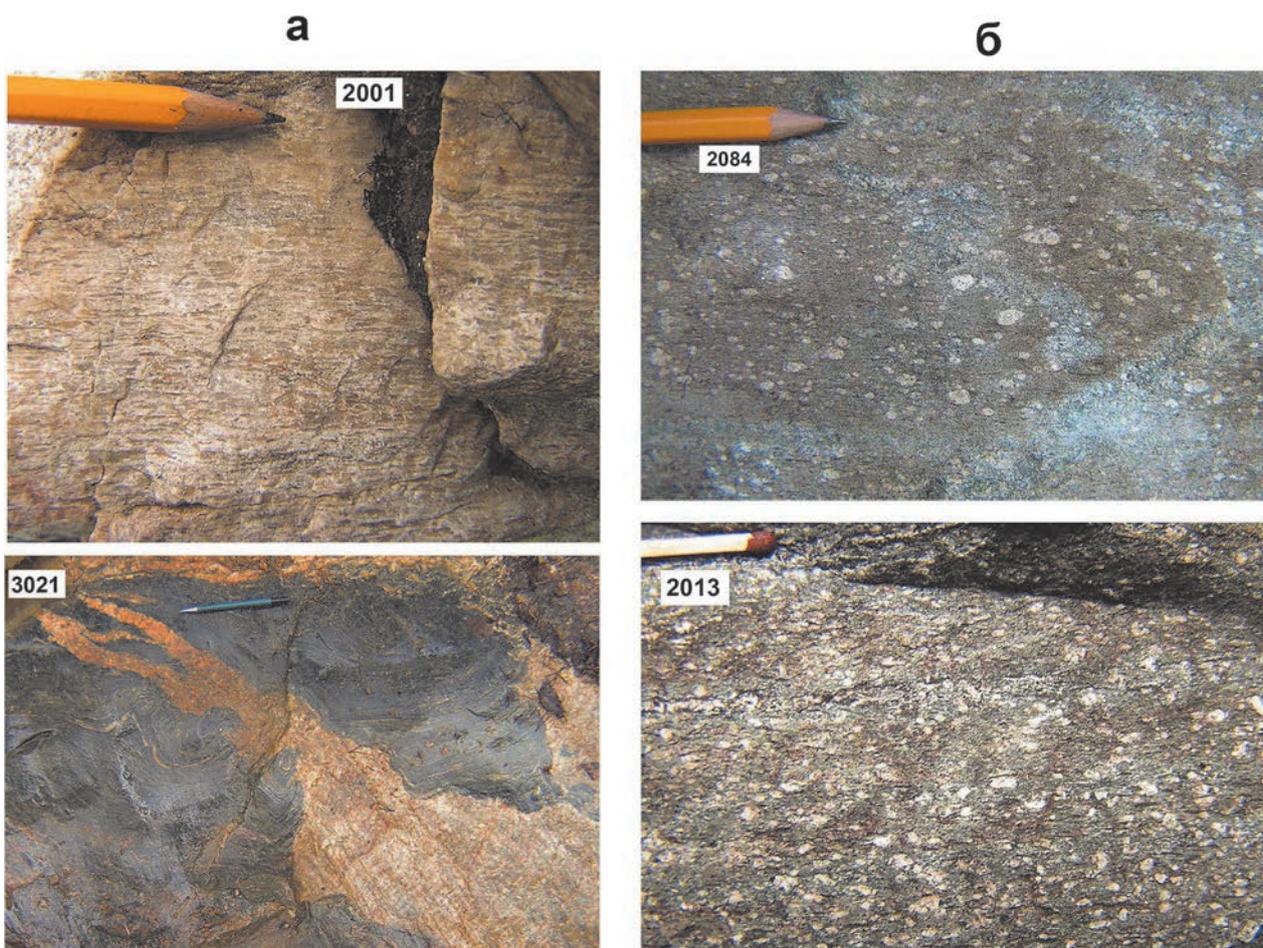


Рис. 2. Фрагменты обнажений метавулканитов средней (а) и верхней (б) толщ

Fig. 2. Photos of fragments from metavolcanic rocks outcrops of the middle (a) and upper (b) strata

связано с разрушением плагиоклаза и выносом этих элементов из пород в процессе литогенеза) и более высокое содержание TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Cr и других элементов группы железа (V , Ni , Co) (рис. 4 и 5; табл. 1 и 2).

Метатерригенные породы ХБС слабо дифференцированы (от песчаников до пелитов) и относятся к незрелым осадкам – грауваккам [Милькевич, Мыскова, 1998] с низким химическим индексом зрелости CIA (53–63) (табл. 1). По первичной природе изученные породы близки к толщам граувакк-аргиллитовых серий позднеархейских зеленокаменных поясов Канады и терригенным образованиям гимольской серии Костомукшской структуры [Милькевич, Мыскова, 1998]. Перечисленные толщи имеют разный модельный состав источника сноса, который для осадков ХБС включает 55 % кислых, 40 % основных и 5 % ультраосновных пород (рис. 6). Слабое химическое выветривание пород в области сноса предполагает быструю эрозию и относительно высокий рельеф местности. По В. М. Чернову [1964], это может быть

«трансгрессирующий морской бассейн с многочисленными погружающимися и разрушающимися островами и подводной вулканической деятельностью». Из современных геодинамических обстановок таким условиям отвечают обстановки океанических островных дуг. Наличие подобной обстановки во время формирования метаосадков Хедозеро-Большозерской структуры подтверждается положением составов метаграувакк ХБС на дискриминационных диаграммах La-Th-Sc, Th-Sc-Zr/10, Th-Co-Zr/10 [Bhatia, 1983] (рис. 7).

Вулканиты средней толщи ХБС варьируют по составу от андезибазальтов до дацитов (рис. 8). По геохимическим характеристикам они близки к породам BADR серий современных островных дуг: принадлежат к известково-щелочной серии, имеют умеренно- и высокоглиноземистый характер ($\text{ASI} = 0,68\text{--}1,34$) и относятся к магнезиальным ($\text{Mg}\# = 0,23\text{--}0,58$) [Мыскова и др., 2017] (табл. 2). Спектры распределения элементов-примесей умеренно дифференцированные ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 7\text{--}21$), с вы-

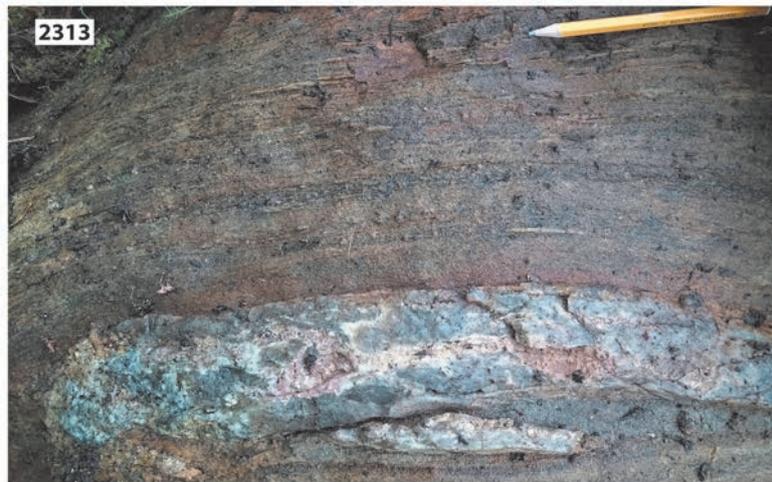
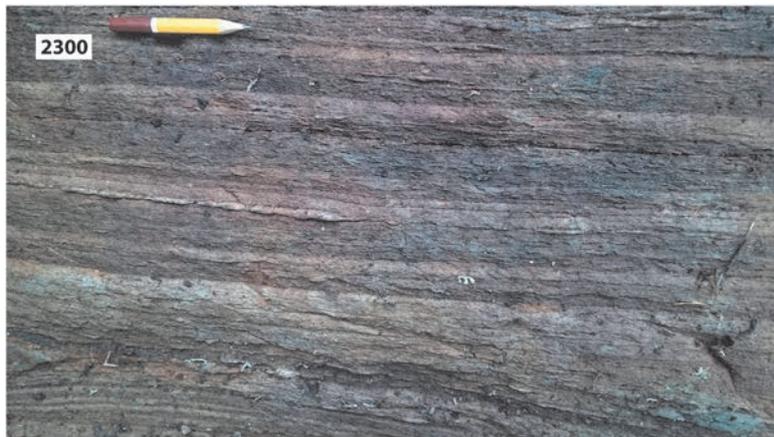


Рис. 3. Фрагменты обнажений метаосадков нижней толщи
 Fig. 3. Photos of fragments from metasediments outcrops of lower strata

раженными ниобиевыми минимумами (рис. 9). Повышенное содержание крупноионных литофильных элементов Sr, Ba, Th и U, а также высокое Sr/Y отношение (табл. 2) роднят их с кайнозойскими адакитами – индикаторами субдукционных обстановок [Defant, Drummond, 1990] (рис. 10). Положение составов метавулканитов

ХБС на дискриминационных диаграммах современных геодинамических обстановок в координатах Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb), Rb-(Yb+Ta) для кислых пород [Pearce et al., 1984] и в координатах Zr/Y-Nb/Y для основных разностей [Condie, 2005] подтверждает их генетическую связь с обстановками зрелых островных дуг (рис. 11).

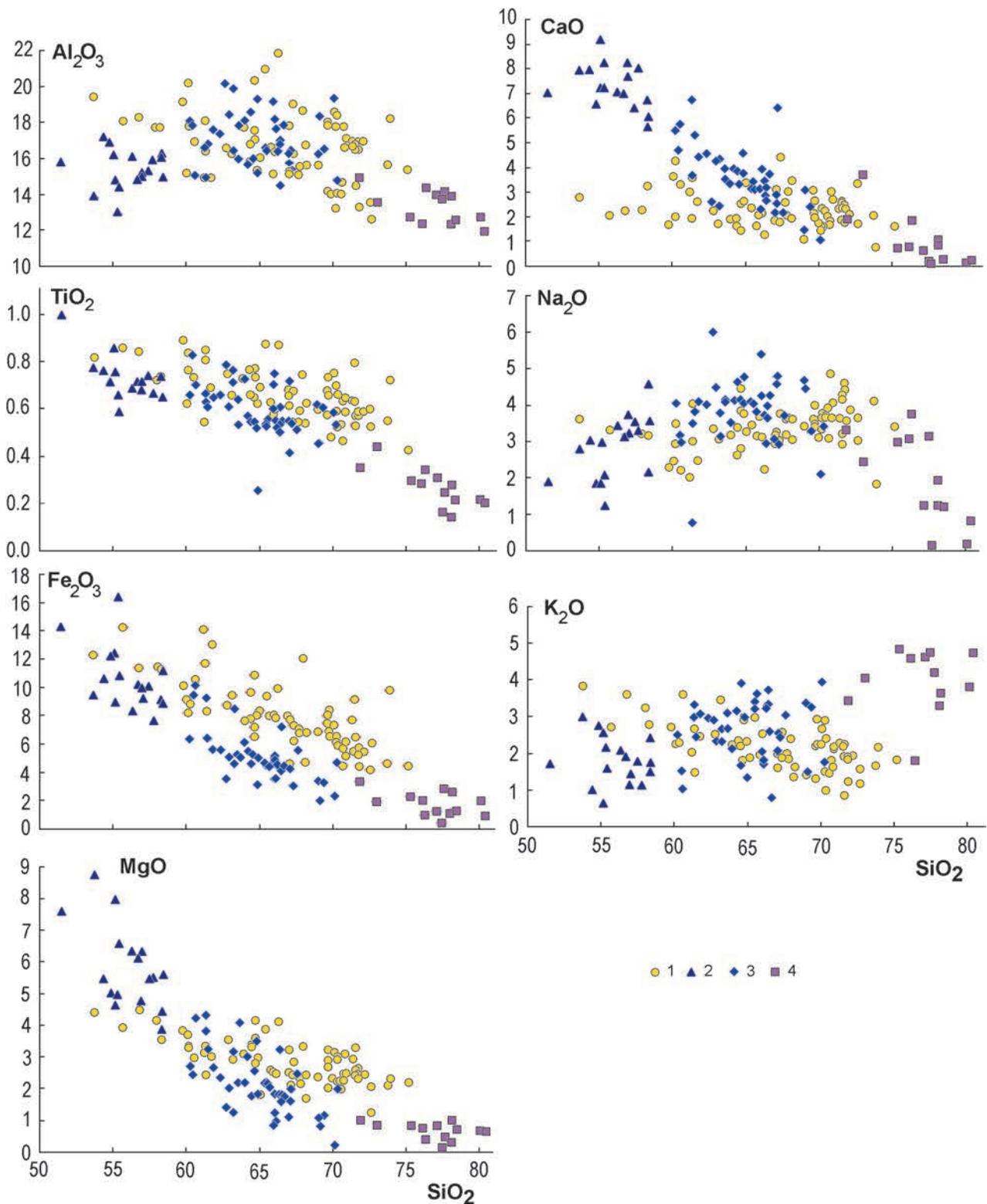


Рис. 4. Диаграммы Харкера (SiO_2 , мас. % – петрогенные оксиды, мас. %) для пород Хедозеро-Большозерской структуры:

1 – метасадки нижней толщи; 2 и 3 – метавулканиды средней толщи (2 – метаандезибазальты, 3 – метадациты и метаандезидацинты); 4 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса

Fig. 4. Harker diagrams (SiO_2 , wt. % – petrogenic oxides, wt. %) for rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure:

1 – metasediments of the lower strata; 2 and 3 – metavolcanic rocks of the middle strata (2 – metabasalts, 3 – metadacites and metaandesidacites); 4 – ultra-acidic rhyolite-porphyry of the dike complex

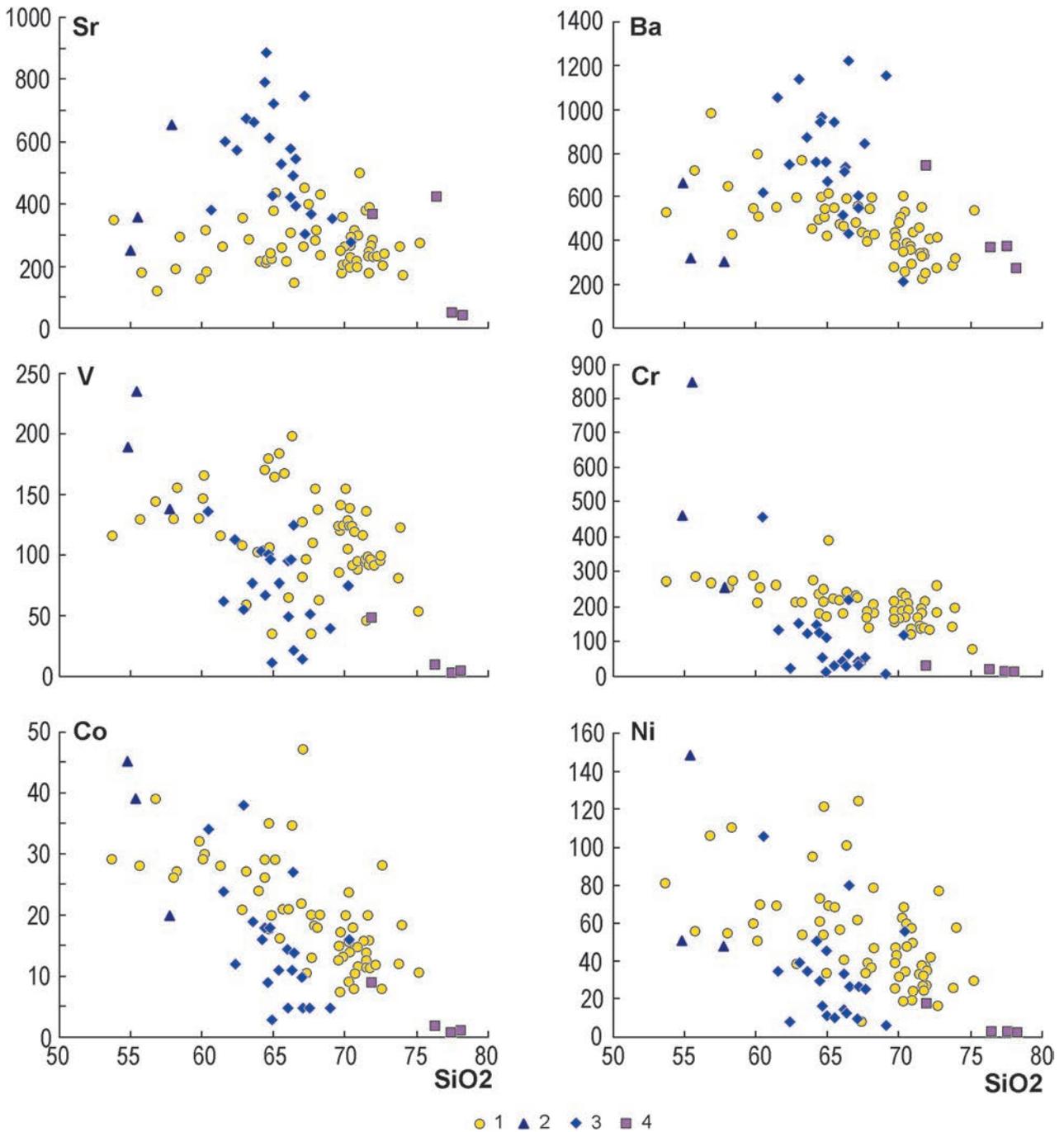


Рис. 5. Диаграммы Харкера (SiO_2 , мас. % – редкие элементы, мкг/г) для пород Хедозеро-Большозерской структуры:

1 – метаосадки нижней толщи; 2 и 3 – метавулканики средней толщи (2 – метаандезибазальты, 3 – метадациты и метаандезидациты); 4 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса

Fig. 5. Harker diagrams (SiO_2 , wt.% – trace elements, ppm) for rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure: 1 – metasediments of the lower strata; 2 and 3 – metavolcanic rocks of the middle strata (2 – metaandesibasalts, 3 – metadacites and metaandesites); 4 – ultra-acidic rhyolite-porphry of the dike complex

Ультракислые вулканики, ранее рассматриваемые в качестве верхней вулканогенной толщи, имеют секущие соотношения с вулканиками средней толщи (рис. 2, а), что дает основание отнести их к дайковому комплексу.

По химическому составу они соответствуют риолитам. На бинарных диаграммах по большинству петрогенных элементов (Al, Fe, Mg, Ca и Na) риолиты образуют самостоятельные тренды, не совпадающие с ориентировкой

Таблица 1. Представительные и средние составы сланцев (метаосадков) нижней толщи Хедозеро-Большозерской структуры и зеленокаменного пояса Хатту (провинция Иломанси, Финляндия)

Table 1. Representative and average compositions of schists (metasediments) of the lower strata of the Khedozero-Bolshozerskaya structure and the Hattu greenstone belt (Ilomantsi province, Finland)

Компоненты Constituents	Биотитовые, гранат-биотитовые, ставролит-гранат-биотитовые сланцы нижней толщи Biotite, garnet-biotite, staurolite-garnet-biotite schists of the lower strata								Сланцы пояса Хатту Schists of the Hattu greenstone belt	
	624	601	2086	2298	2286	2287	2283*	2297*	среднее average	среднее average
SiO ₂	61,35	63,16	66,42	67,95	69,64	70,90	73,75	75,16	66,85	65,55
TiO ₂	0,81	0,66	0,75	0,74	0,68	0,64	0,55	0,42	16,65	16,03
Al ₂ O ₃	18,10	16,24	14,50	18,62	17,98	17,06	15,66	15,35	0,66	0,73
Fe ₂ O ₃	8,34	9,46	7,29	12,08	8,02	6,15	4,76	4,51	7,86	7,45
MnO	0,08	0,09	0,1	0,2	0,08	0,04	0,03	0,02	0,07	0,08
MgO	3,36	2,93	3,21	3,34	2,70	2,48	2,11	2,19	2,86	3,37
CaO	1,95	1,75	2,88	3,09	3,12	2,71	2,11	1,61	2,33	1,97
Na ₂ O	4,03	3,05	2,96	3,65	3,61	4,07	4,13	3,42	3,38	2,62
K ₂ O	2,69	3,45	2,61	2,38	2,19	2,10	1,67	1,83	2,24	2,21
n									69	60
K ₂ O/Na ₂ O	0,67	1,13	0,88	0,65	0,61	0,52	0,41	0,54	0,66	0,84
CIA	58	58	53	57	56	55	56	59	58	61
Ba	553	766	433	546	281	439	290	543	474	563
Rb	95	148	144	85	97	78	62	48	90	97
Sr	259	284	392	312	174	495	258	272	315	274
Zr	132	109	125	83	70	110	91	126	113	117
Y	15	12	14	11,4	11,8	9	9,78	18,9	13	15
Nb	7	9	5						8	15
Cr	260	213	220	140	156	134	141	77	199	260
Ni	69	54	80	37	39	24	27	30	53	100
Co	28	27	27	18	13	12	12	11	20	29
V	116	59	125	155	124	95	81	54	115	168
n									59	60
La	20	9,9	20,2	16,2	13,5	20,1	19,3	34,8	18,48	17,48
Ce	51	23	42,3	34,2	27,4	40,4	38,4	67,9	37,13	33,98
Pr			4,99	4,19	3,42	5,03	4,55	7,99	4,46	
Nd	20	12	19,10	16	13,2	20,4	17,3	29,8	17,41	14,21
Sm	4,0	2,6	3,67	3,12	2,73	3,48	3,24	4,46	3,27	3,09
Eu	1,0	0,88	0,97	1,07	0,97	1,08	1,12	1,05	1,03	0,90
Gd			3,31	2,5	2,36	2,5	2,84	3,69	2,58	
Tb	0,51	0,45	0,49	0,4	0,34	0,35	0,35	0,55	0,37	0,46
Dy			2,76	2,43	2,17	1,9	1,84	3,44	2,18	
Ho			0,53	0,46	0,48	0,37	0,4	0,71	0,44	
Er			1,46	1,19	1,19	0,9	1,04	1,9	1,13	
Tm			0,21	0,17	0,19	0,14	0,15	0,32	0,17	
Yb	1,1	0,77	1,31	1,23	1,33	0,95	1,12	2,11	1,18	1,73
Lu	0,19	0,13	0,19	0,2	0,21	0,13	0,18	0,33	0,18	0,28
n									24	25
ΣРЗЭ	86	50	101	83	69	98	92	159	90	72
Hf	3,2	3,3	3,32	2,13	1,69	2,55	2,38	3,53	2,45	3,25
Ta	0,25	0,24	0,33	0,28	0,29	0,29	0,31	0,82	0,34	0,35
Th	5,5	4,4	5,81	3,66	3,79	3,29	3,88	11	4,4	4,54
U	1,4	0,97	1,7	0,93	0,88	0,85	1,03	2,14	1,15	1,4
La _N /Lu _N	11	8	11	9	7	17	11	11	12	7

Примечание. (*) – геохронологические пробы. Здесь и в табл. 2 главные элементы приведены в мас. %, редкие и редкоземельные элементы – в мкг/г, все железо в виде Fe₂O₃. CIA = 100 × [Al₂O₃ / (Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)] (в мол. %) [Nesbitt, Yong, 1982].

Note. (*) – geochronological samples. Here and in Table 2 the main elements are given in wt. %, rare and rare earth elements – in ppm, all iron – in the form of Fe₂O₃. CIA = 100 × [Al₂O₃ / (Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)] (mol. %) [Nesbitt, Yong, 1982].

Таблица 2. Представительные и средние составы метавулкаников Хедозеро-Большозерской структуры и зеленокаменного пояса Хатту (провинция Иломантси, Финляндия)

Table 2. Representative and average compositions of metavolcanic rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure and the Huttu greenstone belt (Ilomantsi province, Finland)

Компоненты Constituents	Метаандезиты и метаандезиобазальты Metaandesites and metaandesibasalts				Метадациты и метаандезидациты Metadacites and metaandesidacites										Дайки риолит-порфиоров Dikes of rhyolite-porphury			The Hattu greenstone belt	
	2003	2013	среднее average	2024	2023	2029	2074	2077	3026	среднее average	2002/1	2001	среднее average	среднее average	Пояс Хатту				
															Метабаазальты, метаандезиты Metabasalts, metaandesites	Метадациты, метаандезидациты Metadacites, metaandesidacites			
SiO ₂	55,41	57,73	56,03	62,34	64,84	65,41	66,28	67,06	69,01	65,01	76,34	77,46	79,92	52,93	66,47				
TiO ₂	0,59	0,66	0,73	0,66	0,52	0,53	0,53	0,55	0,62	0,59	0,34	0,16	0,27	0,89	0,47				
Al ₂ O ₃	14,38	15,90	15,38	17,39	15,18	16,60	16,42	16,26	16,25	17,03	14,36	13,69	13,32	14,96	16,69				
Fe ₂ O ₃	10,97	7,62	9,66	5,62	5,08	4,73	4,47	4,63	3,43	5,21	1,09	0,45	1,83	10,84	4,25				
MnO	0,18	0,14	0,14	0,09	0,08	0,08	0,07	0,07	0,04	0,09	0,03	0,01	0,07	0,18	0,07				
MgO	6,57	5,49	5,84	2,36	3,49	2,21	1,85	2,01	1,09	2,18	0,40	0,18	0,68	6,85	1,77				
CaO	8,24	8,05	7,31	4,56	3,77	3,18	3,44	2,55	1,50	3,58	1,89	0,20	0,96	9,34	3,44				
Na ₂ O	2,08	3,27	2,84	4,03	4,03	4,03	3,73	4,78	4,68	3,91	3,72	3,12	1,96	3,17	4,86				
K ₂ O	1,58	1,13	1,79	2,96	3,00	3,23	3,21	2,09	3,38	2,63	1,82	4,74	4,07	0,84	1,98				
n			17							40			13	19	14				
K ₂ O/Na ₂ O	0,76	0,34	0,63	0,73	0,74	0,80	0,86	0,44	0,72	0,67	0,49	1,52	2,08	0,26	0,41				
Mg#	0,54	0,59	0,55	0,45	0,58	0,48	0,45	0,46	0,39	0,45	0,42	0,44	0,42	0,56	0,45				
ASI	0,72	0,76	0,78	0,97	0,91	1,05	1,04	1,11	1,16	1,08	1,25	1,29	1,43	0,65	1,02				
Ba	320	306	431	750	762	941	739	552	1160	808	372	377	342	273	916				
Rb	65	42	72	113	101	106	153	82	80	101	105	171	134	42	85				
Sr	354	653	417	572	423	527	488	303	350	552	421	43	167	448	861				
Zr	45	75	67	96	79	153	92	89	125	119	182	99	123	53	101				
Hf	1,53	2,44	2,02	2,95	2,21	4,36	2,77	2,72	3,85	3,12	5,65	3,06	3,99						
Y	10	12	13	10	9	11	10	10	5	12	17	8	12	20	8				
Nb	3	3	4	5	5	6	6	6	5	7	7	9	9	9	13				
Ta	0,17	0,22	0,92	0,33	0,36	0,53	0,52	0,52	0,41	0,45	0,5	0,66	0,92						
Cr	842	254	519	25	112	30	29	29	7	92	8	1	5	329	67				
Ni	148	48	82	9	46	11	13	10	7	30	4	4	4	134	30				
Co	39	20	35	12	18	11	11	10	5	14	2	0	1	38	11				
V	235	138	187	113	96	77	96	83	40	70	10	3	6	241	79				
n			3							19			3	19	14				

Окончание табл. 2
Table 2 (continued)

Компоненты Constituents	Метаандезиты и метаандезибазальты Metaandesites and metaandesibasalts				Метадациты и метаандезидациты Metadacites and metaandesidacites									Дайки риолит-порфиров Dikes of rhyolite-porphuru			Пояс Хатту The Hattu greenstone belt	
	2003	2013	среднее average	2024	2023	2029	2074	2077	3026	среднее average	2002/1	2001	среднее average	среднее average	Метабазаалты, метаандезиты Metabasalts, metaandesites	Метадациты, метаандезидациты Metadacites, metaandesidacites		
																	2003	2013
La	13,50	15,00	14,07	32,80	24,40	32,70	36,50	34,50	27,70	29,79	54,30	21,50	38,23	13,78	19,84			
Ce	31,90	35,70	33,03	78,90	51,30	70,80	77,00	75,20	65,50	65,59	120,00	38,40	76,87	29,02	35,40			
Pr	4,20	4,80	4,19	9,00	5,80	8,40	8,50	8,60	7,00	7,35	11,40	5,30	8,05	5,28	6,10			
Nd	13,00	18,10	15,83	29,5	17,90	27,80	25,90	25,90	25,20	24,40	40,80	14,60	27,07	16,71	18,12			
Sm	3,30	3,00	3,18	5,20	4,00	4,70	4,60	5,00	4,50	4,41	7,60	3,10	5,08	3,68	3,71			
Eu	0,85	1,01	0,92	1,47	1,29	1,13	1,24	1,19	1,21	1,21	0,94	0,49	0,58	1,19	1,01			
Gd	2,20	2,50	2,55	3,20	2,60	3,40	3,10	3,20	3,10	3,00	4,80	1,80	3,42	3,47	2,00			
Tb	0,34	0,32	0,35	0,41	0,36	0,44	0,38	0,39	0,34	0,39	0,67	0,28	0,46	0,53	0,40			
Dy	2,60	2,50	2,40	3,10	2,20	2,40	2,60	2,50	1,30	2,36	3,80	2,00	2,60	3,24	1,15			
Ho	0,48	0,49	0,46	0,46	0,31	0,50	0,40	0,41	0,19	0,40	0,62	0,31	0,44	0,67	0,21			
Er	1,00	1,19	1,10	0,99	0,82	1,05	0,88	0,88	0,34	0,87	1,58	0,84	1,16	1,84	0,55			
Tm	0,16	0,17	0,17	0,13	0,15	0,15	0,14	0,12	0,05	0,14	0,26	0,15	0,20					
Yb	1,60	1,30	1,32	1,50	1,20	1,20	1,30	1,20	0,40	1,19	2,00	1,30	1,46	1,84	0,93			
Lu	0,22	0,21	0,20	0,19	0,14	0,21	0,21	0,22	0,05	0,18	0,31	0,21	0,25	0,29	0,15			
Th	1,90	2,00	1,52	5,70	4,40	7,90	7,50	7,40	9,00	6,27	8,80	10,10	10,20	2,40	6,45			
U	0,67	0,73	0,70	1,63	1,56	2,39	1,52	2,38	2,29	1,87	2,45	2,35	2,39					
n			3							8			3	19	14			
ΣP3Э	75	86	80	167	113	155	163	159	137	141	249	90	166	82	90			
La _N /Lu _N	7	8	8	19	19	17	19	17	59	18	19	11	16	5	14			
Eu/Eu*	0,98	1,14	0,99	1,11	1,21	0,87	1,01	0,91	0,99	1,02	0,48	0,63	0,43	1,02	1,09			
Sr/Y	35	54	33	57	47	48	49	30	70	45	25	5	11	22	108			

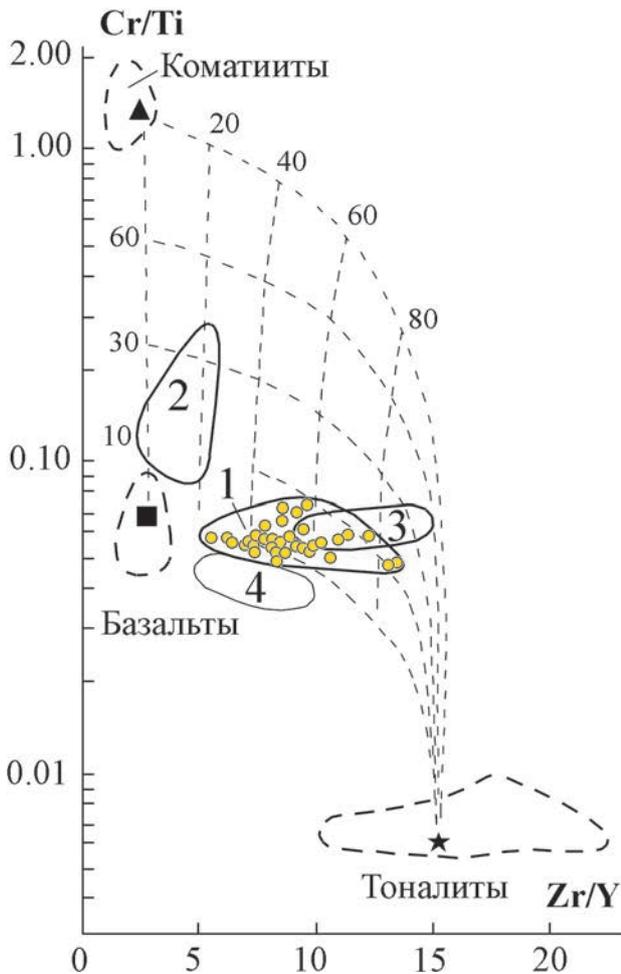


Рис. 6. Диаграмма Cr/Ti-Zr/Y [Camire et al., 1993], моделирующая состав источника сноса для метаосадков нижней толщи:

1 – поле метаосадков нижней толщи ХБС. Для сравнения нанесены: 2 – поле меланократовых метаграувак архейского зеленокаменного пояса Абитиби [Feng, Kerrich, 1990], источник которых моделируется как смесь 90 % мафического и ультрамафического и 10 % фельзического компонентов; 3 – поле понтиакских метаграувак, источником которых были 65 % тоналитов, 30 % базальтов и 5 % коматиитов [Camire et al., 1993], 4 – поле метаграувак Костомукшской структуры [Милькевич, Мыскова, 1998]

Fig. 6. Diagram Cr/Ti-Zr/Y [Camire et al., 1993], which simulates the composition of the source for metasediments of the lower strata:

1 – field of metasediments from lower strata of the Khedozero-Bolshozerskaya structure. For comparison, there are: 2 – the field of melanocratic metagraywackes of the Abitibi Archean greenstone belt [Feng, Kerrich, 1990], the source of which is modeled as a mixture of 90 % of mafic and ultramafic and 10 % of felsic components; 3 – the field of Pontiac metagraywackes, the source of which were 65 % of tonalites, 30 % of basalts, and 5 % of komatiites [Camire et al., 1993], 4 – field of metagraywackes from the Kostomuksha structure [Milkevich, Myskova, 1998]

полей вулканитов разреза (рис. 4 и 5). Горы принадлежат к известково-щелочной серии, представлены высокоглиноземисты-

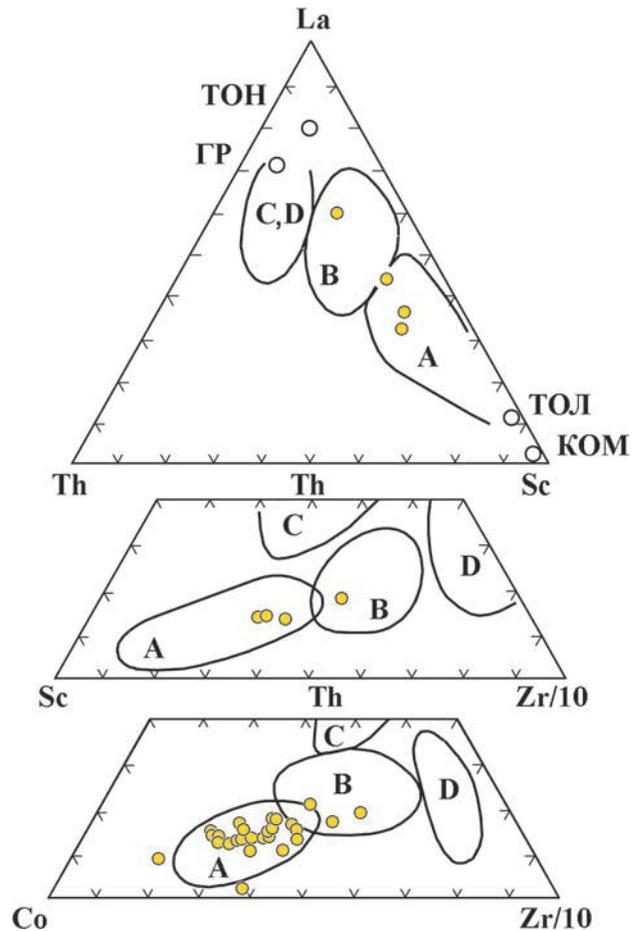


Рис. 7. Положение составов метаосадков Хедозеро-Большозерской структуры на дискриминационных диаграммах [Bhatia, 1983].

Поля на диаграммах: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины. ГР – гранит, ТОН – тоналит, КОМ – коматиит, ТОЛ – толеит

Fig. 7. The composition of metasediments of the Khedozero-Bolshozerskaya structure on discrimination diagrams [Bhatia, 1983].

The fields in the diagrams are: A – oceanic island arcs, B – continental island arcs, C – active continental margins, D – passive continental margins, ГР – granite, ТОН – tonalite, КОМ – komatiite, ТОЛ – tholeiite

ми разностями ($ASI = 1,25-1,61$) и являются магнезиальными ($Mg\# = 0,34-0,44$) [Мыскова и др., 2017] (табл. 2). Они имеют средне дифференцированные спектры распределения редких и редкоземельных элементов с $La_N/Lu_N = 11-19$ и с четкими Eu, Nb, Ti, Ba и Sr минимумами (рис. 9). На дискриминационных диаграммах современных геодинамических обстановок [Pearce et al., 1984] точки их составов попадают в поля зрелых островных дуг (рис. 11).

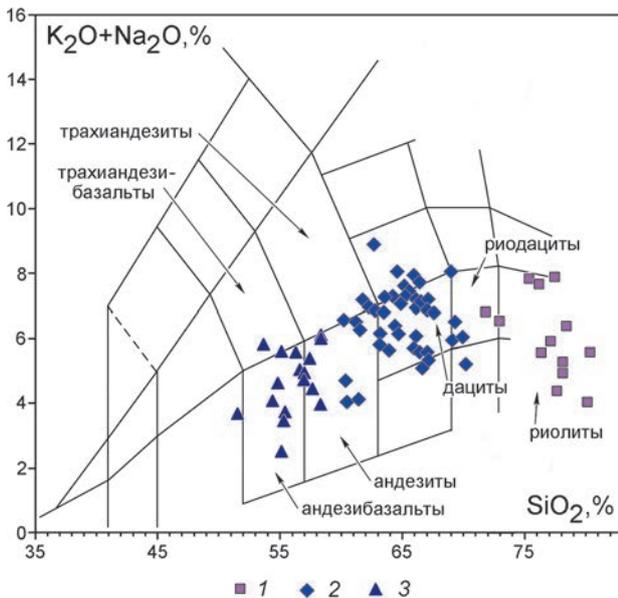


Рис. 8. Положение составов метавулкаников Хедозеро-Большозерской структуры на диаграмме TAS [Le Maitre et al., 1989]:

1 – метаандезибазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты, 3 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса

Fig. 8. The composition of metavolcanic rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure in the TAS diagram [Le Maitre et al., 1989]:

1 – metaandesibasalts, 2 – metadacites and metaandesidacites, 3 – ultra-acid rhyolite porphyry of the dike complex

Таким образом, осадки и вулканы, скорее всего, формировались в геодинамических обстановках, различающихся степенью зрелости, метаграувакки – в условиях примитивной океанической островной дуги, а вулканы – в обстановке зрелой вулканической дуги.

Результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований

Впервые получен возраст детритовых цирконов из двух проб нижней терригенной толщи ХБС (рис. 1).

Биотитовый гнейс с редкими зернами мелкого граната (метаграувакка) (проба 2283). Координаты места отбора пробы: N64°00'55.1", E31°40'07.4".

Циркон представлен коричневыми мутными и полупрозрачными субидiomорфными трещиноватыми призматическими кристаллами и их обломками, а также бесцветными прозрачными округлыми и призматическими зернами. Морфология кристаллов свидетельствует о детритовой природе цирконов: они в разной степени окатаны, многие с ожелезнением. Длина зерен составляет от 200 до 320 мкм. Коэффици-

циент удлинения 1–2, реже до 4. Поверхности кристаллов выглядят как растворенные с небольшими дорастаниями. В режиме катодolumинесценции циркон имеет тонкозональное и грубозональное строение преимущественно со слабым свечением (рис. 12).

По результатам U-Pb датирования получено несколько возрастных групп (рис. 12, табл. 3). Наиболее многочисленный кластер из 11 зерен имеет возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией 2791 ± 7 млн лет (конкордантный возраст по пяти точкам составил 2792 ± 10 млн лет). Конкордантное значение возраста 2855 ± 10 млн лет получено для группы цирконов из 6 зерен. Проанализировано три зерна с возрастом от 2945 ± 10 до 2897 ± 8 млн лет и одно древнее зерно с возрастом 3167 млн лет. Содержание урана и тория значительно варьирует во всех группах и составляет: U 38–560 мкг/г, Th 16–272 мкг/г, Th/U = 0,40–1,64 (табл. 2).

Двуслюдяной гнейс (метаграувакка) (проба 2297). Координаты места отбора пробы: N64°03'44.5", E31°38'02.8".

Монофракция состоит из похожих на предыдущую пробу цирконов и их обломков: светло-желтых и коричневых мутных, полупрозрачных субидiomорфных призматических зерен и бесцветных прозрачных округлых и призматических зерен. Длина кристаллов от 100 до 200 мкм, редко 250 мкм. Коэффициент удлинения 1–2, реже до 2,5. Поверхности зерен также смотрятся как растворенные с небольшими дорастаниями, большинство в разной степени окатаны и трещиноваты, многие ожелезнены. В катодolumинесценции преобладают цирконы со слабым свечением (тонкозональные, незональные и грубозональные), но встречаются и с ярким и умеренным свечением (рис. 13).

В данной пробе сложнее сгруппировать полученные значения возраста в компактные кластеры. С большой натяжкой можно выделить две наиболее молодые группы цирконов со средневзвешенными возрастaми 2753 ± 6 млн лет (7 точек) и 2782 ± 6 млн лет (8 точек) (рис. 13, табл. 3). 12 точек равномерно растянуты по конкордии в интервале от 2810 ± 14 до 2884 ± 8 млн лет. Одно зерно имеет древний возраст 3205 ± 8 млн лет. Содержание урана и тория в цирконах характеризуется большим разбросом значений: U – 48–456 мкг/г, Th – 21–583 мкг/г, Th/U отношения – 0,19–0,96 (табл. 3).

Sm-Nd данные по двум пробам метаграувакк (табл. 4) отражают усредненный модельный возраст пород области сноса (2,9–3,0 млрд лет) и позволяют предположить, что формиро-

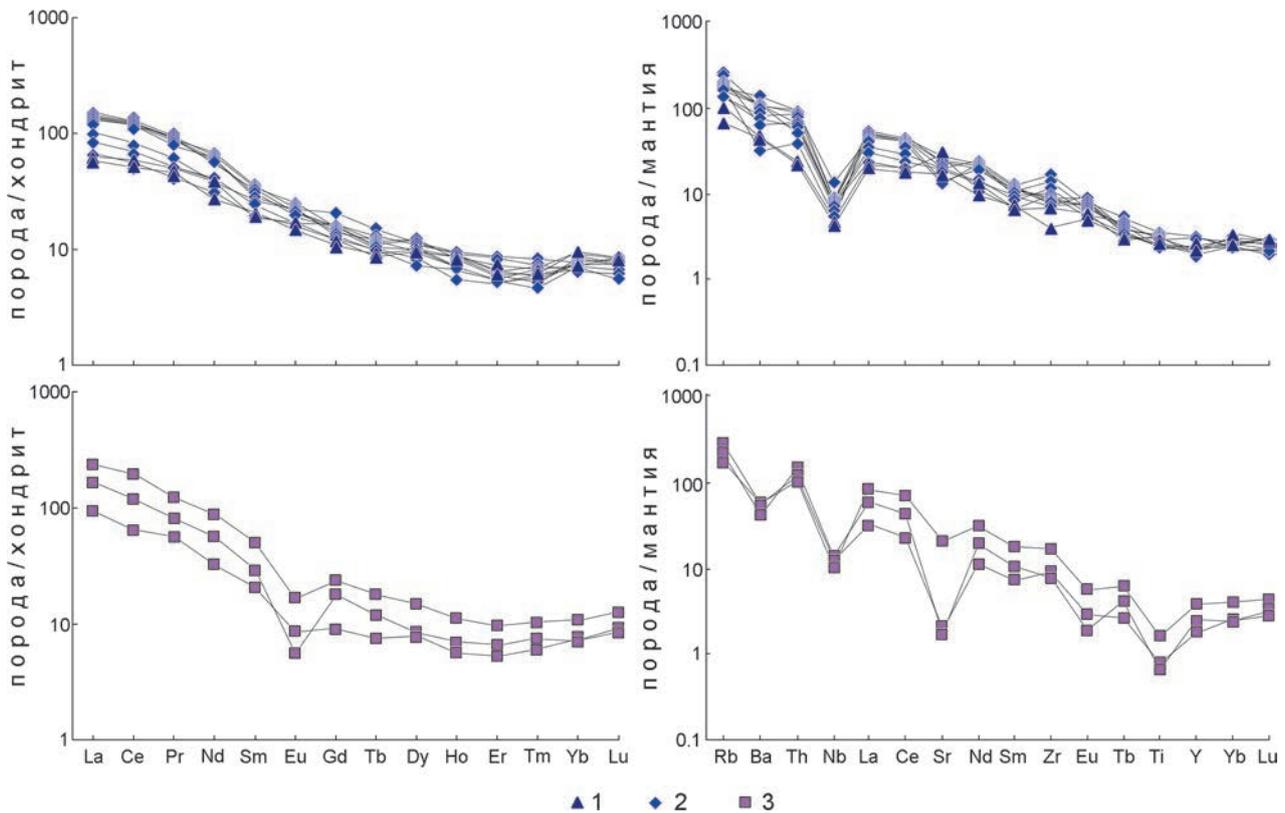


Рис. 9. Распределения редкоземельных и редких элементов в метавулканитах ХБС. Нормировано по хондриту и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]:

1 – метаандезибазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты, 3 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса

Fig. 9. Distributions of rare earth and rare elements in metavolcanic rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure. Normalized by chondrite and primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]:

1 – metaandesibasalts, 2 – metadacites and metaandesidacites, 3 – ultra-acid rhyolite porphyry of the dike complex

вание протолита метаосадков нижней толщи ХБС осуществлялось за счет разрушения пород фундамента преимущественно мезоархейского возраста.

Данные о возрасте вулканитов разреза ХБС были опубликованы ранее [Мыскова и др., 2017]. Он составил 2705 ± 9 млн лет для андезибазальтов и 2712 ± 6 – 2703 ± 7 млн лет для дацитов (табл. 5). Различающиеся Sm-Nd модельные возрасты дацитов (2,96 и 2,97 млрд лет) и андезибазальтов (2,83 млрд лет) свидетельствуют о разной коровой предыстории их протолитов (табл. 4). Низкие положительные значения ϵ_{Nd} (0,4 и 0,3) в метадацитах указывают на смешанный источник магм и мантийно-коровое взаимодействие в процессе образования пород, а их положение вблизи линии хондрита свидетельствует о значительном вкладе корового материала. Андезибазальты, имеющие более молодой модельный возраст (2,83 млрд лет) и высокий положительный ϵ_{Nd} (2,6), напротив, выплавлены преимущественно из мантийного источника, контаминированного небольшим количеством корового материала.

Наиболее молодые вулканиты ХБС представлены комплексом даек риолит-порфиров с возрастом 2704 ± 12 млн лет [Мыскова и др., 2017] (табл. 5). Дайки риолит-порфиров имеют более древний по сравнению с вулканитами разреза Sm-Nd модельный возраст (3,17 млрд лет) и отрицательный ϵ_{Nd} (–2,8), свидетельствующие об иной природе магм (в сравнении с вулканитами разреза) и длительной коровой предыстории протолита приблизительно в 470 млн лет (табл. 4).

Обсуждение результатов и выводы

Полученные геохронологические и геохимические данные в совокупности с ранее опубликованными материалами позволили внести коррективы в представления об истории геологического развития Хедозеро-Большозерской структуры (табл. 5).

Первыми формировались осадки нижней толщи. Источниками терригенного материала для них служили породы разного состава и возраста. В области питания преобладали породы

Таблица 3. U-Pb изотопные данные для цирконов из сланцев (метаосадков) нижней толщи Хедозеро-Большозерской структуры
 Table 3. U-Pb isotopic data for zircons from schists (metasediments) of the lower strata of the Khedozero-Bolshozerskaya structure

Зерно Точка Point	$^{206}\text{Pb}_0$, %	U, мкг/г U, μg/g	Th, мкг/г Th, μg/g	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г $^{206}\text{Pb}^*$, μg/g	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -age, mln years	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст, млн лет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age, mln years	Disc, %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - погрешность, % $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -error, %	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - погрешность, % $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -error, %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - погрешность, % $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -error, %	Rho
Gr-Bt сланец (метаграувакка) (проба 2283) Gr-Bt schist (metagrauwacke) (sample 2283)												
2283-4.1	0,00	560	272	0,50	225	2474 ± 38	2775 ± 4	12	12,5 ± 1,8	0,4677 ± 1,8	0,19384 ± 0,3	0,989
2283-8.1	0,00	287	170	0,61	128	2689 ± 20	2780 ± 6	3	13,87 ± 1	0,5176 ± 1	0,19438 ± 0,4	0,933
2283-6.1	0,00	164	100	0,63	68,1	2544 ± 21	2784 ± 8	9	13 ± 1,1	0,4838 ± 1	0,1949 ± 0,5	0,898
2283-17.1	0,09	43	16	0,39	20,2	2782 ± 30	2785 ± 19	0	14,51 ± 1,8	0,5397 ± 1,3	0,195 ± 1,1	0,764
2283-13.1	0,00	134	96	0,74	61,9	2771 ± 23	2785 ± 9	1	14,44 ± 1,2	0,537 ± 1	0,195 ± 0,5	0,892
2283-3.1	0,13	47	28	0,62	21,2	2723 ± 29	2787 ± 15	2	14,15 ± 1,6	0,5255 ± 1,3	0,1953 ± 0,9	0,819
2283-14.1	0,02	120	190	1,64	52,6	2650 ± 23	2790 ± 9	5	13,71 ± 1,2	0,5085 ± 1	0,1956 ± 0,6	0,880
2283-18.1	0,02	330	246	0,77	149	2721 ± 20	2790 ± 5	3	14,16 ± 1	0,5251 ± 1	0,19563 ± 0,3	0,941
2283-10.1	0,03	115	54	0,49	54,3	2827 ± 24	2792 ± 9	-1	14,87 ± 1,2	0,5505 ± 1,1	0,1959 ± 0,6	0,884
2283-5.1	0,05	181	188	1,07	86,1	2841 ± 23	2796 ± 8	-2	14,99 ± 1,1	0,5539 ± 1	0,19629 ± 0,5	0,908
2283-20.1	0,01	38	26	0,70	16,9	2710 ± 31	2807 ± 16	4	14,24 ± 1,7	0,5226 ± 1,4	0,1976 ± 1	0,819
2283-16.1	0,01	256	98	0,40	118	2767 ± 21	2842 ± 6	3	14,93 ± 1	0,5361 ± 1	0,20199 ± 0,4	0,932
2283-19.1	0,02	149	94	0,65	69,4	2786 ± 23	2847 ± 8	2	15,09 ± 1,1	0,5405 ± 1	0,20254 ± 0,5	0,903
2283-11.1	0,06	104	44	0,44	50,9	2911 ± 25	2854 ± 10	-2	16,01 ± 1,2	0,5707 ± 1,1	0,2034 ± 0,6	0,876
2283-15.1	0,02	257	102	0,41	121	2823 ± 22	2856 ± 7	1	15,43 ± 1	0,5494 ± 1	0,20372 ± 0,5	0,902
2283-7.1	0,06	68	42	0,64	32,2	2840 ± 27	2858 ± 12	1	15,57 ± 1,4	0,5535 ± 1,2	0,204 ± 0,7	0,856
2283-2.1	0,03	187	77	0,43	86,1	2761 ± 22	2865 ± 7	4	15,1 ± 1,1	0,5347 ± 1	0,20476 ± 0,4	0,913
2283-21.1	0,00	135	107	0,82	64,5	2848 ± 25	2898 ± 8	2	16,01 ± 1,2	0,5555 ± 1,1	0,209 ± 0,5	0,912
2283-1.1	0,04	229	91	0,41	110	2873 ± 22	2923 ± 6	2	16,44 ± 1	0,5616 ± 1	0,21229 ± 0,4	0,928
2283-12.1	0,05	95	38	0,41	45,9	2874 ± 25	2945 ± 10	2	16,67 ± 1,3	0,5618 ± 1,1	0,2152 ± 0,6	0,879
2283-9.1	0,01	115	46	0,41	59,1	3020 ± 27	3167 ± 15	5	20,36 ± 1,5	0,5975 ± 1,1	0,2472 ± 0,1	0,753
Двусланцевой сланец (метаграувакка) (проба 2297) Two-mica schist (metagrauwacke) (sample 2297)												
2297-23.1	0,02	207	49	0,24	95,5	2773 ± 33	2745 ± 9	-1	14,11 ± 1,6	0,5376 ± 1,5	14,11 ± 1,6	0,944
2297-1.1	0,01	175	67	0,39	78,7	2712 ± 33	2750 ± 9	1	13,77 ± 1,6	0,523 ± 1,5	13,77 ± 1,6	0,937
2297-13.1	0,01	156	71	0,47	71,3	2748 ± 34	2754 ± 9	0	14,02 ± 1,6	0,5315 ± 1,5	14,02 ± 1,6	0,933
2297-14.1	0,16	317	152	0,50	142	2706 ± 32	2754 ± 7	2	13,76 ± 1,5	0,5215 ± 1,5	13,76 ± 1,5	0,958
2297-12.1	0,02	177	33	0,19	80,8	2742 ± 33	2760 ± 9	1	14,04 ± 1,6	0,5302 ± 1,5	14,04 ± 1,6	0,939
2297-17.1	-	210	74	0,37	94,7	2721 ± 33	2763 ± 8	2	13,94 ± 1,6	0,5253 ± 1,5	13,94 ± 1,6	0,946

Окончание табл. 3

Table 3 (continued)

Зерно Точка Point	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, мкг/г U, μg/g	Th, мкг/г Th, μg/g	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г $^{206}\text{Pb}^*$, μg/g	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -age, mln years	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст, млн лет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age, mln years	Disc, %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - погрешность, % $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -error, %	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - погрешность, % $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -error, %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - погрешность, % $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -error, %	Rho
Двуслюдяной сланец (метаграувакка) (проба 2297)												
Two-mica schist (metaquartzite) (sample 2297)												
2297-18.1	0,04	48	35	0,75	21,8	2734 ± 40	2772 ± 17	1	14,09 ± 2,1	0,5281 ± 1,8	14,09 ± 2,1	0,863
2297-5.1	0,01	456	583	1,32	206	2727 ± 31	2776 ± 9	2	14,08 ± 1,5	0,5266 ± 1,4	14,08 ± 1,5	0,970
2297-19.1	0,15	72	62	0,89	33,6	2784 ± 38	2780 ± 6	0	14,48 ± 1,9	0,5402 ± 1,7	14,48 ± 1,9	0,868
2297-7.1	0,03	200	160	0,82	94,7	2826 ± 35	2782 ± 8	-2	14,76 ± 1,6	0,5501 ± 1,5	14,76 ± 1,6	0,948
2297-6.1	0,01	94	67	0,74	42,5	2740 ± 37	2784 ± 12	2	14,23 ± 1,8	0,5296 ± 1,7	14,23 ± 1,8	0,914
2297-8.1	0,03	228	187	0,85	107	2818 ± 34	2788 ± 8	-1	14,77 ± 1,5	0,5483 ± 1,5	14,77 ± 1,5	0,952
2297-20.1	0,01	171	82	0,50	80,4	2817 ± 35	2788 ± 9	-1	14,76 ± 1,6	0,548 ± 1,5	14,76 ± 1,6	0,943
2297-24.1	0,01	68	21	0,31	31,6	2788 ± 38	2810 ± 14	1	14,77 ± 1,9	0,5411 ± 1,7	14,77 ± 1,9	0,888
2297-10.1	0,04	140	81	0,60	62,7	2713 ± 35	2810 ± 10	4	14,29 ± 1,7	0,5232 ± 1,6	14,29 ± 1,7	0,934
2297-11.1	0,00	239	163	0,70	111	2789 ± 33	2818 ± 8	1	14,86 ± 1,5	0,5414 ± 1,5	14,86 ± 1,5	0,954
2297-16.1	0,02	155	144	0,96	75,1	2879 ± 35	2824 ± 9	-2	15,5 ± 1,6	0,5629 ± 1,5	15,5 ± 1,6	0,936
2297-2.1	0,08	102	67	0,67	50,2	2912 ± 39	2830 ± 11	-3	15,78 ± 1,8	0,5709 ± 1,6	15,78 ± 1,8	0,919
2297-4.1	0,04	151	119	0,82	70,3	2791 ± 34	2838 ± 9	2	15,05 ± 1,6	0,5418 ± 1,5	15,05 ± 1,6	0,935
2297-3.1	0,00	113	73	0,66	51	2728 ± 35	2839 ± 11	4	14,64 ± 1,7	0,5268 ± 1,6	14,64 ± 1,7	0,920
2297-15.1	0,09	146	115	0,81	69,1	2833 ± 36	2840 ± 10	0	15,34 ± 1,7	0,5519 ± 1,6	15,34 ± 1,7	0,935
2297-21.1	0,11	72	23	0,33	35,6	2917 ± 39	2851 ± 14	-2	16,02 ± 1,9	0,5723 ± 1,7	16,02 ± 1,9	0,893
2297-22.1	0,01	201	90	0,46	99,2	2924 ± 36	2884 ± 8	-1	16,39 ± 1,6	0,5739 ± 1,5	16,39 ± 1,6	0,948
2297-9.1	0,05	111	89	0,84	60	3156 ± 39	3206 ± 9	2	22,06 ± 1,7	0,6315 ± 1,6	22,06 ± 1,7	0,939

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb^* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандарта составляет 0,69 %.
 (1) – поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . Rho – коэффициент корреляции между погрешностями отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.
 Note. Errors are given for the 1σ interval. Pb_c and Pb^* – common and radiogenic lead, respectively. The standard calibration error is 0.69 %. (1) – the correction for common lead was made according to measured ^{204}Pb . Rho – correlation coefficient between the margins of the relations $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

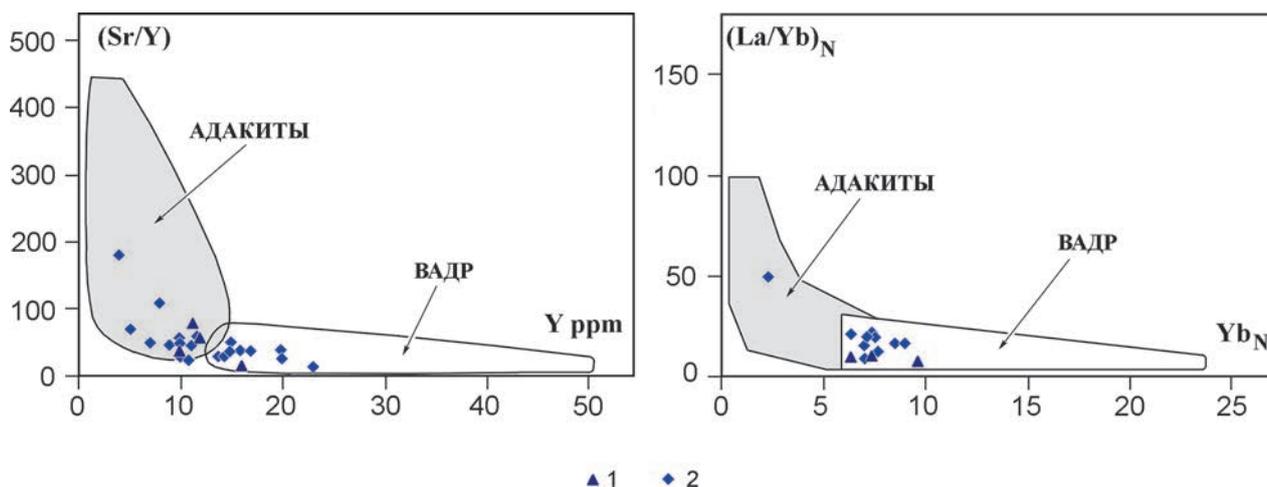


Рис. 10. Диаграммы Sr/Y – Y и La/Yb – Yb [Martin, 1999] для метавулкаников ХБС:

1 – метаандезибазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты

Fig. 10. Sr/Y – Y and La/Yb – Yb diagrams [Martin, 1999] for metavolcanic rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure:

1 – metaandesibasalts, 2 – metadacites and metaandesidacites

Таблица 4. Sm-Nd данные для метавулкаников и метаосадков Хедозеро-Большозерской структуры

Table 4. Sm-Nd data for metavolcanic and metasediment rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure

Название породы № пробы Rock Sample No.	U-Pb возраст, млн лет U-Pb age, mln years	Sm, мкг/г Sm, µg/g	Nd, мкг/г Nd, µg/g	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, mln years
Метадацит Metadacite (проба/sample 2074)	2703	4,697	28,57	0,0994	$0,510921 \pm 3$	-33,49	0,4	2957
Метадацит Metadacite (проба/sample 2029)	2705	4,681	28,10	0,1007	$0,510939 \pm 3$	-33,14	0,3	2967
Метаандезибазальт Metaandesibasalt (проба/sample 2013)	2705	3,428	17,3	0,1197	$0,511397 \pm 5$	-24,21	2,6	2830
Риолит-порфир Rhyolite-porphyr (проба/sample 2001)	2696	2,576	15,55	0,1001	$0,510775 \pm 5$	-36,34	-2,8	3168
Метаграувакка Metagraywacke (проба/sample 2283)		3,416	18,62	0,1109	$0,511137 \pm 3$	-29,28		2970
Метаграувакка Metagraywacke (проба/sample 2297)		5,021	29,73	0,1021	$0,511028 \pm 2$	-31,41		2884

Примечание. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$ – величины погрешностей соответствуют последней значащей цифре после точки.

Note. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$ – values of errors correspond to the last significant number after the point.

кислого (55 %) и основного (40 %) состава с небольшой примесью ультраосновного компонента (5 %). Полученные по детритовым цирконам данные в первом приближении позволяют говорить о времени накопления осадков и возрасте пород в области сноса. Разрушались преимущественно породы мезоархейского, в меньшей степени неорхейского возраста. В источнике

преобладали породы с возрастом от 2782 ± 6 до 2945 ± 10 млн лет, менее характерны более древние (3205 ± 8 и 3167 ± 15 млн лет) и более молодые (2753 ± 6 млн лет). Учитывая незрелость осадков, область питания и бассейн, где происходила разгрузка терригенного материала, должны были находиться в непосредственной близости. Можно предположить, что древ-

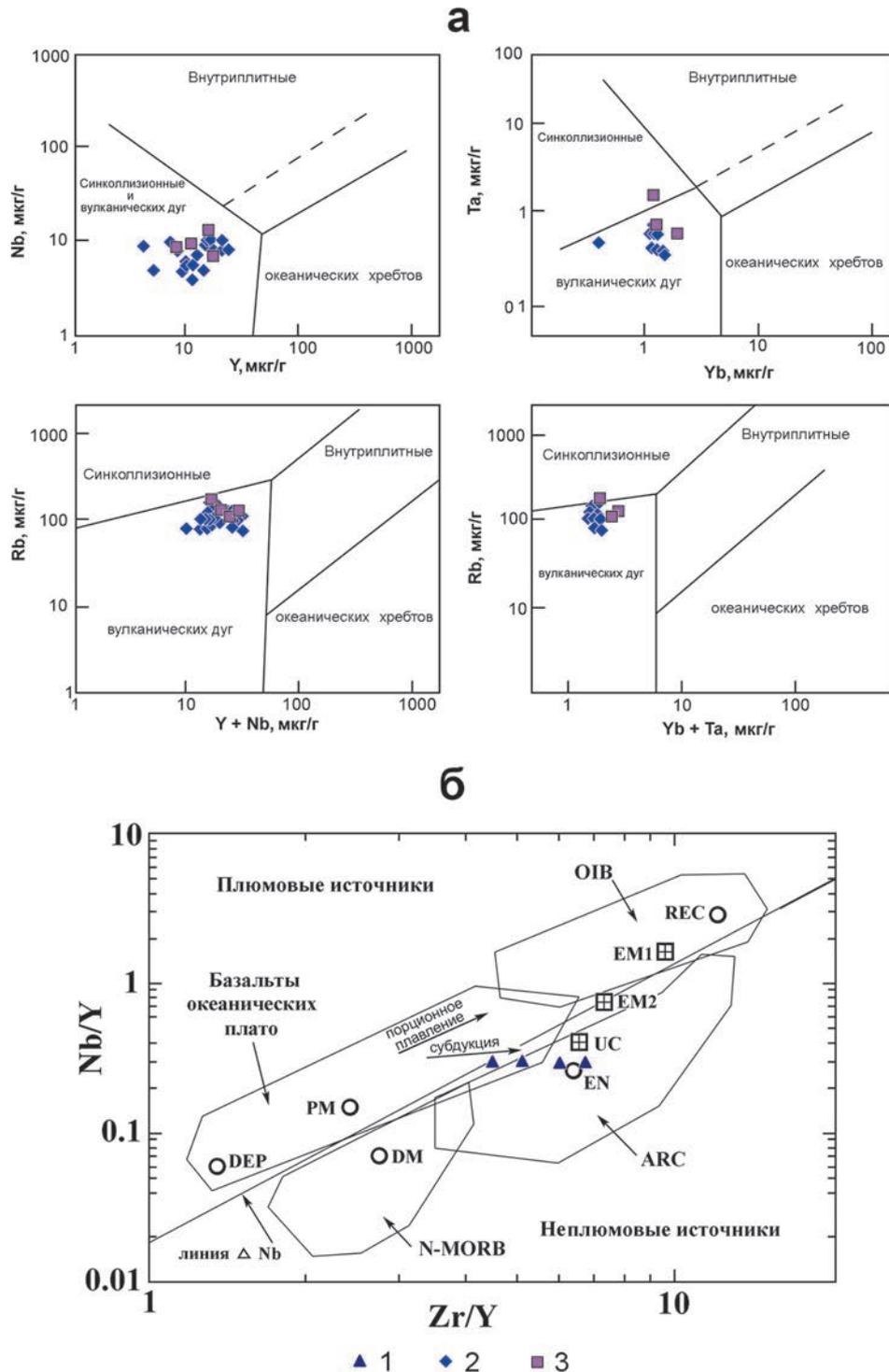


Рис. 11. Дискриминационные диаграммы по: [Pearce et al., 1984] (а) и $Nb/Y - Zr/Y$ и $Zr/Nb - Nb/Th$ по: [Condie, 2005] (б) для метавулканитов ХБС:

OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, ARC – базальты островных дуг, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, EM1 и EM2 – обогащенная мантия, REC – рециклированный компонент.

1 – метаандезибазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты, 3 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса

Fig. 11. Discrimination diagrams after [Pearce et al., 1984] (a) and $Nb/Y - Zr/Y$ and $Zr/Nb - Nb/Th$ after [Condie, 2005] (b) for metavolcanic rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure:

OIB – ocean island basalts, N-MORB – mid-ocean ridge basalts, ARC – island arc basalts, UC – upper crust, EN – lithospheric mantle, PM – primitive mantle, DM – depleted mantle, DEP – deep depleted mantle, EM1 and EM2 – enriched mantle, REC – recycled component.

1 – metaandesibasalts, 2 – metadacites and metaandesidacites, 3 – ultra-acid rhyolite porphyry of the dike complex

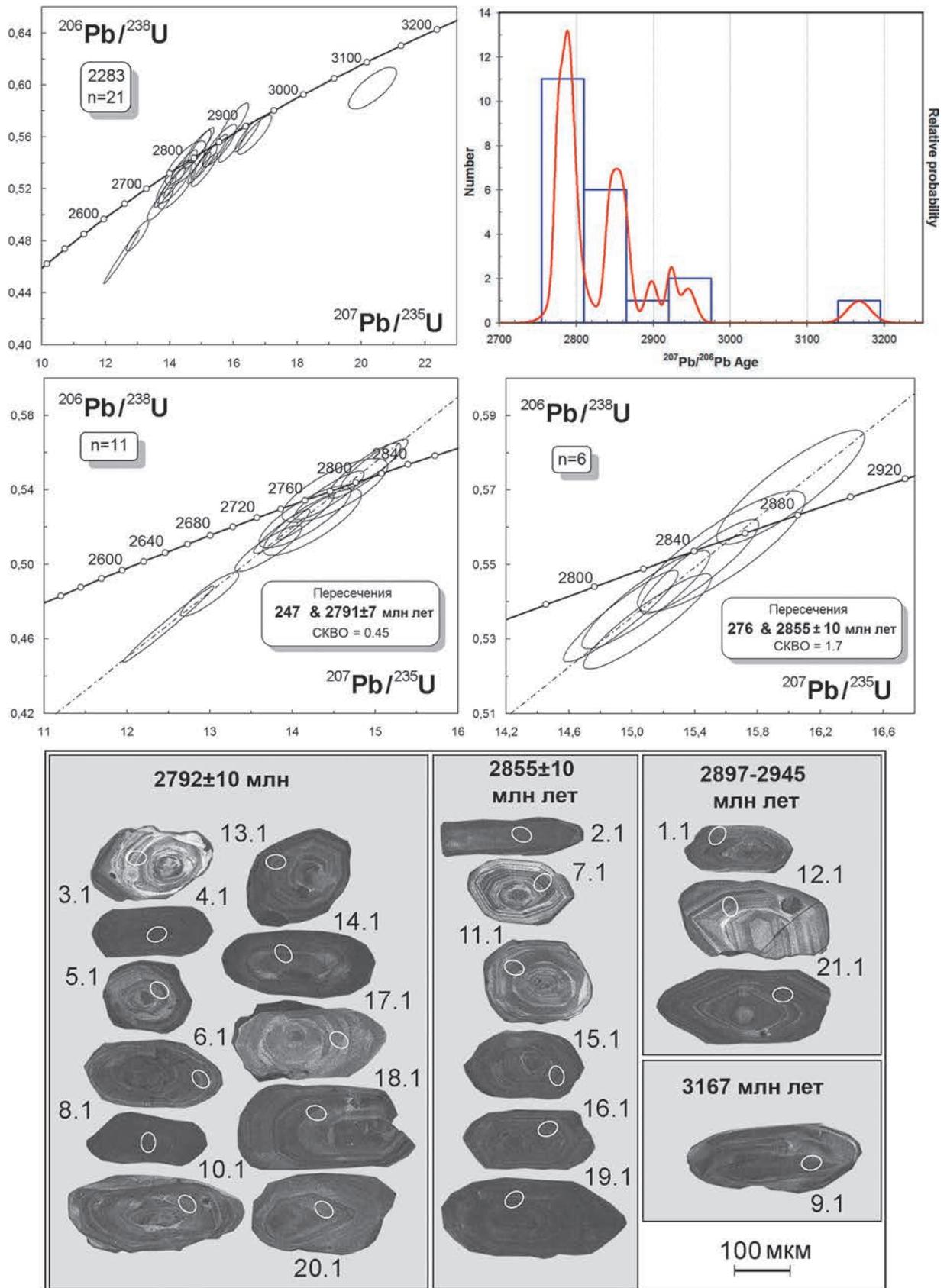


Рис. 12. Диаграмма с конкордией для цирконов из метаграввакк ХБС (проба 2283) и изображение цирконов в катодолуминесценции

Fig. 12. The diagram with concordia for zircons from metagraywackes of Khedzero-Bolshozerskaya structure (sample 2283) and the image of zircons in cathodoluminescence

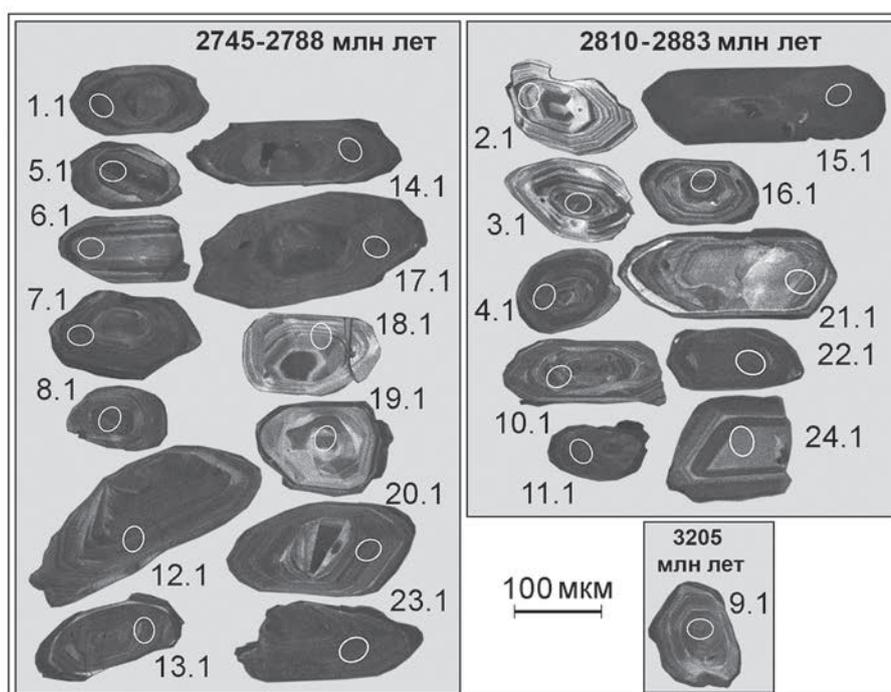
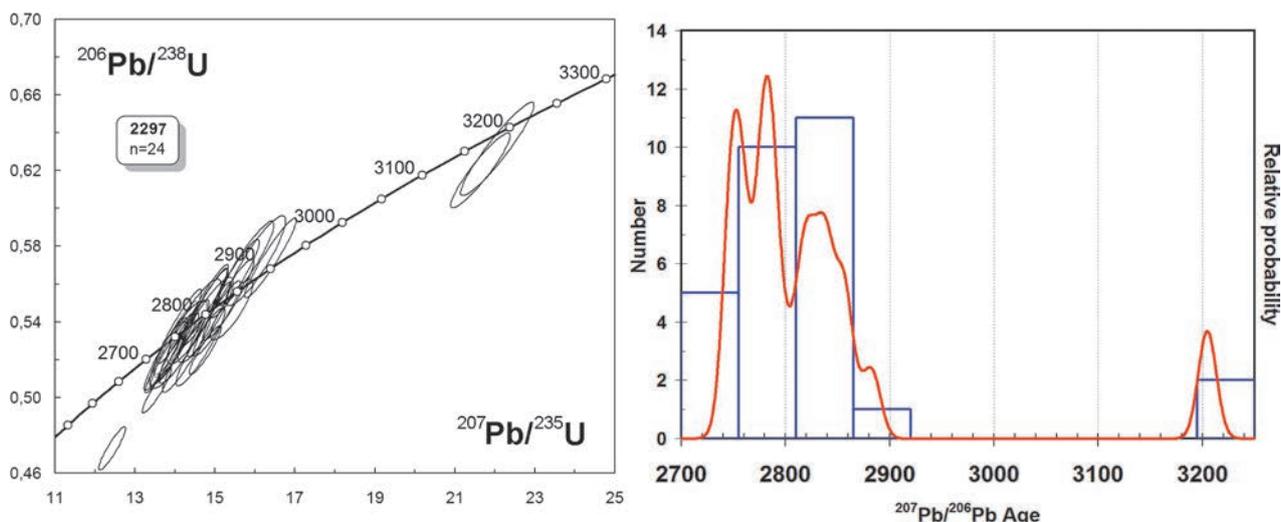


Рис. 13. График с конкордией для цирконов из метаграувакк ХБС (проба 2297) и изображение цирконов в катодолуминесценции

Fig. 13. The diagram with concordia for zircons from metagraywackes of the Khedozero-Bolshozerskaya structure (sample 2297) and the image of zircons in cathodoluminescence

ние значения возраста соответствуют породам фундамента. Минимальный возраст (2753 млн лет) является нижним ограничителем времени формирования толщи, то есть осадконакопление началось позднее рубежа 2753 млн лет. Отсутствие в граувакках зерен циркона из вулканитов средней толщи (2704–2712 млн лет) может свидетельствовать в пользу завершения процесса осадконакопления к началу активизации вулканической деятельности. По природе и возрасту формирования осадки ХБС коррелируются с терригенными породами гимольской серии Костомукшской структуры,

а не с более древней нюкозерской гнейсовой толщей, которую отдельные исследователи выделяют в основании лопия [Горьковец и др., 1981]. Тектонический режим, в котором происходило накопление осадков, ближе всего к современным обстановкам примитивных океанических островных дуг.

В 2712 ± 6 млн лет этап осадконакопления на территории Хедозеро-Большозерской структуры сменился периодом вулканической деятельности. Начальная стадия вулканизма характеризуется поверхностными излияниями лав андезибазальтов, андезитов и дацитов,

Таблица 5. Сводная таблица возрастов (U-Pb по циркону) для пород Хедозеро-Большозерской структуры
 Table 5. Summary table of the ages (U-Pb in zircon) for rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure

Название породы (в скобках номер пробы) Rock (Sample No.)	Возраст U-Pb по циркону (SHRIMP-II) (млн лет) U-Pb age in zircon (SHRIMP-II) (mln years)
Дайковый комплекс Dike complex	
<i>Риолит-порфир</i> <i>Rhyolite-porphyr</i> (2001)	2696 ± 22
Вулканиты Volcanic rocks	
<i>Метадацит</i> <i>Metadacite</i> (2074)	2703 ± 5
<i>Метадацит</i> <i>Metadacite</i> (2029)	2706 ± 5
<i>Метаандезит-базальт</i> <i>Metaandesibasalt</i> (2013)	2705 ± 9
<i>Метадацит</i> <i>Metadacite</i> (5074)	2712 ± 6
Метаосадки Metasediment rocks	
<i>Метаграувакка</i> <i>Metagrauwacke</i> (2283)	2792 ± 10
	2855 ± 10;
	2945 ± 10 – 2897 ± 8 3167 ± 15;
<i>Метаграувакка</i> <i>Metagrauwacke</i> (2283)	2753 ± 6
	2782 ± 6
	2884 ± 8 – 2810 ± 14 3205 ± 8

заключительная – становлением дайкового комплекса риолит-порфиров. По своим петрогеохимическим особенностям вулканиты ХБС близки к породам базальт-андезит-дацит-риолитовых (БАДР) серий современных островных дуг, а повышенные содержания крупноионных литофильных элементов Sr, Ba, Th, U и высокие Sr/Y отношения (табл. 2) позволяют сопоставлять их с высококремниевыми и низкокремниевыми разностями адакитов, описанными Х. Мартином [Martin et al., 2005] (рис. 10). Низкокремниевые разности могли образоваться путем плавления метасоматизированного мантийного клина, а высококремниевые – в результате взаимодействия базальтового слэба с мантийным перидотитом. Такой вулканизм характерен для обстановок зрелых островных дуг и активных континентальных окраин.

Таким образом, осадочная и вулканогенная толщи ХБС формировались в разное время и в различных островодужных палеосистемах.

Если сравнивать с современными обстановками, то терригенные породы могли формироваться в условиях, близких к энсиматическим островным дугам на океанической коре, вулканисты и дайки – в зрелых островодужных режимах (в условиях континентальных островных дуг или активных континентальных окраин).

Нельзя исключить возможность эволюции во времени геодинамической обстановки от условий примитивной дуги (в которой происходило накопление осадочной толщи) до условий зрелой вулканической дуги (когда проявилась вулканическая деятельность). Но в этом случае нужно будет как-то учитывать разобщенность в пространстве осадочного и вулканогенного разрезов.

С окружающими гранитоидами супракрустальные породы ХБС имеют тектонические границы. Близок (с учетом погрешностей) и возраст становления гранитоидов. В западном обрамлении ХБС был определен их возраст, составивший 2700 ± 10 млн лет [Мысцова и др., 2017]. Более древних пород основания в окружении Хедозеро-Большозерской структуры пока не выявлено. Можно предположить, что древний кристаллический фундамент Хедозеро-Большозерской структуры, скорее всего, был переработан более поздними процессами региональной гранитизации. Таким образом, супракрустальные толщи ХБС слагают не единую узкую троговую структуру, а представлены разрозненными тектонизированными линзовидными телами, заключенными в поле разновозрастных с ними мигматит-гранитов (рис. 1, б). Такая форма тел может свидетельствовать о преобладании на поствулканическом этапе развития структуры деформаций сжатия и о вероятном сдвиговом характере тектонических деформаций. Сдвиговая тектоника описана и в южном продолжении ХБС на территории Финляндии в поясе Хатту, провинции Иломантси [Sorjonen-Ward, 1993].

Для сравнения интересны данные по геохимии метаосадков и вулканистов позднеархейского зеленокаменного пояса Хатту.

Бликие по возрасту вулканисты зеленокаменного пояса Хатту [Vaasjoki et al., 1993] по сравнению с вулканистами ХБС имеют более широкий непрерывный спектр составов: от коматиитов до дацитов, причем базальты относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям, а андезиты и дациты – к известково-щелочной серии [O'Brien et al., 1993]. На диаграммах Харкера вулканисты сравниваемых структур попадают в одни и те же поля (рисунок в настоящей статье не приводится). Общими геохимическими чертами сравниваемых пород выступают высокие

содержание Sr, Ba и Sr/Y отношения, а также однотипные спектры распределения элементов-примесей с отчетливыми ниобиевыми минимумами (рисунок не приводится) (табл. 2). Для вулканитов зеленокаменного пояса Хатту в качестве возможных обстановок формирования предложены условия активной континентальной окраины или ее коллизия с островной дугой [Vaasjoki et al., 1993].

Терригенные породы ХБС в целом обнаруживают сходство с метаосадками зеленокаменного пояса Хатту [O'Brien et al., 1993], отличаясь от них чуть более низкими концентрациями TiO₂, MgO, Cr, Ni, V и более высоким содержанием CaO и Na₂O (табл. 1). Эти отличия, скорее всего, связаны с разным составом источника сноса. Как известно [O'Brien et al., 1993] метатерригенные породы пояса Хатту в разрезе чередуются с вулканитами. Преобладающими в разрезе являются кислые вулканиты, вулканогенно-осадочные и граувакковые толщи. Толеитовые и коматиитовые потоки присутствуют в подчиненном количестве среди осадков и вулканитов среднего состава и небольшого количества вулканокластического материала. Осадконакопление и вулканическая деятельность сближены во времени [O'Brien et al., 1993; Nuhma et al., 2012], и считается, что источником терригенного материала для осадков служили разновозрастные с ними вулканиты зеленокаменного пояса.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0153-2019-001.

Литература

- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.
- Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
- Матреничев А. В., Матреничев В. А., Каулина Т. В. Геология и изотопный возраст вулканитов Хедозерской структуры // Материалы XIX конф. молодых ученых, посвящ. памяти чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца. Апатиты, 2008. С. 40–42.
- Миллер Ю. В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.
- Милькевич Р. И., Мыскова Т. А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
- Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Житникова И. А., Львов П. А. Неоархейские вулканиты Хедозеро-Большозерской структуры Западной Карелии (геохимия, возраст и геодинамические условия формирования) // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем: Материалы науч. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 185–188.
- Раевская М. Б., Горьковец В. Я., Светова А. И., Володичев О. И. Стратиграфия докембрия. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.
- Самсонов А. В., Берзин Р. Г., Заможная Н. Г., Щипанский А. А., Бибикина Е. В., Кирилова Т. И., Конников А. Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.
- Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большезера (Западная Карелия) // Тр. Карельск. фил. АН СССР. 1960. Вып. 26. С. 65–75.
- Стенарь М. М. Гранитоиды района Хедозеро-Кимасозеро-Большезеро // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск: Карельск. кн. изд-во, 1966. С. 253–266.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.-Л.: Наука, 1964. 187 с.
- Чернов В. М., Стенарь М. М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии // Тр. Карельск. фил. АН СССР. 1960. Вып. 26. Материалы по геологии Карелии. С. 29–45.
- Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91. P. 611–627. doi: 10.1086/628815
- Black L. P., Kamo S. L., Alen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7
- Camire G. E., Lafleche M. R., Ludden J. N. Archean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Shield: chemical characterization, weathering and modeling of the source areas // Precamb. Res. 1993. Vol. 62, no. 3. P. 285–305. doi: 10.1016/0301-9268(93)90026-X
- Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 491–504. doi: 10.1016/j.lithos.2004.09.014
- Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. Vol. 347. P. 662–665. doi: 10.1038/347662a0
- Feng R., Kerrich R. Geochemistry of finegrained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54, no. 4. P. 1061–1081. doi: 10.1016/0016-7037(90)90439-R
- Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implica-

tions for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 249–265.

Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archaean greenstone belts in Finland // *Geol. Survey of Finland, Special Paper* 54. 2012. P. 74–175.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150. doi: 10.1016/0012-821X(84)90109-2

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. J., Keller M. J. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

Ludwig K. R. SQUID 1.12 A User's Manual: A geochronological toolkit for Microsoft Excel / Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005a. 22 p. URL: http://www.bgc.org/isoplot_etc/squid.html (дата обращения: 02.01.2014).

Ludwig K. R. Isoplot version 3.0. 2005b. URL: http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html (дата обращения: 02.01.2014).

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos.* 1999. Vol. 46. P. 411–429. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00076-0

Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J. F., Champion D. An overview of adakite, tonalite – trondhjemite – granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 1–24. doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.048

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

References

Chernov V. M. Stratigrafiya i usloviya osadkonakople-niya vulkanogennykh (leptitovykh) zhelezisto-kremnistykh formatsii Karelii [Stratigraphy and sedimentation conditions of volcanogenic (leptite) iron-siliceous formations of Karelia]. Moscow; Leningrad: Nauka, 1964. 187 p.

Chernov V. M., Stenar' M. M. Stratigrafiya karel'skikh obrazovaniy Zapadnoi Karelii [Stratigraphy of Karelian formations of Western Karelia]. *Trudy Karel'sk. fil. AN SSSR* [Trans. Kar. Branch AS USSR]. 1960. Iss. 26. P. 29–45.

Gor'kovets V. Ya., Raevskaya M. B., Belousov E. F., Inina K. A. Geologiya i metallogeniya raiona Kostomukshskogo zhelezorudnogo mestorozhdeniya [Geology and metallogeny of the Kostomuksha iron ore deposit area]. Petrozavodsk: Kareliya, 1981. 143 p.

Kostomukshskii rudnyi raion (geologiya, glubinnoe stroenie i minerageniya) [Kostomuksha ore area (geology, deep structure, and mineralogeny)]. Eds. V. Ya. Gor'kovets, N. V. Sharov. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2015. 322 p.

Matrenichev A. V., Matrenichev V. A., Kaulina T. V. Geologiya i izotopnyi vozrast vulkanitov Khedozer-skoj struktury [Geology and isotopic age of volcanic rocks of the Khedozer-skaya structure]. *Mat. XIX konf. molod. uchenykh, posvyashch. pamyati chl.-korr. AN SSSR*

O'Brien H. E., Huhma H., Sorjonen-Ward P. Petrogenesis of the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 17. 1993. P. 147–184.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 956–983. doi: 10.1093/petrology/25.4.956

Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd a natural tracer: An application to oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31. P. 269–278. doi: 10.1016/0012-821X(76)90219-3

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the Late Archaean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper* 17. 1993. P. 9–102.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society of London Special Publication.* 1989. Vol. 42. P. 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U-Pb age determination and sulfide Pb – Pb characteristics from the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper* 17. 1993. P. 103–131.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes.* *Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Поступила в редакцию 20.02.2019

K. O. Kratts [Proceed. XIX conf. young scientists dedicated to the memory of corr. member of the Acad. of Sci. of the USSR K. O. Kratts]. *Apatity*, 2008. P. 40–42.

Miller Yu. V. Struktura arkheiskikh zelenokamen-nykh pojasov [The structure of the Archean greenstone belts]. Leningrad: Nauka, 1988. 144 p.

Mil'kevich R. I., Myskova T. A. Pozdnearkheiskie metaterrigennye porodny Zapadnoi Karelii [Late Archaean metaterrigenous rocks of Western Karelia]. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Mineral Resources]. 1998. No. 2. P. 177–194.

Myskova T. A., Mil'kevich R. I., Zhitnikova I. A., L'vov P. A. Neoarkheiskie vulkanity Khedozero-Bol'shozerskoj struktury Zapadnoi Karelii (geokhimiya, vozrast i geodinamicheskie usloviya formirovaniya) [The Neo-Archaean volcanic rocks of the Khedozero-Boshozerskaya structure of Western Karelia (geochemistry, age, and geodynamic conditions of formation)]. *Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoem: Mat. nauch. konf.* [Proceed. sci. conf. Geodynamics of the Early Precambrian: Similarities and Differences with the Phanerozoic]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2017. P. 185–188.

Raevskaya M. B., Gor'kovets V. Ya., Svetova A. I., Volodichev O. I. Stratigrafiya dokembriya. Opornye raz-

rezy verkhnearkheiskikh otlozhenii [The Precambrian stratigraphy. Reference sections of the Upper Archean deposits]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1992. 190 p.

Samsonov A. V., Berzin R. G., Zamozhnyaya N. G., Shchipanskii A. A., Bibikova E. V., Kirnozova T. I., Konilov A. N. Protsessy formirovaniya rannedokembriiskoi kory Severo-Zapadnoi Karelii, Baltiiskii shchit: rezul'taty geologicheskikh, petrologicheskikh i glubinnykh seismicheskikh (profil' 4V) issledovaniy [Formation of the Early Precambrian crust of North-Western Karelia, the Baltic Shield: results of geological, petrological, and deep seismic (profile 4B) studies]. *Glubinnoe stroenie i evolyutsiya zemnoi kory vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita: profil' Kem' – Kalevala* [The deep structure and evolution of the Earth's crust of the eastern part of the Fennoscandian Shield: the Kem – Kalevala profile]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2001. P. 109–143.

Stenar' M. M. Osadochno-vulkanogennyye obrazovaniya raiona Bol'shezera (Zapadnaya Kareliya) [Sediment-volcanogenic formations of the Bolshezero area (Western Karelia)]. *Trudy Karel'sk. fil. AN SSSR* [Trans. Kar. Branch AS USSR]. 1960. Iss. 26. P. 65–75.

Stenar M. M. Granitoidy rajona Hedzero-Kimasozero-Bolshezero [Granitoids of the Khedozero-Kimasozero-Bolshezero region]. *Voprosy geologii i zakonmernosti razmeshcheniya poleznykh iskopaemykh Karelii* [Geology and regularities of the distribution of minerals in Karelia]. Petrozavodsk, 1966. P. 253–266.

Bhatia M. R. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones. *J. Geol.* 1983. Vol. 91. P. 611–627. doi: 10.1086/628815

Black L. P., Kamo S. L., Alen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chem. Geol.* 2003. Vol. 200. P. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7

Camire G. E., Laffleche M. R., Ludden J. N. Archean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Shield: chemical characterization, weathering and modeling of the source areas. *Precamb. Res.* 1993. Vol. 62, no. 3. P. 285–305. doi: 10.1016/0301-9268(93)90026-X

Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 491–504. doi: 10.1016/j.lithos.2004.09.014

Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature.* 1990. Vol. 347. P. 662–665. doi: 10.1038/347662a0

Feng R., Kerrich R. Geochemistry of finegrained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 1990. Vol. 54, no. 4. P. 1061–1081. doi: 10.1016/0016-7037(90)90439-R

Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 249–265.

Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjo-

ki M., Whitehouse M. The age of the Archean greenstone belts in Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 54. 2012. P. 74–175.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150. doi: 10.1016/0012-821X(84)90109-2

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. J., Keller M. J. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

Ludwig K. R. SQUID 1.12 A User's Manual: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005a. 22 p. URL: http://www.bgc.org/isoplot_etc/squid.html (accessed: 02.01.2014).

Ludwig K. R. Isoplot version 3.0. 2005b. URL: www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html (accessed: 02.01.2014).

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos.* 1999. Vol. 46. P. 411–429. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00076-0

Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J. F., Champion D. An overview of adakite, tonalite – trondhjemite – granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 1–24. doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.048

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

O'Brien H. E., Huhma H., Sorjonen-Ward P. Petrogenesis of the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 17. 1993. P. 147–184.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 956–983. doi: 10.1093/petrology/25.4.956

Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd a natural tracer: An application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31. P. 269–278. doi: 10.1016/0012-821X(76)90219-3

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 17. 1993. P. 9–102.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publication.* 1989. Vol. 42. P. 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U-Pb age determination and sulfide Pb – Pb characteristics from the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 17. 1993. P. 103–131.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Received February 20, 2019

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Мыскова Татьяна Анатольевна

старший научный сотрудник
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: tmyskova@gmail.com
тел.: (812) 3280192

Львов Павел Алексеевич

инженер
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
тел.: (812) 3280192

CONTRIBUTORS:

Myskova, Tatiana

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: tmyskova@gmail.com
tel.: (812) 3280192

Lvov, Pavel

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia
tel.: (812) 3280192

УДК 553.491.4 + 553.41 (470.22)

РУДОНОСНОСТЬ АРАМИНЛАМПИНСКОГО МАССИВА – К ВОПРОСУ ПРОДОЛЖЕНИЯ НИКЕЛЕВОГО ПОЯСА КОТАЛАХТИ НА ТЕРРИТОРИЮ ПРИЛАДОЖЬЯ

В. И. Иващенко

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

Араминлампинский массив входит в состав Кааламского клинопироксенит-габбронорит-диоритового комплекса с возрастом $1888,3 \pm 5,2$ млн лет, что древнее времени формирования рудоносных интрузивов пояса Коталахти (1875–1885 млн лет). Согласно геодинамическим реконструкциям пояс Коталахти не протягивается на российскую территорию в область распространения кааламских интрузий, а имеет возможное продолжение только южнее зоны надвигов Мейери. Преобладающие петротипы пород Кааламского комплекса – диориты, габбродиориты, реже метаклинопироксениты; в интрузивах Коталахти – перидотиты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты, вебстериты, нориты, габбронориты. Спектры распределения редкоземельных элементов и Ce/Yb и Th/Yb отношения пород Араминлампинского массива тождественны таковым для дифференциатов безрудных массивов пояса Коталахти. Оливин в кааламских ультрамафитах более железистый (форстерит 58–70 %), чем в Коталахти (форстерит 63–85 %, в рудоносных – 78–85 %). Главные рудные минералы в месторождениях Коталахти – пирротин, пентландит, халькопирит; в рудном горизонте Араминлампинского массива – пирротин. В этом массиве, имеющем отчетливое дифференцированное строение (оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, габбро), пирротиновая вкрапленность с незначительным присутствием других сульфидов (халькопирит, пирит, пентландит и др.) образует в зоне перехода от оливиновых пироксенитов к пироксенитам рудный горизонт мощностью около 10 м с невысоким содержанием Cu (0,1–0,2 %), Ni (0,03–0,1 %), $\Sigma\text{МПГ}$, Au (0,2–0,5 г/т), Sc (70–90 г/т). В кварцевых жилах мощностью 20–30 см, пересекающих метапироксениты, вблизи рудного горизонта отмечается обильная серебро-висмутовая минерализация (Ag – до 550 г/т, Au – 0,2 г/т, Bi – 0,1 %). Доминирующие в МПГ-минеральной ассоциации рудного горизонта висмутотеллуриды палладия кристаллизовались при температуре (< 500 °С) ниже типичного сульфидного солидуса, а часть меренскиитовых фаз – в субсолидусных условиях (~ 700 °С). Все породы массива интенсивно амфиболизированы и пересекаются жилами пегматов. Первичные минералы – диопсид, оливин, хромшпинелиды, битовнит – сохранились только в реликтах. Оливин, наряду с серпентинизацией, преобразован в амфибол-магнетитовые симплектиты. Рудопроявление Араминлампи имеет признаки как позднемагматического, так и постмагматического происхождения, а возникновение в заключительную стадию минералообразования совместно с висмутотеллуридами палладия таких минералов, как молибденит, шеелит, сфалерит, уранинит, ураноторианит, не исключает вероятности участия в этом флюидов, связанных с гранитами и пегматитами, прорывающих массив.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит; Кааламский магматический комплекс; пояс Коталахти; благороднометалльная минерализация; висмутотеллуриды палладия; хромшпинелиды; амфибол-магнетитовые симплектиты.

V. I. Ivashchenko. ORE POTENTIAL OF THE ARAMINLAMPI MASSIF. THE QUESTION OF EXTENDING THE KOTALAHTI NICKEL BELT TO THE LAKE LADOGA AREA (PRILADOZHYE)

The Araminlampi massif is part of the Kaalamo clinopyroxenite-gabbro-norite-diorite complex dated at 1888.3 ± 5.2 Ma. This age is older than the ore-bearing intrusive units in the Kotalahti belt (1875–1885 Ma). Geodynamic reconstructions show that the Kotalahti belt is not traced into the Kaalamo intrusion area in the Russian territory, but it seems to extend only to the south of the Meieri thrust zone. The predominant petrotypes of Kaalamo rocks are diorite, gabbrodiorite and the less common metaclinopyroxenite; the Kotalahti intrusive units are dominated by peridotite, harzburgite, wehrlite, lherzolite, websterite, norite and gabbronorite. The distribution spectra of rare-earth elements and the Ce/Yb and Th/Yb ratios of Araminlampi rocks are similar to those of the ore-free massif differentiated in the Kotalahti belt. Olivine in Kaalamo ultramafics contains more iron (58–70 % forsterite) than Kotalahti (63–85 % forsterite; 78–85 % in ore-bearing rocks). The major ore minerals in the Kotalahti deposits are pyrrhotite, pentlandite and chalcopyrite, and the major ore mineral in the Araminlampi massif is pyrrhotite. In this structurally differentiated massif (olivine clinopyroxenite, clinopyroxenite and gabbro) pyrrhotite dissemination with minor quantities of other sulphides (chalcopyrite, pyrite, pentlandite, etc.) forms a ~ 10 m thick ore horizon with 0.1–0.2 % Cu, 0.03–0.1 % Ni, ΣPGM, 0.2–0.5 g/t Au and 70–90 g/t Sc in the olivine pyroxenite-pyroxenite transition zone. The 20–30 cm thick quartz veins cross-cutting the metapyroxenites near the ore horizon display abundant silver-bismuth mineralization (Ag – up to 550 g/t, Au – 0.2 g/t and Bi – 0.1 %). Palladium bismuthotellurids that predominate in the PGM-mineral association of the ore horizon were crystallized at a temperature (< 500 °C) below a typical sulphide solidus, and part of merenskyite phases under subsolidus conditions (~ 700 °C). All the rocks of the massif are highly amphibolized and cut by pegmatite veins. Primary minerals, such as diopside, olivine, chrome-spinels and bytownite, occur only as relics. Olivine, together with serpentinization, is altered to amphibole-magnetite symplectites. The Araminlampi ore occurrence displays signs of both late- and post-magmatic genesis, and the formation of molybdenite, scheelite, sphalerite, uraninite and uranothorianite, together with palladium bismuthotellurids at the final mineral formation stage suggests the involvement of fluids associated with the granites and pegmatites that cross-cut the massif.

Key words: Fennoscandian shield; Kaalamo magmatic complex; Kotalahti belt; noble metal mineralization; palladium bismuthotellurids; chrome-spinels; amphibole-magnetite symplectites.

Введение

Араминлампинский массив входит в состав Кааламского клинопироксенит-габбро-норит-диоритового комплекса, относящегося по времени формирования ($1888,3 \pm 5,2$ млн лет) [Богачев и др., 1999a] к свекофенским раннеорогенным магматическим образованиям Фенноскандинавского щита. Это единственный массив данного комплекса, в строении которого участвуют породы с содержанием $MgO > 20\%$ – оливиновые пироксениты, близкие к верлитам [Иващенко и др., 1998], а по данным [Макарова, 1971] – перидотиты.

Интрузивы Кааламского комплекса имеют длительную историю изучения [Накман, 1929; Саранчина, 1949; Светов и др., 1990; Иващенко и др., 1998; Богачев и др., 1999б и др.]. В 70-е гг. прошлого века на площади их распространения проводились геолого-поисковые работы на медь и никель [Макарова, 1971], свя-

занные с идеей о продолжении на территорию Приладжья промышленно никеленосного пояса Коталаhti Финляндии. Было выявлено несколько мелких проявлений с пирротин-халькопиритовой минерализацией и низким содержанием Ni (< 0,1 %) и Cu (0,1–0,7 %). На рубеже XX и XXI вв. получены первые положительные результаты о платиноносности ряда интрузий данного комплекса, включая и Араминлампинский массив [Иващенко, Лавров, 1997; Иващенко и др., 1998, 2016; Лавров, Кулешевич, 2016]. В настоящее время на кааламских интрузивах ООО «Индустрия», входящая в компанию «Polymetal International plc», проводит поисково-оценочные работы на платиноиды и золото.

Проведенными нами исследованиями интрузивов Кааламского магматического комплекса и связанных с ним рудопроявлений установлено, что область их распространения не является продолжением промышленно никеленосного пояса Коталаhti сопредельной

территории Финляндии, а формирование благороднометалльного оруденения в Араминлампинском массиве было полигенно-полихронным по своей природе.

Методической основой исследований служил системный анализ. Определение вещественного состава пород, руд и минералов проводилось в ИГ КарНЦ РАН с использованием современного научного оборудования – сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH с микроанализатором INCA ENERGY 350, ICP-MS, ЭПР и др. Анализы на золото и платиноиды выполнялись в ЦНИГРИ, г. Москва (пробирно-масс-спектрометрический и пробирно-атомно-абсорбционный методы) и в «Иргиредмет», г. Иркутск (пробирно-атомно-эмиссионный с индуктивно связанной плазмой – ICP-AES анализ).

Геология Кааламского магматического комплекса

Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс включает одноименный крупный (~80 км²) массив (рис. 1), расположенный в 30 км к северу от г. Сортавала, ряд его сателлитов (Араминлампи, Ихаланваара, Сурисуо, Кеккоселька, Винаоя, Кархонланмяки и др.), площади выходов которых не превышают первых квадратных километров, и множество еще более мелких тел, распространенных к западу от массива. К этому комплексу, вероятно, относятся и гипабиссальные габбродиорит-тоналитовые интрузии Алатту-Пякюля, Янис, расположенные южнее оз. Янисъярви, развитые здесь же разномасштабные дайки пород с варьирующей кремнекислотностью, а также Исоярвинский массив и будинированные мафические тела в Западном Приладожье.

Кааламские интрузии прорывают осадочные и вулканогенные породы ладожской и сортавальской серий протерозоя, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Их эндоконтакты (особенно Кааламского массива), обычно содержащие ксенолиты вмещающих пород и дайки, местами огнейсованы и претерпели наложение поздних деформаций сдвигового характера (рис. 2).

Для сателлитов Кааламского плутона, к которым относится и Араминлампинский массив, характерно межформационное положение в контактовой зоне между отложениями сортавальской и ладожской серий. На современном эрозионном срезе они, как правило, имеют овальную или линзовидную форму, достигая в длину 1,5–2 км и в ширину 0,2–1 км [Макарова, 1971; Иващенко и др., 1998]. В их строении

участвуют однотипные в минералого-петрогеохимическом аспекте породы (метапироксениты, габбро, габбродиориты и др.). В зависимости от размера массивов в той или иной мере проявляется их отчетливая дифференцированность от перидотитов и верлитов [Макарова, 1971], известных только в Араминлампинском массиве, и оливиновых пироксенитов к габбродиоритам, кварцевым диоритам. Ряд особо малоразмерных тел имеют однородное строение, и на хорошо обнаженных участках четко устанавливается, что их морфология обусловлена главным образом интенсивными складчато-разрывными деформациями, часто приводившими к разлинзованию и будинированию в макро- и микромасштабах. Эти особенности в совокупности с относительно равномерным площадным распределением мелких «интрузий», особенно в северо-западном обрамлении Кааламского массива (рис. 1), свидетельствуют, по-видимому, об изначальной принадлежности большинства из них к одной или нескольким крупным пластовым межформационным интрузиям, которые приобрели в кульминационные стадии свекофеннской орогении гнейсовидный облик и местами дискретное сегментированное строение вплоть до срыва чешуй, будинажа и разлинзования. Вследствие этого известные ранее [Макарова, 1971] и выявленные позднее [Иващенко, Лавров, 1997; Иващенко и др., 1998, 2016; Лавров, Кулешевич, 2016] проявления рудной минерализации в пределах отдельных массивов, вероятно, не отражают фактический металлогенический потенциал родоначальных пластовых интрузий. Так как при формировании будинаж-структур, чешуй и линз наиболее предпочтительными плоскостями для разрыва сплошности интрузивных тел являлись поверхности разграничения реологически контрастных пород, т. е. как разных дифференциатов, так и в различной степени оруденелых их разновидностей. Последние наименее устойчивы к выветриванию и редко встречаются в естественных обнажениях.

Такое структурно-тектоническое положение интрузий Кааламского комплекса согласуется с моделью формирования близких им по возрасту, но отличающихся по формационной и сериальной принадлежности никеленосных интрузивов пояса Коталаhti на сопредельной территории Финляндии [Makkoen et al., 2008].

Метаморфо-метасоматические изменения минерального и химического состава пород кааламских интрузий, особенно интенсивно проявленные в наиболее основных разновидностях, затрудняют их диагностику и систематику. Тем не менее большинством исследова-

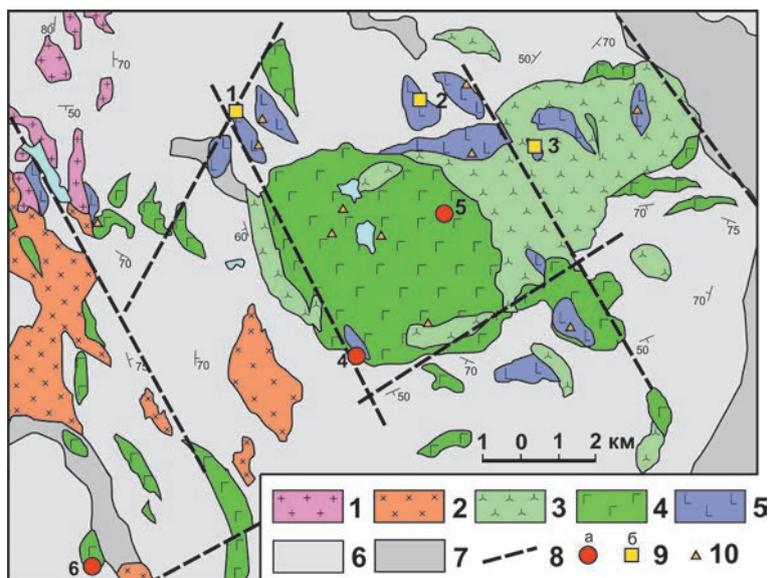


Рис. 1. Схема геологического строения ареала распространения интрузий Кааламского магматического комплекса, по: [Степанов и др., 2004] с изменениями и дополнениями:

1 – лейкограниты, пегматоидные граниты (Маткасельский комплекс, ~1,8 млрд лет); 2 – биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты (Яккимский комплекс, ~1,85 млрд лет); 3–5 – Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс (~1,89 млрд лет): 3 – амфиболовые, амфибол-биотитовые диориты, кварцевые диориты, тоналиты; 4 – габбронориты, габбро; 5 – оливинные клинопироксениты, плагио-клинопироксениты, меланократовые габбронориты и габбро; 6 – кварц-биотитовые, углеродсодержащие сланцы, кварцитопесчаники, кварциты, гнейсосланцы с гранатом, андалузитом (ладожская серия); 7 – сланцы слюдястые, графитсодержащие, прослои песчаников, амфиболовых сланцев и амфиболитов, линзы мраморов, пироксеновых скарноидов (сортавальская серия); 8 – тектонические нарушения; 9 – проявления благороднометалльной минерализации: а – сингенетический тип (4 – Южно-Кааламское, 5 – Кейносет, 6 – Араминламбинское), б – эпигенетический тип (1 – Сурусую, 2 – Кеккоселька, 3 – Рантамяки); 10 – пункты благороднометалльной минерализации

Fig. 1. Scheme showing the geological structure of the intrusive zone of the Kaalamo igneous complex, after [Stepanov et al., 2004], revised:

1 – leucogranites, pegmatoid granites (Matkaselkä complex, ~1.8 ga); 2 – biotite-amphibole diorites, quartz diorites (Jakkima complex, ~1.85 ga); 3–5 – Kaalamo clinopyroxenite-gabbro-norite-diorite complex (~1.89 ga): 3 – amphibole, amphibole-biotite diorites, quartz diorites, tonalites; 4 – gabbro-norite, gabbro; 5 – olivine clinopyroxenites, plagioclino-pyroxenites, melanocratic gabbro-norites and gabbro; 6 – quartz-biotite, carbonaceous schists, quartzitic sandstones, quartzites, gneissose schists with garnet and andalusite (ladoga series); 7 – mica schist, graphite-bearing schist, sandstone intercalation, amphibole schist and amphibolites, marble and pyroxene skarnoid lenses (sortavala series); 8 – tectonic dislocations; 9 – manifestation of noble-metal mineralization: a – syngenetic type (4 – South Kaalamo, 5 – Keinuset, 6 – Araminlampi), b – epigenetic type (1 – Suurisuo, 2 – Kekkonselkä, 3 – Rantamäki); 10 – noble-metal mineralization sites

телей [Саранчина, 1949, 1968; Макарова, 1971; Богачев и др., 1999б и др.] выделялись три группы пород, соотносящиеся как последовательные интрузивные фазы, в наиболее полном объеме проявленные в Кааламском массиве. К первой относились верлиты (?), оливинные клинопироксениты, плагиопироксениты и мел-

ланократовые габбро; ко второй – габбронориты, габбро, меландиориты; к третьей – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты.

Для всех разновидностей пород характерно исключительное петрографическое и структурное разнообразие – от афанитовых и мел-



Рис. 2. Эндоконтактовая фация Кааламского массива

Fig. 2. Endocontact facies of the Kaalamo massif

козернистых до пегматоидных и гигантозернистых. Встречаются также породы с кумульными структурами и полосчатыми текстурами, свидетельствующими о том, что наряду с доминирующей кристаллизационной дифференциацией магматических расплавов местами происходило и их расслоение.

Главные темноцветные минералы мафитов и ультрамафитов Кааламского комплекса: амфиболы – магнезиальная роговая обманка, магнезиогастингсит, эденит, актинолит, тремолит (рис. 3); пироксены – диопсид (доминирует), авгит (рис. 4), гиперстен ($f = 0,45-0,50$), оливин ($f = 0,30-0,40$).

Кааламский комплекс по возрасту и частично по петрохимическим особенностям (только ультрамафиты) (рис. 5, 6) сходен с никеленосными интрузивами пояса Коталахти и Ваммала в Финляндии.

По совокупности признаков выявленная в породах Кааламского комплекса благородно-металлическая (БМ) минерализация была отнесена [Иващенко и др., 2016] к сингенетическому и эпигенетическому типам оруденения (рис. 1).

При этом, учитывая интенсивные постмагматические изменения пород комплекса в целом, к сингенетическим были отнесены рудопроявления, образованные в позднемагматическую стадию и при аутометасоматозе (Ю.-Кааламское, Араминлампи, Кейносет), а к эпигенетическим (Сурисуо-1, Сурисуо-2, Рантамяки, Кеккоселька, Коккомьяки) – испытавшие более поздние метаморфо-метасоматические преобразования при региональном метаморфизме и внедрении гранитоидных интрузий. Наиболее представительным рудным объектом сингенетического типа в этом понимании является Араминлампинский массив, расположенный в 12 км к западу от Кааламского плутона (рис. 1).

Рудоносность Араминлампинского массива

Араминлампинский массив – небольшой (1000×250 м) межформационный внедрившийся по границе отложений сортавальской и ладожской серий дифференцированный интрузив линзовидно-пластовой морфологии в под-

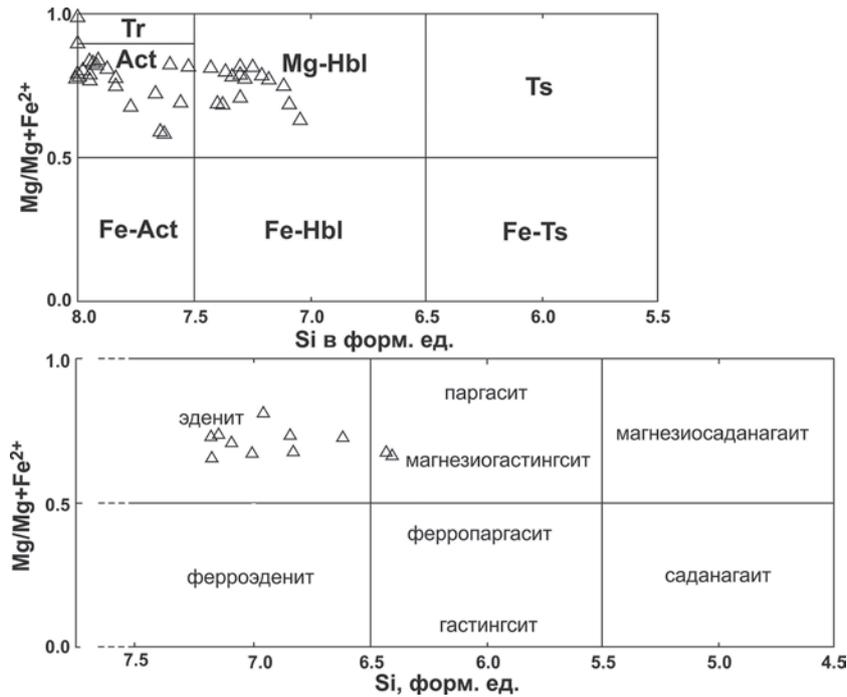


Рис. 3. Состав амфиболов дифференциатов Кааламского магматического комплекса:

1 – Араминлампи, 2 – Ихаланваара, 3 – Рантамяки, 4 – Коккомьяки, 5 – Кекоселька, 6 – Сурисуо, 7 – Кааламо, 8 – Ю. Кааламо, 9 – Кейносет

Fig. 3. Composition of amphiboles from Kaalamo differentiates:

1 – Araminlampi, 2 – Ihalanvaara, 3 – Rantamäki, 4 – Kokkomäki, 5 – Kekoselkä, 6 – Suurisuo, 7 – Kaalamo, 8 – S. Kaalamo, 9 – Keinoset



Рис. 4. Состав пироксенов дифференциатов Кааламского магматического комплекса:

1 – Араминлампи, 2 – Ихаланваара, 3 – Рантамяки, 4 – Коккомьяки, 5 – Кекоселька, 6 – Сурисуо, 7 – Кааламо, 8 – Ю. Кааламо, 9 – Кейносет

Fig. 4. Composition of pyroxenes from Kaalamo differentiates:

1 – Araminlampi, 2 – Ihalanvaara, 3 – Rantamäki, 4 – Kokkomäki, 5 – Kekoselkä, 6 – Suurisuo, 7 – Kaalamo, 8 – S. Kaalamo, 9 – Keinoset

вернутом крыле одноименной антиклинальной структуры (рис. 7).

Массив мощностью около 220 м залегает субсогласно с вмещающими породами, падая на восток под углом 45–60°. Он отчетливо дифференцирован [Макарова, 1971] (от лежачего бока к висячему): перидотиты (5 м), местами нацело серпентинизированные; оливиновые

пироксениты (верлиты), постепенно переходящие в пироксениты, как правило, амфиболлизированные (100–115 м); амфиболлизированные и хлоритизированные пироксениты и плагиоипироксениты (50–60 м); амфиболлизированные и биотитизированные габбропироксениты, габброамфиболиты (~40 м) (рис. 7). Переходы между всеми разновидностями по-

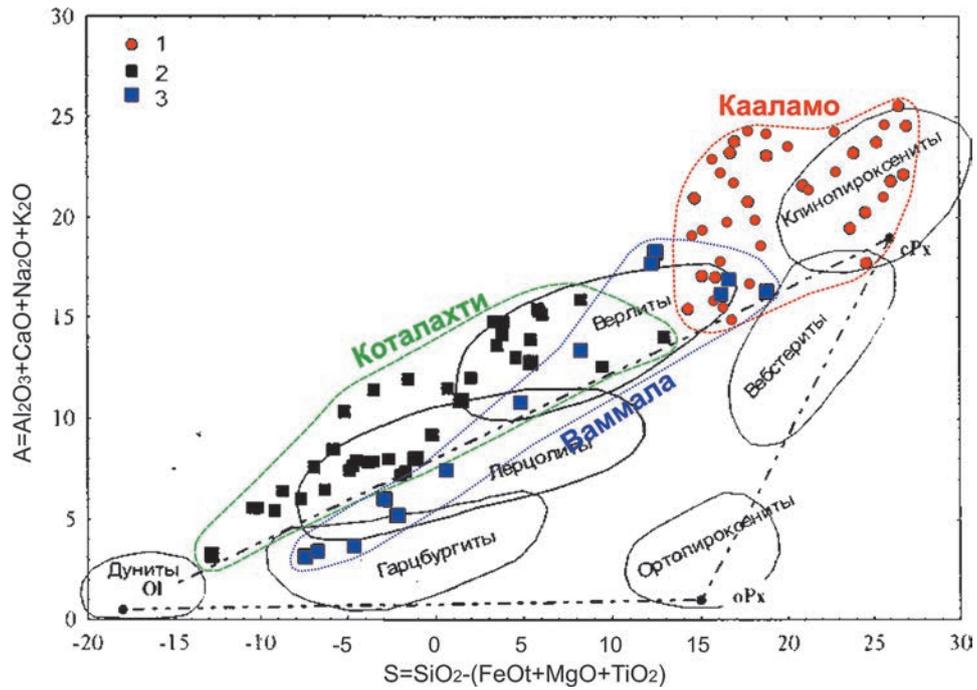


Рис. 5. Диаграмма A-S для ультрамафических пород Кааламского комплекса (1) и никеленосных поясов Коталахти (2) и Ваммала (3) Финляндии, с использованием данных [Богачев и др., 1999б]:

1 – Кааламо, 2 – Коталахти, 3 – Ваммала

Fig. 5. A-S diagram for Kaalamo ultramafics (1) and the Kotalahti (2) and Vammala (3) nickeliferous belts, Finland. After [Bogachev et al., 1999b]:

1 – Kaalamo, 2 – Kotalahti, 3 – Vammala

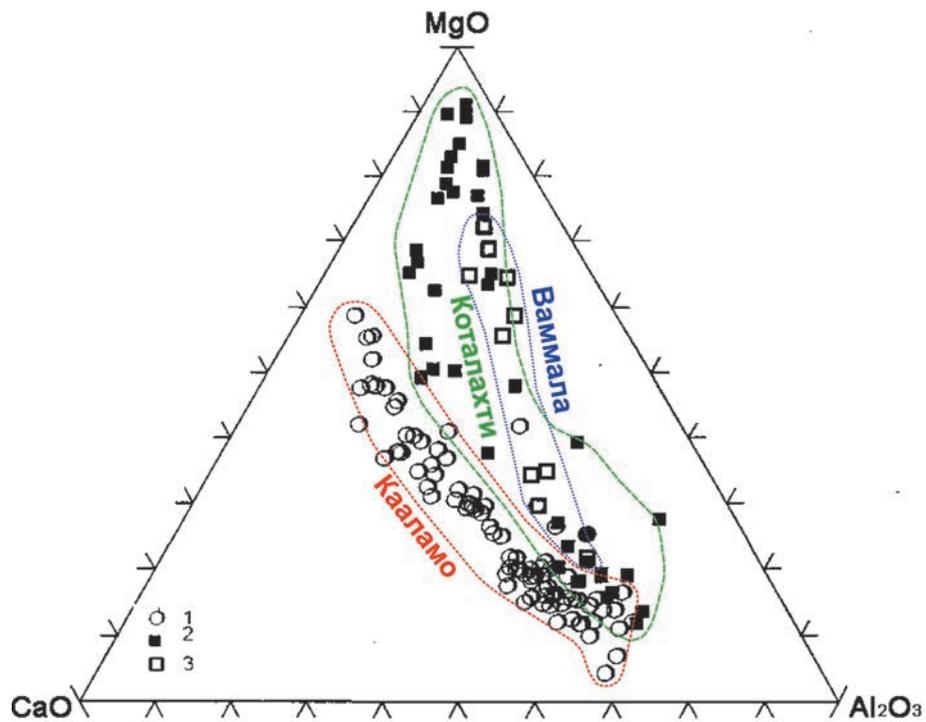


Рис. 6. Диаграмма CaO-MgO-Al₂O₃ для пород Кааламского комплекса (1) и массивов никеленосных поясов Коталахти (2) и Ваммала (3) Финляндии, с использованием данных [Богачев и др., 1999б]

Fig. 6. CaO-MgO-Al₂O₃ diagram for Kaalamo rocks (1) and the Kotalahti (2) and Vammala (3) nickeliferous belt massifs, Finland after [Bogachev et al., 1999b]

род постепенные. В лежащем боку он подстилается кварцитопесчаниками ладожской серии, а висячем перекрывается частично ими же и известковистыми графит- (до 30–40 %) и пирротин- (5–20 %) содержащими флогопитовыми сланцами (кальцифирами?). Массив пересекается маломощными пегматитовыми телами и серией кварцевых жил вблизи них.

В пределах массива, по данным бурения [Макарова, 1971] и наблюдениям в естественных обнажениях, установлен рудный горизонт мощностью ~10–11 м, приуроченный к пироксенитам в их контактовой зоне с нижезалегающими оливиновыми пироксенитами. Рудная минерализация представлена рассеянной пирротиновой вкрапленностью с подчиненным развитием халькопирита, пирита, пентландита, Со-пентландита (Со < 10 %), валлереита, магнетита, титаномагнетита, хроммагнетита, хромшпинели, ильменита, галенита, сфалерита, молибденита, годлевскита, хорманита, хедлейита, висмутотеллуридов (цумоит, пильзенит), самородных висмута и золота (Ag 10–20 %), висмутина, галеновисмутита, волинскита, гессита, штютцита, алтаита, Se-галенита, кобальтина, арсенопирита, леллингита, никелина, Ag-ковеллина, электрума и минералов МПГ (майченерит, мертеит-2, сперрилит, Rh-сперрилит, меренскиит, фрудит, садбериит, Pd-мелонит, Pd, Pt-мелонит, стибипалладинит, соболевскит, котульскит, теларггалит, урванцевит) (рис. 8). Содержание Cu – 0,1–0,2 %, Ni – 0,03–0,1 %, Со – 0,01–0,03 %, Ag – 0,1–1,1 г/т, Sc – 70–90 г/т, ΣМПГ, Au – 0,2–0,5 г/т.

Оруденение вкрапленное, гнездово-вкрапленное, изредка прожилковидное. Суммарное содержание сульфидов достигает 50 %, но обычно составляет 10–15 %. Главные рудные минералы пирротин (до 50 %) с пламене-видными вростками пентландита, халькопирит (до 1–2 %) и пирит (< 1 %) (рис. 9). Благородно-металлическая минерализация тесно ассоциирует с пирротинном и халькопиритом (рис. 8), встречающимися местами в виде сидеронитовой вкрапленности, а также полифазных каплевидных зерен (рис. 8, з), сходных с ликвационными по своей природе рудными обособлениями. Прожилковидные выделения минералов МПГ обычно наблюдаются во вторичных алюмосиликатах (рис. 8, г), амфиболе, серпентине, хлорите.

В кварцевых жилах мощностью 20–30 см, пересекающих метапироксениты вблизи рудного сульфидного горизонта в северной части массива (рис. 7), отмечается обильная серебро-висмутовая минерализация (серебро, Ag-

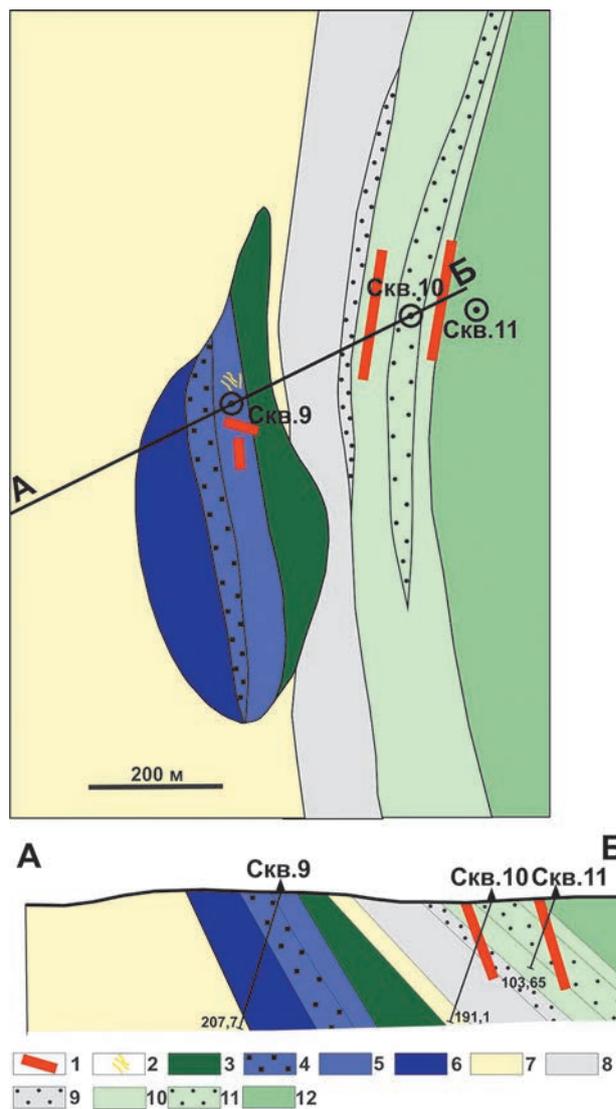


Рис. 7. Геологическая схема и разрез Араминлампинского массива, с использованием данных [Макарова, 1971]:

1 – пегматиты; 2 – кварцевые жилы с Au-Ag-Bi минерализацией; 3 – габбро; 4 – рудный горизонт в пироксенитах; 5 – пироксениты; 6 – оливиновые пироксениты; 7 – кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы; 8 – графитсодержащие кварц-биотитовые сланцы и рудный горизонт в них (9); 10 – графитсодержащие хлорит-слюдистые, хлорит-тремолитовые сланцы и рудный горизонт в них (11); 12 – амфиболовые сланцы

Fig. 7. Geological scheme and sequence of the Araminlampin massif after [Makarova, 1971]:

1 – pegmatites; 2 – quartz veins with Au-Ag-Bi mineralization; 3 – gabbro; 4 – ore horizon in pyroxenites; 5 – pyroxenites; 6 – olivine pyroxenites; 7 – quartz-plagioclase-biotite schist; 8 – graphite-bearing quartz-biotite schist and an ore horizon therein (9); 10 – graphite-bearing chlorite-mica, chlorite-tremolite schist and an ore horizon therein (11); 12 – amphibole schist

содержащий ковеллин – 13 % Ag, висмут, висмутин, бисмутит, бисмит, хедлейит) с арсенопиритом (рис. 10), халькопиритом, кубанитом, пиритом, пирротинном и др. сульфидами. Вис-

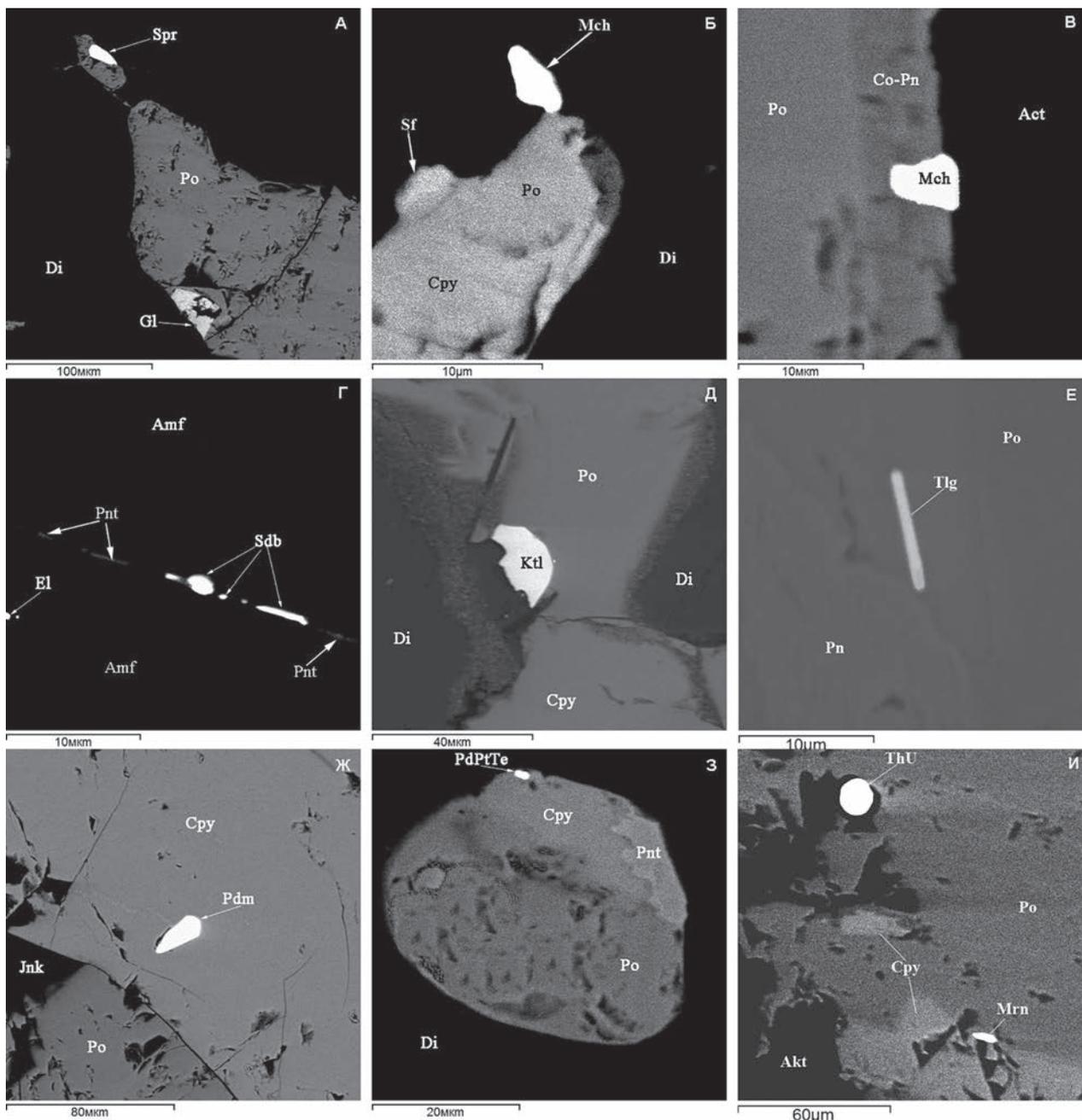


Рис. 8. Платинометаллическая минерализация Араминламбинского массива:

Akt – актинолит, Amf – амфибол (роговая обманка), Co-Pn – кобальт-пентландит, Cpy – халькопирит, Di – диопсид, El – электрум, Gl – галенит, Jnk – дженкинсит, Ktl – котульскит, Mch – майченерит, Mrn – меренскит, Pdm – Pd-мелонит, Pnt – пентландит, Po – пирротин, Sdb – садбериит, Sf – сфалерит, Spr – сперрилит, Tlg – теларгпалит

Fig. 8. Platinum mineralization in the Araminlampi massif:

Akt – actinolite, Amf – amphibole (hornblende), Co-Pn – cobalt-pentlandite, Cpy – chalcopyrite, Di – diopside, El – electrum, Gl – galena, Jnk – jenkinsite, Ktl – kotulskite, Mch – michnerite, Mrn – merenskyite, Pdm – Pd-melonite, Pnt – pentlandite, Po – pyrrhotite, Sdb – sudburyite, Sf – sphalerite, Spr – sperrylite, Tlg – telargpalite

мут представлен кристаллически-зернистыми выделениями размером до 0,5 см, а также сыпью мельчайших (< 0,01 мм) округлых корольков, придающих кварцу темный цвет. Температура образования рудной минерализации в кварцевых жилах составляла: 350 °С (арсенопиритовый термометр), < 271 °С (температура

плавления висмута), < 252 °С (распад твердого раствора с выделением в халькопирите кубанита). Содержание серебра в жилах достигает 550 г/т, золота – 0,2 г/т [Иващенко и др., 1998].

По данным минеральной термометрии [Klemm, 1965; Kaneda et al., 1986; Caritat et al., 1993; Kapsiotis et al., 2016], МПГ-содержащее

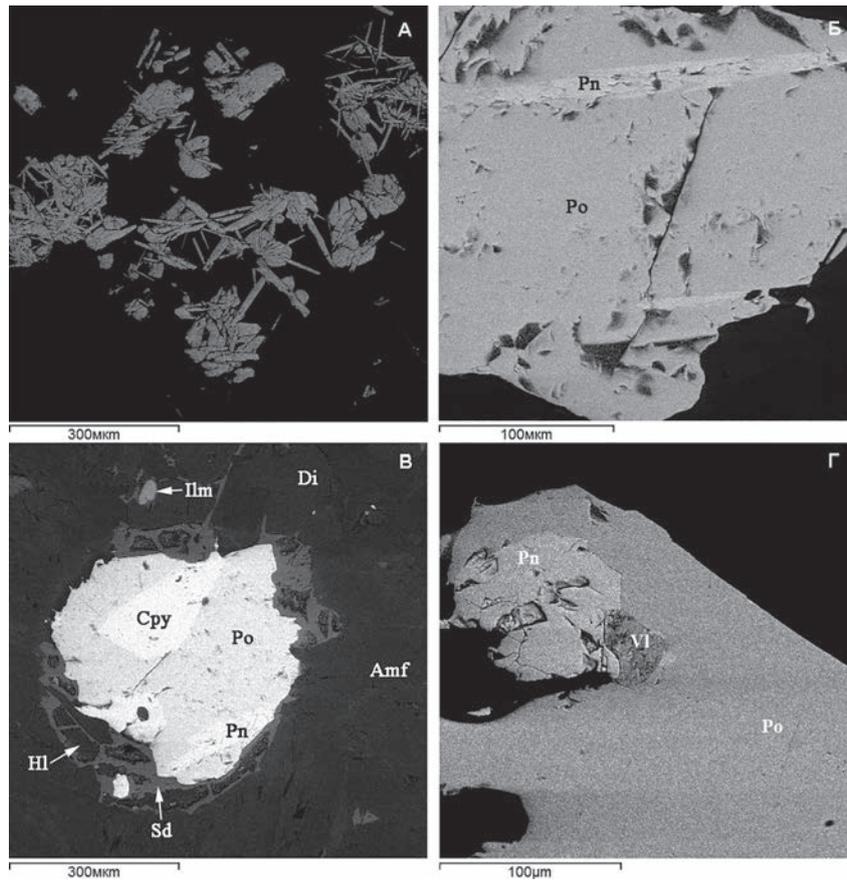


Рис. 9. Сульфидная минерализация в рудном горизонте Араминлампинского массива:

Amf – амфибол (роговая обманка), Cpy – халькопирит, Di – диопсид, Hl – хлорит, Ilm – ильменит, Pn – пентландит, Po – пирротин, Sd – сидерит, Vl – валлереит

Fig. 9. Sulphide mineralization in the ore horizon of the Araminlampi massif:

Amf – amphibole (hornblende), Cpy – chalcopyrite, Di – diopside, Hl – chlorite, Ilm – ilmenite, Pn – pentlandite, Po – pyrrhotite, Sd – siderite, Vl – vallereite

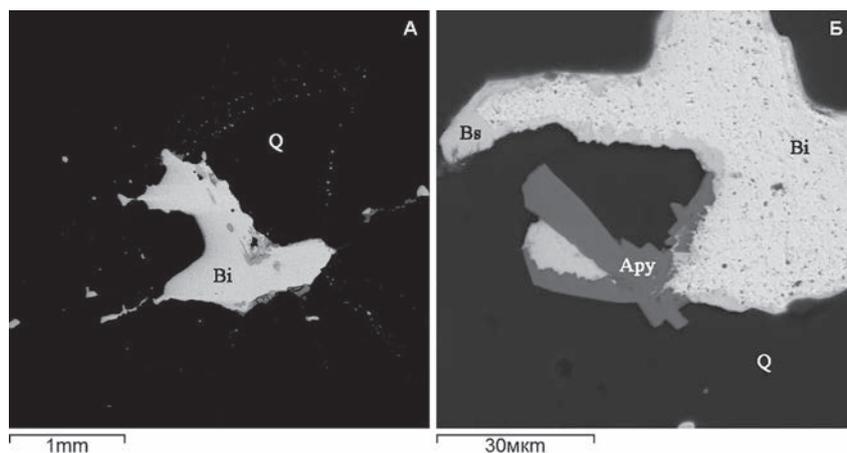


Рис. 10. Висмутовая минерализация с арсенипиритом в кварцевых жилах Араминлампи:

Апу – арсенипирит, Bi – висмут, Bs – висмутин, Q – кварц

Fig. 10. Bismuth mineralization with arsenopyrite in Araminlampi quartz veins:

Апу – arsenopyrite, Bi – bismuth, Bs – bismuthine, Q – quartz

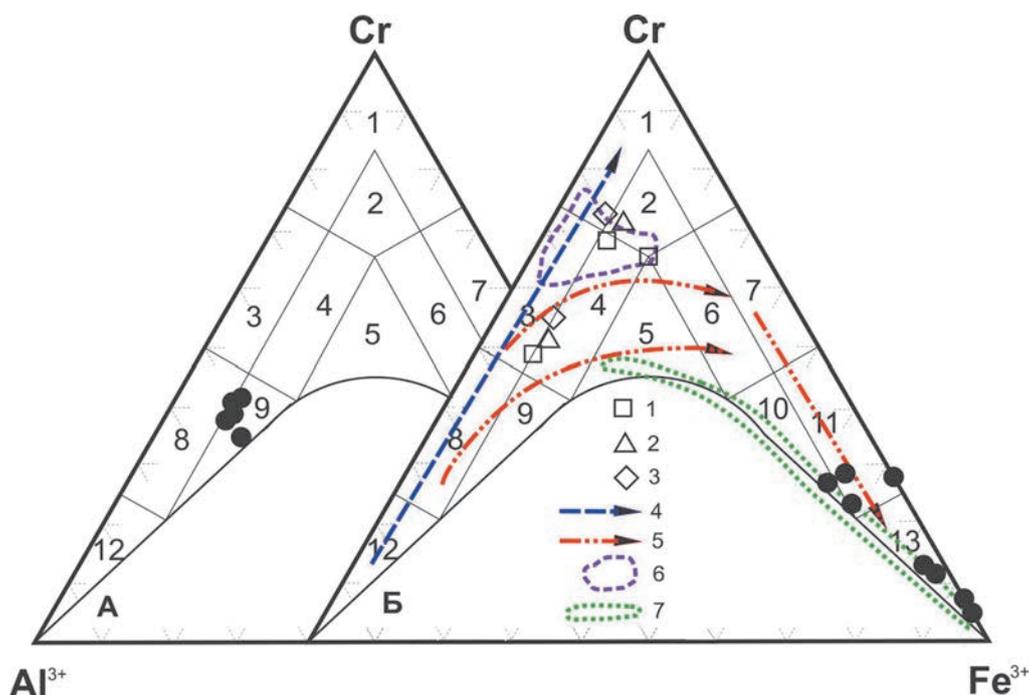


Рис. 11. Эволюция составов хромшпинелидов Араминлампинского массива при метаморфо-метасоматических преобразованиях: состав исходных (А) и метасоматически измененных (Б) хромшпинелидов Араминлампинского массива в сравнении со средними составами хромшпинелидов из различных типов руд офиолитовых массивов Полярного Урала, метаультрамафитов Беломорского мобильного пояса и Бураковского плутона.

Черные кружки – Араминлампинский массив; 1–3 – массивы Полярного Урала: 1 – Рай-Из, 2 – Войкаро-Сынынский, 3 – Кимперсайский; 4, 5 – тренды эволюции состава хромшпинели из ультрабазитов [Перевозчиков и др., 2004]: 4 – первичный тренд дифференциации в верхней мантии, 5 – вторичные тренды метаморфических преобразований в коровых условиях; 6 – поле составов хромшпинелидов Бураковского плутона в Карелии [Николаев, 2009]; 7 – поле составов хромшпинелидов из метаультрабазитов оз. Серяк Беломорского мобильного пояса [Степанов и др., 2003]. 1–13 – подсемейства хромшпинелидов: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит

Fig. 11. Evolution of the compositions of Araminlampi chrome-spinellids subjected to metamorphism and metasomatism: the composition of reference (A) and metasomatically altered (B) Araminlampi chrome-spinellids as compared to the average compositions of chrome-spinellids from various ore types of ophiolite massifs in the Polar Urals, metaultramafics from the Belomorian Mobile Belt and the Burakovian Pluton.

Black circles – Araminlampi massif; 1–3 – Polar Urals massifs: 1 – Rai-Iz, 2 – Voikaro-Synynsky, 3 – Kimpersaisky; 4, 5 – composition evolution trends of chrome-spinel from ultrabasic rocks [Perevozchikov et al., 2004]: 4 – primary differentiation trend in the upper mantle, 5 – secondary trends of metamorphic alterations under crustal conditions; 6 – chrome-spinellid composition field of the Burakovian Pluton in Karelia [Nikolaev, 2009]; 7 – composition field of chrome-spinellids from Seryak Lake metaultramafic rocks, Belomorian Mobile Belt [Stepanov et al., 2003].

1–13 – subfamilies of chrome-spinellids: 1 – chromite, 2 – subferrichromite, 3 – alumochromite, 4 – subferrialumochromite, 5 – ferrialumochromite, 6 – subalumoferrichromite, 7 – ferrichromite, 8 – chromepicotite, 9 – subferrichromepicotite, 10 – subalumochrome-magnetite, 11 – chrome-magnetite, 12 – picotite, 13 – magnetite

оруденение формировалось в позднемагматическую стадию (~800 °С) с завершением в гидротермально-метасоматическую при температуре менее 271 °С и $\log fS_2 = (-3,06) - (-5,34)$ [Иващенко и др., 2016]. В метапироксенитах сохраняются реликты первичных темноцветных минералов – оливин, диопсид, Ti-содержащая роговая обманка магнезиогастингсит (?)

и хромшпинелиды. В пироксене изредка присутствует Cr (до 0,8 %). Хромшпинелиды варьируют по составу от субферрихромпикотита к субалюмохроммагнетиту и хроммагнетиту с доминирующим типом изоморфизма по « fO_2 тренду» ($Fe^{2+} + Ti^{4+} - 2Cr^{3+}$) (рис. 11), свидетельствующим о метаморфо-метасоматических преобразованиях первичного хро-

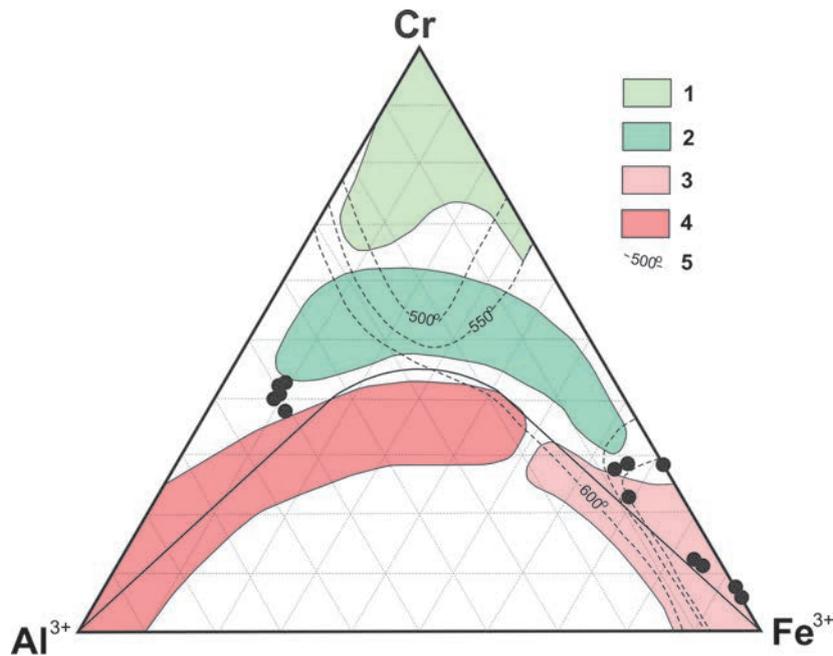


Рис. 12. Хромшпинелиды Араминлампинского массива в полях составов хромшпинелидов различных фаций метаморфизма; основа по: [Kapsiotis et al., 2016]:

1 – зеленосланцевая фация; 2 – низшие ступени амфиболитовой фации; 3 – высшие ступени амфиболитовой фации; 4 – гранулитовая фация; 5 – изотермы сольвуса хромшпинелид-форстерит

Fig. 12. Chrome-spinellids of the Araminlampi massif in the composition fields of chrome-spinellids under various metamorphic facies conditions; basically after [Kapsiotis et al., 2016]:

1 – greenschist facies; 2 – lower amphibolite-facies conditions; 3 – highest amphibolite-facies conditions; 4 – granulite facies; 5 – chrome-spinellid-forsterite solvus curve isotherms

мита в коровых условиях при температуре 500–550 °C (рис. 12). Наиболее высокохромистые ($Cr/(Cr+Al) = 0,7-0,8$) хромшпинелиды отмечаются в виде редких изометричных зерен (8–15 мкм) в диопсиде, а менее хромистые и хроммагнетит, часто совместно с многочисленными параллельно ориентированными ламелями ильменита, – в амфиболе. Ильменит встречается также в более крупных обособленных выделениях, характеризующихся повышенным содержанием Mn (до 10 %).

Магнетит в породах распространен крайне незначительно и преимущественно в виде симплектитовых сростаний с амфиболом (рис. 13). Он встречается также в виде субоктаэдрических микроразмерных (до 50 мкм) зерен в тремолите, ассоциируя с ильменитом. Согласно расчетам в программе ILMAT120 [Lepage, 2003], образование этой ассоциации происходило при температуре 504 °C и фугитивности кислорода – $IgfO_2 = 22,4$ (среднее по 11 определениям).

Обсуждение результатов

Интрузивы Кааламского магматического комплекса, как наиболее крупные проявления базитового магматизма Приладожья, в составе которых присутствуют ультрамафиты, уже несколько десятилетий привлекают внимание исследователей, многие из которых пытались сопоставлять их с никеленосными массивами пояса Коталахти в Финляндии [Богачев и др., 1982; Хазов, 1982; Иващенко и др., 1998; Металлогения..., 1999; Raahe-Ladoga..., 1999; Лавров, Кулешевич, 2016 и др.]. Однако достаточно аргументированной базы данных для этого ни в одной из перечисленных работ не приводится.

В геодинамических построениях финских геологов [Nironen, 1997; Lahtinen et al., 2011; Hanski, 2015] пояс Коталахти не простирается на российскую территорию в область распространения кааламских интрузий, а имеет возможное продолжение только южнее зоны Мейери в районе интрузивов Париккала, Исоярви. По петрогеохимическим параметрам (рис. 5, 6)

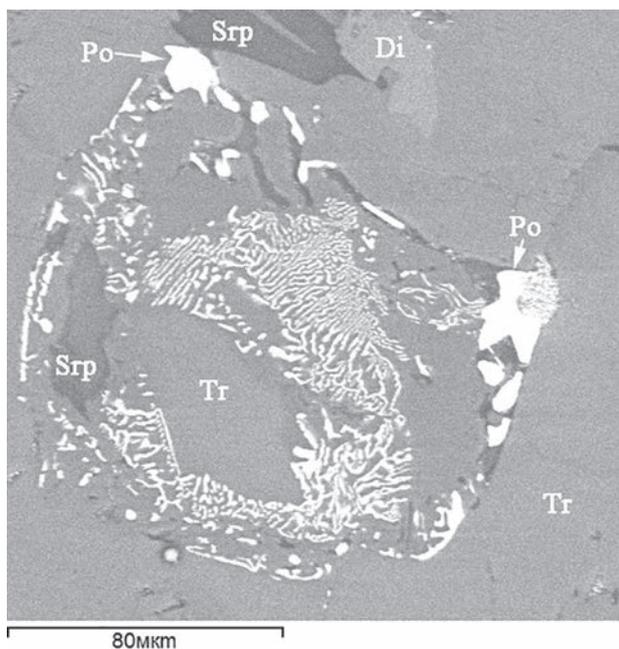


Рис. 13. Симплектиты (магнетит-тремолит) в оливинном метапироксените:

Di – диопсид, Po – пирротин, Srp – серпентин, Tr – тремолит

Fig. 13. Symplectites (magnetite-tremolite) in olivine metapyroxenite:

Di – diopside, Po – pyrrhotite, Srp – serpentine, Tr – tremolite

породы Кааламского комплекса в формационном и сериальном аспектах отличаются от дифференцированных интрузий пояса Коталахти [Богачев и др., 1999б]. Наиболее близким аналогом рассматриваемого комплекса на сопредельной территории Финляндии, по-видимому, является габбродиоритовый массив Йоутсенмяки в районе Хаукивеси [Parkkinen, 1975]. Он сопоставим с Кааламским массивом по размерам (18×6 км), вмещающим породам (кордиеритовые метатурбидиты), структурно-тектонической проработке и составу доминирующих в его строении дифференциатов. В непосредственной близости от массива Йоутсенмяки, к северу от него, известно несколько мелких (< 1 км²) интрузивов с Cu-Ni-оруденением, наибольший из которых – Лаукункангас, с запасами руды 7,9 Mt, Ni 0,72 %, Cu 0,20 %, Co 0,03 %, разрабатывался в прошлом веке [Barnes et al., 2009].

Возраст Кааламского магматического комплекса, определенный только для наиболее поздней интрузивной фазы Кааламского массива – диоритов (1888,3 ± 5,2 млн лет) [Богачев и др., 1999а], в целом несколько древнее времени формирования рудоносных интрузивов пояса Коталахти (1875–1885 млн лет) [Nuhma, 1986; Makinen, Makkonen, 2004; Hanski, 2015]. Резко отличаются они и по петротипам пород,

доминирующих в отдельных интрузиях: в Кааламском комплексе – диориты, габбродиориты, реже метаклинопироксениты, в интрузивах Коталахти – перидотиты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты, вебстериты, нориты, габбронориты (рис. 5). Спектры распределения редкоземельных элементов и Ce/Yb и Th/Yb отношения пород Араминлампинского массива тождественны таковым для дифференциатов безрудных массивов пояса Коталахти (рис. 14). Оливин в араминлампинских ультрамафитах более железистый (форстерит 58–70 %), чем в Коталахти (форстерит 63–85 %, в рудоносных – 78–85 %) [Makinen, Makkonen, 2004; Lamberg, 2005; Makkonen et al., 2008]. Главные рудные минералы в месторождениях Коталахти – пирротин, пентландит, халькопирит; в рудном горизонте Араминлампинского массива – пирротин.

Незначительно повышенное содержание МПГ (до n100 ppb) и платинометалльная минерализация установлены в сульфидсодержащих минеральных ассоциациях большинства месторождений пояса Коталахти [Hakli et al., 1976; Rapunen, 1986, 1989; Gervilla et al., 2004; Lamberg, 2005], в породах которых темноцветные минералы интенсивно серпентинизированы и хлоритизированы. Более высокие их концентрации (до 600 г/т) определены в сильно деформированных медно-никелевых рудах месторождения Хитура [Hakli et al., 1976] и в сульфидных жилах (до 50 г/т), обогащенных мышьяком (кобальтин-герсдорфит, никелин, маухерит) на месторождении Кюльмакоски в поясе Ваммала [Rapunen, 1986; Gervilla et al., 2004]. Считается, что платинометалльная минерализация в интрузивах поясов Коталахти и Ваммала формировалась при участии флюидов в постмагматическую стадию.

Рудопроявления МПГ в интрузивах Кааламского магматического комплекса, вероятно, имеют такую же природу. Вмещающие их породы сильно изменены (серпентинизация, хлоритизация, пренитизация и др.), содержат ряд рудных и силикатных минералов, отсутствующих в породах с фоновым содержанием МПГ (табл.). Однотипные минералы в породах проявлений и безрудных участков отличаются по железистости, содержанию Cl, Ba, Mn, As и Cr (табл.) вследствие разной степени их гидротермально-метасоматических преобразований.

Рудопроявление Араминлампи, имеющее признаки как позднемагматического (стратифицированное положение рудного горизонта, близкие к сидеронитовым структуры, ликвиционные сульфидные капли с платиноидами,

Минеральные ассоциации Араминлампинского массива

Mineral associations of the Araminlampi massif

Породы рудного горизонта Ore horizon rocks	
С минералами МПГ и золотом With PGM minerals and gold	Без минералов МПГ и золота Without PGM minerals and gold
Породообразующие минералы Rock-forming minerals	
<p>Диопсид/Diopside, f – 0,14–0,29 Оливин/Olivine, f – 0,36–0,42 (Mn до 0,9 %) Рог. обманка/Hornblende, f – 0,19–0,4; тремолит/tremolite, f – 0,11–0,27 Магнезиогастингсит/Magnesiohastingsite, f – 0,22–0,30 Плагиоклаз/Plagioclase, № 5–63; калишпат/kalifeldspath (Ba до/up to 5 %) Серпентин/Serpentine, f – 0,06–0,66 (Cl 0,4 %, Mn 1 %) Флогопит/Phlogopite, f – 0,16–0,18; хлорит/chlorite, f – 0,08–0,70 Пренит, серицит, эпидот, цоизит/Prehnite, sericite, epidote, zoisite Кварц, кальцит (Mg до 1,3 %, Fe до 1,5 %) Quartz, calcite (Mg up to 1,3 %, Fe up to 1,5 %)</p>	<p>Диопсид/Diopside, f – 0,12–0,37, Cr-авгит/Cr-augite (Cr 1 %) Оливин/Olivine, f – 0,29–0,39 Рог. обманка/Hornblende, f – 0,19–0,4; тремолит/tremolite, f – 0,12–0,14 Плагиоклаз/Plagioclase, № 50–90 Серпентин/Serpentine, f – 0,11–0,54 Биотит/Biotite, f – 0,46–0,52 (Ti до/up to 2,5 %) Кварц/Quartz</p>
Рудные минералы (Fe, Ti, Cr, Cu, Ni, Co, As) Ore minerals (Fe, Ti, Cr, Cu, Ni, Co, As)	
<p>Магнетит, хроммагнетит/ Magnetite, chrome-magnetite (Cr 1–17 %, Ti 3–12 %, V 1–2 %, Mn до/up to 1 %), гетит/goethite Ильменит/Ilmenite (Mn 2–6 %) Пирротин/Pyrrhotite (Ni до/up to 3,3 %), пирит/pyrite, халькопирит/chalcopyrite, Со-пентландит/Co-pentlandite (Co 5–20 %), кобальтин/cobaltine, саманиит/samaniite, зигенит/siegenite, никелин/nickeline, NiS₂, Fe₄Ni₃S₉ Арсенопирит/Arsenopyrite (Ni 1,4 %), леллингит/loellingite, Cu₇Ni₃, Cu₆Zn₄</p>	<p>Магнетит, титаномагнетит, хроммагнетит/Magnetite, titanomagnetite, chrome-magnetite (Cr 2–3 %, Ti до/up to 5 %), гетит/goethite Ильменит/Ilmenite (Mn 1,5–3,3 %) Хромшпинелид/Chromespinelide (Cr₂O₃ 29–33 %, V до/up to 1 %, Ti до/up to 3 %) Пирротин/Pyrrhotite (Ni до/up to 2 %), пирит/pyrite, халькопирит/chalcopyrite Со-пентландит/Co-pentlandite (Co 5–8 %), кобальтин/cobaltine, хороманит/choromanite, годлевскит/godlevskite</p>
Акцессорные минералы Accessory minerals	
<p>Апатит (Cl 0,8 %), барит (Sr до 1 %), циркон, титанит, торит, уранинит, ураноторианит, шеелит Apatite (Cl 0.8 %), barite (Sr up to 1 %), zircon, titanite, thorite, uraninite, uranotorianite, scheelite</p>	<p>Апатит (Cl 0,8 %), барит, циркон, ортит, дациншанит Apatite (Cl 0,8 %), barite, zircon, orthite, daqingshanite</p>
Благороднометалльное оруденение Noble metal mineralization	
<p>Галенит (Se до 19 %), церуссит, сфалерит (Fe 1,8–10 %, Cd до 4,3 %), алтаит, молибденит, висмут, хедлейит, цумоит, пильзенит, Se-пильзенит, галеновисмутит, смирнит, волинскит, гессит, штютцит, эмпрессит, мелонит, Bi₃ (TeSe) Золото, электрум, меренскиит, майченерит, мертеит-2, фенглуанит, стибнопалладинит, садберит, котульскит, BiPb-котульскит, соболевскит, урванцевит, сперрилит, Rh-сперрилит, фрудит, теларггалит, BiPd-мелонит, Pd-мелонит, Pd, Pt-мелонит Pd₄Sb₃ (As₂Te), Pd₅Sb₃Bi₂, Pd₆Sb₄Bi₃, Pd₂ (Sb, Te, Bi)₃, Pd₃Te₄, (Pd, Pt, Ni)₃Te₅, (Pd, Pt) Te₂, (Pt, Pd) (As, Te)₂, (Pd, Pt, Ni) (Te, As)₂ Galenite (Se up to 19 %), cerussite, sphalerite (Fe 1.8–10 %, Cd up to 4.3 %), altaite, molybdenite, bismuth, headleyite, tsumoite, pilzenite, Se-pilzenite, galenic bismuth, smyrnite, volynskite, hessite, stutzite, empressitis, melonite, Bi₃ (TeSe) Gold, electrum, merenskyite, machenerite, merteit-2, fengluanite, stibiopalladinite, sadberite, cotulskite, BiPb-cotulskite, sobolevskite, urvanetovite, sperrylite, Rh-sperrylite, frudite, telargalite, BiPd-melon, Pdd-melon melonite Pd₄Sb₃ (As₂Te), Pd₅Sb₃Bi₂, Pd₆Sb₄Bi₃, Pd₂ (Sb, Te, Bi)₃, Pd₃Te₄, (Pd, Pt, Ni)₃Te₅, (Pd, Pt) Te₂, (Pt, Pd) (As, Te)₂, (Pd, Pt, Ni) (Te, As)₂</p>	
Рудная минерализация в кварцевых жилах Ore mineralization in quartz veins	
<p>Пирротин, пирит (Cu до 5 %, Ni до 1 %), халькопирит, кубанит, фукучилит, хейкокит, сфалерит (Fe 10 %), арсенопирит (As_{at} 27–31 %, Sb до 1,4 %), Ag-ковеллин (Ag до 13 %), висмут, серебро, висмутин, хедлейит, бисмутит, бисмит, ильменит, титанит, гетит, рутил Pyrrhotite, pyrite (Cu up to 5 %, Ni up to 1 %), chalcopyrite, cubanite, fucuchilite, haycockite, sphalerite (Fe 10 %), arsenopyrite (As_{at} 27–31 %, Sb до 1,4 %), Ag-covellite (Ag up to 13 %), bismuth, silver, bismuthin, headleyite, bismuthite, bismite, ilmenite, titanite, goethite, rutile</p>	

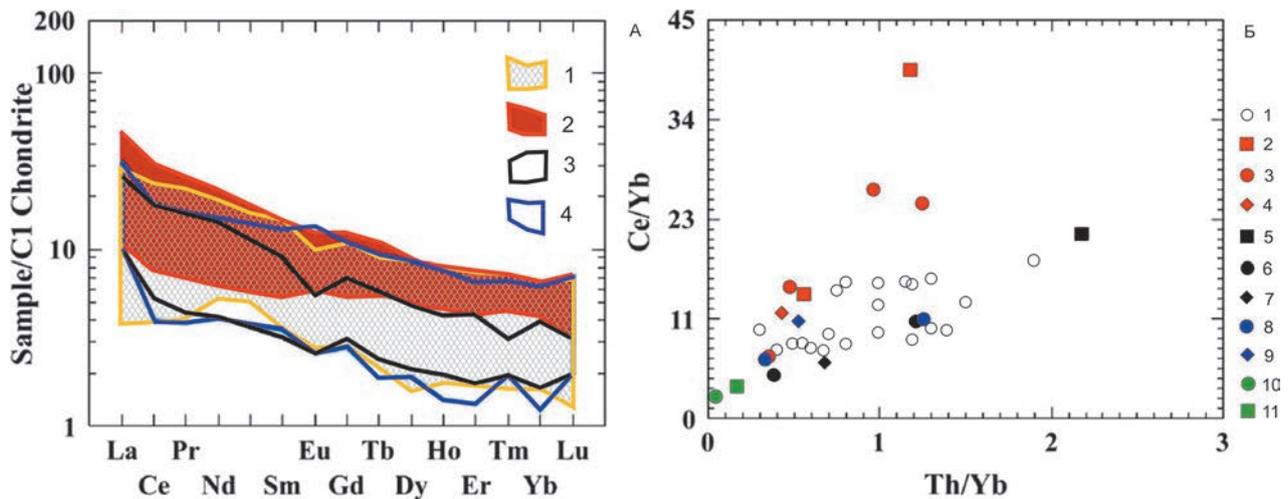


Рис. 14. Спектры распределения редкоземельных элементов (А), нормированных по: [Sun, McDonough, 1989], и Ce/Yb и Th/Yb отношения (Б) для интрузивных пород пояса Коталаhti [Makkonen et al., 2008] и дифференциатов Араминлампинского массива:

1 – Араминлампинский массив; 2–9 – интрузивы пояса Коталаhti: 2–4 – рудоносные (2 – габбро, 3 – перидотиты, 4 – пироксениты); 5–7 – слабоминерализованные (5 – габбро, 6 – перидотиты, 7 – пироксениты); 8, 9 – безрудные (8 – перидотиты, 9 – пироксениты); 10 – примитивная мантия; 11 – NMORB [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 14. Distribution spectra of rare-earth elements (A) normalized for [Sun & McDonough, 1989] and Ce/Yb and Th/Yb ratios (B) for Kotalahti intrusive rocks [Makkonen et al., 2008] and Araminlampi differentiates:

1 – Araminlampi massif; 2–9 – Kotalahti intrusives: 2–4 – ore-bearing (2 – gabbro, 3 – peridotites, 4 – pyroxenites); 5–7 – poorly mineralized (5 – gabbro, 6 – peridotites, 7 – pyroxenites); 8, 9 – ore-free (8 – peridotites, 9 – pyroxenites); 10 – primitive mantle; 11 – NMORB [Sun, McDonough, 1989]

высокохромистые хромшпинелиды и др.), так и постмагматического (локализация в низко- и среднетемпературных метасоматитах по клинопироксенитам, директивное распределение рудных минералов, резкая изменчивость их состава, невысокие температуры образования и др.) происхождения, характеризуется низким содержанием Ni (до 0,1 %) и относительной обогащенностью Cu, Pd и Au, что указывает, согласно результатам экспериментальных исследований [Ballhaus et al., 1994], на образование с участием флюидов. Доминирующие в МПГ-минеральной ассоциации рудопоявления висмутотеллуриды палладия устойчивы при температуре < ~600 °C [Hoffman, McLean, 1976], то есть ниже типичного сульфидного солидуса: температура плавления майченерита – 489–501 °C, фрудита – 485 °C [Cabri, Laflamme, 1976]. Часть меренскиитовых фаз из проявления Араминлампи, в соответствии с экспериментальными данными [Hoffman, McLean, 1976], кристаллизовались, вероятно, в субсолидусных условиях при температуре расплава около 700 °C (рис. 15, А). К этому этапу кристаллизации, по-видимому, относится и образование широко представленного в рудах Pd-мелонита (рис. 15, Б). Ассоциация благороднометалльной минерализации с магматическими сульфидами (пирротин, пентландит,

кобальтин) не исключает также того, что часть ее образовалась при распаде твердого раствора в этих сульфидах.

В то же время ассоциация минералов МПГ с арсенопиритом, леллингитом и Со-пентландитом, состав которого отвечает полям устойчивости минеральных фаз системы Fe-Co-Ni-S при температуре 200–400 °C (рис. 16), свидетельствует, что заключительные стадии их формирования происходили в низкотемпературных условиях.

Таким образом, формирование благороднометалльной минерализации в Араминлампинском массиве происходило в несколько стадий: начиналось в магматический этап путем прямой кристаллизации из сульфидного расплава, продолжалось в субсолидусных условиях при распаде твердых растворов после кристаллизации сульфидов и завершилось при гидротермально-метасоматических преобразованиях вмещающих пород и всех ранее образованных рудных минералов. Образование в последнюю стадию совместно с висмутотеллуридами палладия таких минералов, как молибденит, шеелит, сфалерит, уранинит, ураноторианит, не исключает вероятности участия в этом флюидов, связанных с гранитами и пегматитами, прорывающих массив.

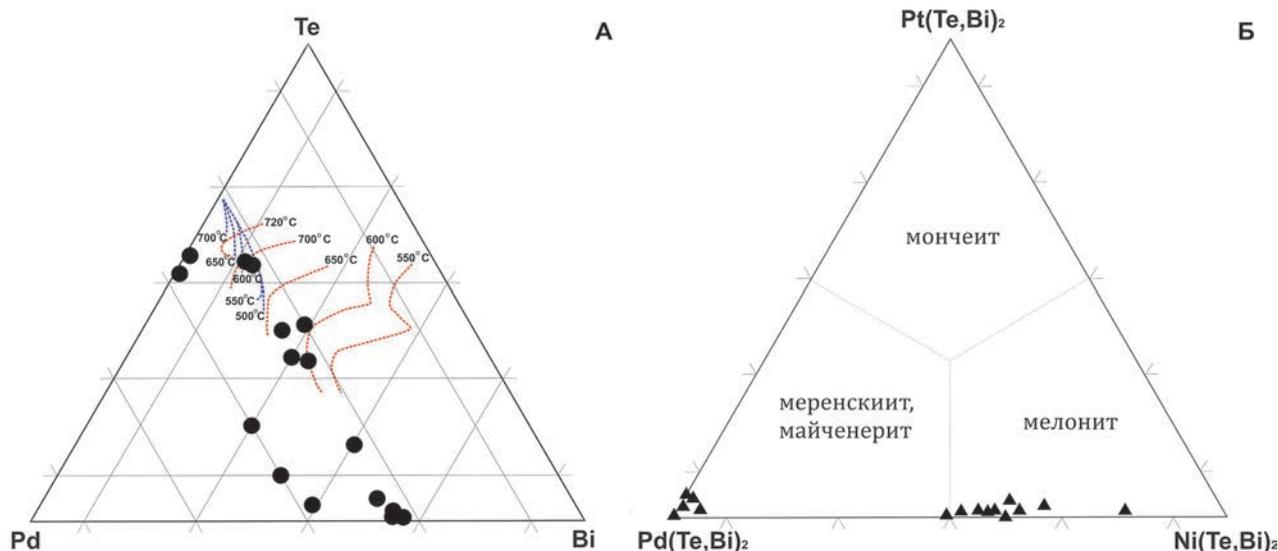


Рис. 15. Состав минералов системы Pd-Bi-Te (А) и Pd-Pt-Bi-Te (Б) благороднометалльного оруденения Араминлампинского массива:

Синие линии отображают составы меренскиита при различных температурах образования; красные – составы сосуществующих расплавов по экспериментальным данным [Hoffman, McLean, 1976]

Fig. 15. Composition of the minerals of the Pd-Bi-Te (A) and Pd-Pt-Bi-Te (B) noble-metal mineralization system in the Araminlampi massif:

The blue lines show merenskyite compositions at various formation temperatures; the red lines indicate the compositions of co-existing melts, based on experimental data [Hoffman, McLean, 1976]

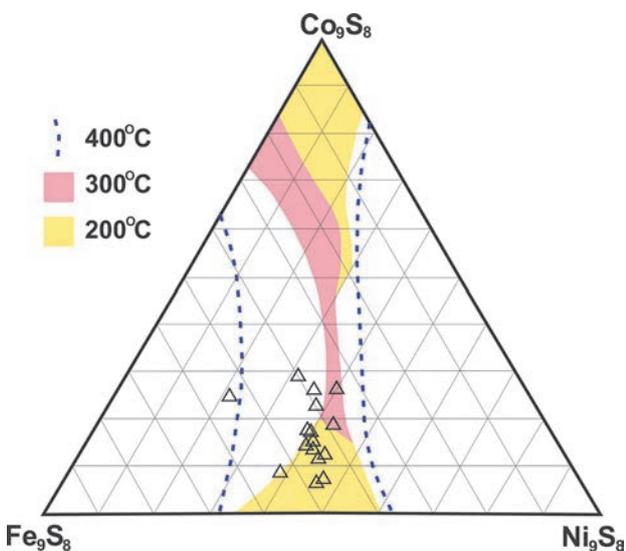


Рис. 16. Состав Co-пентландита благороднометалльного оруденения Араминлампинского массива на диаграмме Fe-Co-Ni, основа по: [Kaneda et al., 1986]

Fig. 16. Composition of Co-pentlandite of noble-metal mineralization at the Araminlampi massif on the Fe-Co-Ni diagram, basically after [Kaneda et al., 1986]

Выводы

1. Никеленосный пояс Коталахти не простирается на российскую территорию в область распространения кааламских интрузий, а име-

ет возможное продолжение южнее зоны Мейери в районе интрузивов Париккала, Исоярви.

2. По петрогеохимическим параметрам Кааламский комплекс не тождественен рудоносным интрузивам пояса Коталахти. Доминирующие дифференциаты интрузий Кааламского комплекса – диориты, габбродиориты, метаклинопироксениты; интрузивов Коталахти – перидотиты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты, вебстериты, нориты, габбронориты.

3. Возраст пород самой поздней интрузивной фазы Кааламского массива ($1888,3 \pm 5,2$ млн лет) и, соответственно, одноименного магматического комплекса в целом несколько древнее времени формирования рудоносных интрузивов пояса Коталахти (1875–1885 млн лет).

4. Рудопроявление Араминлампи, имеющее признаки как позднемагматического, так и постмагматического происхождения, характеризуется низким содержанием Ni и относительной обогащенностью Cu, Pd и Au.

5. Формирование благороднометалльной минерализации в Араминлампинском массиве началось в магматический этап путем прямой кристаллизации из сульфидного расплава, продолжалось в субсолидусных условиях при распаде твердых растворов сульфидов и завершилось в гидротермально-метасоматическую стадию, связанную, вероятно, с регио-

нальным метаморфизмом и внедрением жильных тел посторогенных гранитов и пегматитов.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).

Литература

Богачев А. И., Гриб В. П., Гришин А. С. и др. Основные черты металлогении Карелии // Металлогения Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. С. 5–40.

Богачев В. А., Иваников В. В., Козырева И. В. и др. U-Pb цирконовое датирование синоргенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. Геол. и геогр. 1999а. Вып. 3 (№ 21). С. 23–33.

Богачев В. А., Иваников В. В., Филиппов Н. Б. Отчет по теме «Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладожской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200» // Фонды СЗРГЦ. СПб., 1999б.

Иващенко В. И., Лавров О. Б. Благороднометалльное оруденение Юго-Западной Карелии // Проблемы золотоносности и алмазности севера европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 44–51.

Иващенко В. И., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И. Рудная минерализация малых интрузий Кааламского типа СЗ Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. С. 51–57.

Иващенко В. И., Ручьев А. М., Голубев А. И. Два типа благороднометалльной минерализации в Кааламском массиве (Карелия) // Докл. РАН. 2016. Т. 468, № 2. С. 183–188.

Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Перспективы поисков платиноидов в массивах Кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия) // Отечественная геология. 2016. № 3. С. 46–56.

Макарова Г. В. Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель и кобальт, проведенных Тохмайской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969–1970 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1971.

Металлогения Карелии // Под. ред. С. И. Рыбакова, А. И. Голубева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.

Николаев Г. С. Условия кристаллизации первично-магматического хромита при формировании Бураковско-Аганозерского расслоенного массива Заонежья // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Матер. 3-й междунар. конф. Качканар, 2009. С. 75–79.

Переvozчиков Б. В., Плотников А. В., Макиев Т. Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сьюм-Кей (Полярный Урал) // Проблемы минералогии, петро-

графии и металлогении. Науч. чтения пам. П. Н. Чирвинского: Сб. науч. стат. Вып. 6. Пермь: Перм. ун-т, 2004. С. 170–180.

Саранчина Г. М. Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // Изв. Карело-Финск. науч.-иссл. базы АН СССР. 1949. № 2. С. 57–80.

Саранчина Г. М. Раннепротерозойский магматизм Приладожья: Дис. ... докт. геол.-минер. наук. Л., 1968.

Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. 320 с.

Степанов В. С., Слабунов А. И., Степанова А. В. Породообразующие и акцессорные минералы позднеархейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. С. 17–25.

Степанов К. И., Путинцева Е. В., Мурадымов Г. Ш. и др. Отчет по теме: «Производство поисковых работ в пределах Сортавальской площади (поиски медно-никелевых, полиметаллических и золоторудных месторождений)» // Фонды ТГФ РК. Петрозаводск, 2004.

Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 190 с.

Ballhaus C., Ryan C., Mernagh T. P., Green D. H. The partitioning of Fe, Ni, Cu, Pt and Au between sulfide, metal and fluid phases: A pilot study // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. P. 811–826.

Barnes S. J., Makkonen H. V., Dowling S. E., Hill R. E. T., Peltonen P. The 1,88 Ga Kotalahti and Vammala nickel belts, Finland: geochemistry of the mafic and ultramafic metavolcanic rocks // Bull. Geol. Soc. Finland. 2009. Vol. 81. P. 103–141.

Cabri L. J., Laffamme J. H. G. The mineralogy of the platinum-group elements from some copper-nickel deposits of the Sudbury area, Ontario // Econ. Geol. 1976. Vol. 71. P. 1159–1195.

Caritat P., Hutcheon L., Walshe J. L. Chlorite geothermometry: a review // Clays and Clay Minerals. 1993. Vol. 41, no. 2. P. 219–239.

Gervilla F., Cabri L. J., Kojonen K., Oberthür T., Weiser T. W., Johanson B., Sie S. H., Campbell J. L., Teesdale W. J., Laffamme J. H. G. Platinum-group element distribution in some ore deposits: Results of EPMA and Micro-PIXE Analyses // Microchim. Acta. 2004. Vol. 147, no. 3. P. 167–173. doi: 10.1007/s00604-004-0187-5

Hakli T. A., Hanninen E., Vuorelainen Y., Pappunen H. Platinum-group minerals in the Hitura nickel deposit, Finland // Econ. Geol. 1976. Vol. 71. P. 1206–1213.

Hakman V. Sortavalan seudun kivilaaajikartta. Helsinki: Geologisen toimikunnan julkaisema, 1929.

Hanski E. Synthesis of the geological evolution and metallogeny of Finland // Mineral Deposits of Finland. 2015. P. 39–71. doi: 10.1016/B978-0-12-410438-9.00002-9

Hoffman E. L., MacLean W. H. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system // Econ. Geol. 1976. Vol. 71(7). P. 1461–1468.

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian detrital zircons // Geological Survey of Finland. 1986. Bull. 337. 52 p.

Kaneda H., Takenouchi S., Shoji T. Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system // Mineralium Deposita. 1986. No. 21. P. 169–180.

Kapsiotis A., Rassios A., Antonelou A., Tzamos E. Genesis and multi-episodic alteration of zircon-bearing chromitites from the Ayios Stefanos Mine, Othris Massif, Greece: Assessment of an Unconventional hypothesis on the origin of zircon in ophiolitic chromitites // Minerals. 2016. Vol. 124(6). P. 2–35. doi: 10.3390/min6040124

Klemm D. D. Synthesen und Analysen in den Dreiecks diagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS₂-CoS₂-NiS₂ // Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Abhandlungen. 1965. No. 103. P. 205–255.

Lahtinen R., Hölttä P., Kontinen A., Niiranen T., Nironen M., Saalman K., Sorjonen-Ward P. Tectonic and metallogenic evolution of the Fennoscandian shield: key questions with emphasis on Finland // Geol. Survey of Finland. 2011. Special Paper 49. P. 23–33.

Lamberg P. From genetic concepts to practice – lithochemical identification of Ni-Cu mineralized intrusions and localisation of the ore // Geol. Survey of Finland. 2005. Bull. 402. 264 p.

Lepage L. D. ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // Comput. Geosci. 2003. Vol. 29(5). P. 673–678.

Makinen J., Makkonen H. V. Petrology and structure of the Palaeoproterozoic (1.9 Ga) Rytky nickel sulphide

deposit, Central Finland: a comparison with the Kotalahti nickel deposit // Mineralium Deposita. 2004. Vol. 39. P. 405–421. doi: 10.1007/s00126-004-0413-4

Makkonen H. V., Mäkinen J., Kontoniemi O. Geochemical discrimination between barren and mineralized intrusions in the Svecofennian (1.9 Ga) Kotalahti Nickel Belt, Finland // Ore Geol. Rev. 2008. Vol. 33. P. 101–114.

Nironen M. The Svecofennian orogen: A tectonic model // Precambrian Res. 1997. Vol. 86. P. 21–44.

Papunen H. Platinum-group elements in Svecokarelian nickel-copper deposits, Finland // Econ. Geol. 1986. Vol. 81. P. 1236–1241.

Papunen H. Platinum-group elements in metamorphosed Ni-Cu deposits in Finland // M. J. Prendergast, M. J. Jones (eds.) Magmatic sulfides – the Zimbabwe volume. London: IMM, 1989. P. 165–176.

Parkkinen J. Deformation analysis of a Preeambrian mafic intrusive: Haukivesi area, Finland // Geological Survey of Finland. 1975. Bull. 278. 61 p.

Raahe-Ladoga zone (structure, litology, metamorphism and metallogeny) // A Finnish-Russian cooperation project 1996–1999.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.). Magmatism in the Ocean Basin. Geological Society Special Publication. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Поступила в редакцию 19.04.2019

References

Bogachev A. I., Grib V. P., Grishin A. S. et al. Osnovnye cherty metallogenii Karelii [Major metallogenic features of Karelia]. *Metallogeniya Karelii* [Metallogeny of Karelia]. Petrozavodsk: Karelia, 1982. P. 5–40.

Bogachev V. A., Ivanikov V. V., Kozyreva I. V. et al. U-Pb tsirkonovoe datirovanie sinorogennykh gabbrodioritovykh i granitoidnykh intruzii Severnogo Priladozh'ya [U-Pb zircon dating of synorogenic gabbro-diorite and granitoid intrusions in the northern Ladoga Lake area]. *Vestnik S.-Peterburgskogo univ. Ser. 7. Geol. i geogr.* [S.-Petersburg Univ. Geol. Bull.]. 1999a. Vol. 3 (No. 21). P. 23–33.

Bogachev V. A., Ivanikov V. V., Filippov N. B. Otchet po teme "Vydelenie petrologo-geokhimicheskikh etalnov magmaticheskikh kompleksov kak indikatorov paleogeodinamicheskikh obstanovok v Ladozhskoi strukturnoi zone dlya geodinamicheskogo analiza pri GDP-200" [Report on the Project "Identifying the petrologo-geochemical standards of igneous complexes as indicators of paleogeodynamic settings in the Ladoga structural zone for geodynamic analysis at GDP-200"]. *Fondy SZRGTs* [Archives NWRGC]. St. Petersburg, 1999b.

Ivashchenko V. I., Lavrov O. B. Blagorodnometall'noe orudnenie Yugo-Zapadnoi Karelii [Noble-metal mineralization in Southwestern Karelia]. *Problemy zolotonosnosti i almazonosnosti severa evropeiskoi chasti Rossii* [Problems in the gold and diamond potential of North European Russia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1997. P. 44–51.

Ivashchenko V. I., Lavrov O. B., Kondrasheva N. I. Rudnaya mineralizatsiya malykh intruzii Kaalamskogo tipa SZ Priladozh'ya [Ore mineralization of Kaalamo-type minor intrusions in the NW Ladoga Lake area]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Mineral Resources of Karelia]. 1998. Iss. 1. P. 51–57.

Ivashchenko V. I., Ruch'ev A. M., Golubev A. I. Dva tipa blagorodnometall'noi mineralizatsii v Kaalamskom massive [Two types of noble metal mineralization in the Kaalamo Massif (Karelia)]. *Doklady RAN* [Dokl. RAS]. 2016. Vol. 468, no. 12. P. 183–188.

Lavrov O. B., Kuleshevich L. V. Perspektivy poiskov platinoidov v massivakh Kaalamskogo differentsirovanogo kompleksa (Severnoye Priladozh'e, Karelia) [Platinoid prospecting in the massifs of the Kaalamo differentiated complex, northern Ladoga Lake area, Karelia: outlook for the future]. *Otechestvennaya Geol.* [Homeland Geol.]. 2016. No. 3. P. 46–56.

Makarova G. V. Otchet o geologo-poiskovykh rabotakh na Cu, Ni, Co, provelennykh Tokhmayokskoi partiei v Severnom Priladozh'e KASSR v 1969–1970 gg. [Report on geological copper, nickel and cobalt prospecting conducted by the Tohmajoki Team in the northern Ladoga Lake area, KASSR, in 1969–1970]. *Fondy KGE* [Archives Karelian Geol. Exp.]. Petrozavodsk, 1971.

Metallogeniya Karelii [Metallogeny of Karelia]. Eds. S. I. Rybakov, A. I. Golubev. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1999. 340 p.

Nikolaev G. S. Usloviya kristallizatsii pervichno-magmaticheskogo khromita pri formirovani Burakovsko-Aganozerskogo rassloennogo massiva Zaonezh'ya [Crystallization conditions of primary-magmatic chromite upon the formation of the Burakovian-Aganozero layered massif, Trans-Onega area]. *Ul'trabazit-bazitovye komplekсы skladchatykh oblastei b svyazannye s nimi mestorogdeniya: Mater. 3-i megdunar. konf.* [Ultrabazite-basite complexes of infolded areas and connected deposits: Proceed. 3rd int. conf.]. Kachkanar, 2009. P. 75–79.

Perevozchikov B. V., Plotnikov A. V., Makiev T. T. Priroda variatsii sostava rudnoii i aktsessornoii khromshpineli ul'trabazitovogo massiva Syum-Keu (Polyarny Ural) [Origin of variations in the composition of ore-bearing and accessory chrome-spinel in the Syum-Keu ultrabasic massif, Polar Urals]. *Probl. mineral., petrograf. i metallog.* [Issues of mineral., petrogr., and metallogeny]. Perm': Perm. univer., 2004. P. 170–180.

Saranchina G. M. Petrologiya Kaalamskoi intruzii (yugo-zapadnaya Kareliya) [Petrology of the Kaalamo intrusion, SW Karelia]. *Izv. Karelo-Finsk. nauch.-issl. bazy AN SSSR* [Trans. Kar. – Fin. Sci. Center AS USSR]. 1949. No. 2. P. 57–80.

Saranchina G. M. Ranneproterozoiskii magmatizm Priladozh'ya [Early Proterozoic magmatism of the Ladoga Lake area]: DSc (Dokt. of Geol.-Miner.) thesis. Leningrad, 1968.

Svetov A. P., Sviridenko L. P., Ivashchenko V. I. Vulkanoplutonizm svekokarelid Baltiyskogo shchita [Volcano-plutonism of the Svekokarelidides on the Baltic Shield]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1990. 320 p.

Stepanov V. S., Slabunov A. I., Stepanova A. V. Porodooobrazuyushchie i aktsessornye mineraly pozdnearkheiskikh peridotitov rayona ozera Seryak (Belomorskii podvignyiy poyas Fennoskandinavskogo shchita) [Rock-forming and accessory minerals of Late Archean peridotites from the Seryak Lake area, Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian Shield]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Mineral Resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2003. Iss. 6. P. 17–25.

Stepanov K. I., Putintseva E. V., Muradymov G. Sh. Otchet po teme "Proizvodstvo poiskovykh rabot v predelakh Sortaval'skoi ploschadi (poiski medno-nikelevykh, polimetallicheskikh i zolotorudnykh mestorozhdenii)" [Report on the Project "Prospecting of the Sortavala area prospecting of copper-nickel, base metal and gold deposits"]. *Fondy TGF RK* [Archives TGF RK]. Petrozavodsk, 2004.

Khazov R. A. Metallogeniya Ladozhsko-Botnicheskogo geobloka Baltiyskogo shchita [Metallogeny of the Ladoga-Bothnian geoblock, Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1982. 190 p.

Ballhaus C., Ryan C., Mernagh T. P., Green D. H. The partitioning of Fe, Ni, Cu, Pt and Au between sulfide, metal and fluid phases: A pilot study. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. Vol. 58. P. 811–826.

Barnes S. J., Makkonen H. V., Dowling S. E., Hill R. E. T., Peltonen P. The 1,88 Ga Kotalahti and Vammala nickel belts, Finland: geochemistry of the mafic and ultramafic metavolcanic rocks. *Bulletin Geol. Soc. Finland.* 2009. Vol. 81. P. 103–141.

Cabri L. J., Laffamme J. H. G. The mineralogy of the platinum-group elements from some copper-nickel de-

posits of the Sudbury area, Ontario. *Econ. Geol.* 1976. Vol. 71. P. 1159–1195.

Caritat P., Hutcheon L., Walshe J. L. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals.* 1993. Vol. 41, no. 2. P. 219–239.

Gervilla F., Cabri L. J., Kojonen K., Oberthür T., Weiser T. W., Johanson B., Sie S. H., Campbell J. L., Teesdale W. J., Laffamme J. H. G. Platinum-Group Element Distribution in Some Ore Deposits: Results of EPMA and Micro-PIXE Analyses. *Microchim. Acta.* 2004. Vol. 147, no. 3. P. 167–173. doi: 10.1007/s00604-004-0187-5

Hakli T. A., Hanninen E., Vuorelainen Y., Pappunen H. Platinum-group minerals in the Hitura nickel deposit, Finland. *Econ. Geol.* 1976. Vol. 71. P. 1206–1213.

Hakman V. Sortavalan seudun kivilaaikartta. Helsinki: Geologisen toimikunnan julkaisema, 1929.

Hanski E. Synthesis of the geological evolution and metallogeny of Finland. *Mineral Deposits of Finland.* 2015. P. 39–71. doi: 10.1016/B978-0-12-410438-9.00002-9

Hoffman E. L., MacLean W. H. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system. *Econ. Geol.* 1976. Vol. 71(7). P. 1461–1468.

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian detrital zircons. *Geological Survey of Finland.* 1986. Bull. 337. 52 p.

Kaneda H., Takenouchi S., Shoji T. Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system. *Mineralium Deposita.* 1986. No. 21. P. 169–180.

Kapsiotis A., Rassios A., Antonelou A., Tzamos E. Genesis and Multi-Episodic Alteration of Zircon-Bearing Chromitites from the Ayios Stefanos Mine, Othris Massif, Greece: Assessment of an Unconventional Hypothesis on the Origin of Zircon in Ophiolitic Chromitites. *Minerals.* 2016. Vol. 124(6). P. 2–35. doi: 10.3390/min6040124

Klemm D. D. Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS₂-CoS₂-NiS₂. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Abhandlungen.* 1965. No. 103. P. 205–255.

Lahtinen R., Hölltä, P., Kontinen A., Niiranen T., Nironen M., Saalman K., Sorjonen-Ward P. Tectonic and metallogenic evolution of the Fennoscandian shield: key questions with emphasis on Finland. *Geological Survey of Finland.* 2011. Special Paper 49. P. 23–33.

Lamberg P. From genetic concepts to practice – lithogeochemical identification of Ni-Cu mineralized intrusions and localisation of the ore. *Geological Survey of Finland.* 2005. Bull. 402. 264 p.

Lepage L. D. ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Comput. Geosci.* 2003. Vol. 29(5). P. 673–678.

Makinen J., Makkonen H. V. Petrology and structure of the Palaeoproterozoic (1.9 Ga) Rytky nickel sulphide deposit, Central Finland: a comparison with the Kotalahti nickel deposit. *Mineralium Deposita.* 2004. Vol. 39. P. 405–421. doi: 10.1007/s00126-004-0413-4

Makkonen H. V., Mäkinen J., Kontoniemi O. Geochemical discrimination between barren and mineralized intrusions in the Svecofennian (1.9 Ga) Kotalahti Nickel Belt, Finland. *Ore Geol. Rev.* 2008. Vol. 33. P. 101–114.

Nironen M. The Svecofennian orogen: A tectonic model. *Precambrian Res.* 1997. Vol. 86. P. 21–44.

Papunen H. Platinum-group elements in Svecokarelian nickel-copper deposits, Finland. *Econ. Geol.* 1986. Vol. 81. P. 1236–1241.

Papunen H. Platinum-group elements in metamorphosed Ni-Cu deposits in Finland. In: *M. J. Prendergast, M. J. Jones* (eds.). *Magmatic sulfides – the Zimbabwe volume.* London: IMM, 1989. P. 165–176.

Parkkinen J. Deformation analysis of a Preeambrian mafic intrusive: Haukivesi area, Finland. *Geological Survey of Finland.* 1975. Bull. 278. 61 p.

Raahe-Ladoga zone (structure, litology, metamorphism and metallogeny). A Finnish-Russian cooperation project 1996–1999.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *A. D. Saunders, M. J. Norry* (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basin.* Geological Society Special Publication. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Received April 19, 2019

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Иващенко Василий Иванович

ведущий научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ivashche@krc.karelia.ru

CONTRIBUTOR:

Ivashchenko, Vasily

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: ivashche@krc.karelia.ru

УДК 549.08:622.7

ИСТОЧНИКИ АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ТАНТАЛА, БЕРИЛЛИЯ И ИТТРИЕВОЗЕМЕЛЬНЫХ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ: ПРОМЫШЛЕННАЯ ЦЕННОСТЬ И ЗАДАЧИ ПОИСКОВ

Г. Б. Мелентьев

Объединенный институт высоких температур РАН, Москва, Россия

Приводятся результаты минералого-геохимических исследований и оценки эффективности небольших, но богатых танталом, бериллием и иттриевоземельными металлами пегматитовых месторождений различно специализированных гранитных интрузий. В одном из них профилирующие промышленно-ценные минералы представлены танталитом, колумбит-танталитом и бериллом (Восточный Казахстан), в другом – Pb-микролитом, пирохлором, иттрофлюоритом и другими концентраторами редкоземельных металлов средне-тяжелой группы (Кольский регион). Редкометалльные пегматиты первого месторождения были отработаны горно-обогатительным комбинатом с высокой экономической рентабельностью, в то время как редкоземельно-редкометалльные пегматоиды второго остались недоразведанными и недоизученными. Примеры этих месторождений могут служить эталонами объектов поисков, геологоразведки и ускоренного освоения без капитального строительства в условиях возрождения и развития отечественных редкометалльных производств.

Ключевые слова: редкометалльные пегматиты; высокая концентрация; тантал; бериллий; иттриевоземельные металлы; промышленная ценность; поиски.

G. B. Melent'ev. SOURCES OF ABNORMALLY HIGH CONCENTRATIONS OF TANTALUM, BERYLLIUM, AND YTTRIUM-EARTH RARE METALS: COMMERCIAL VALUE AND SEARCH PROBLEMATICS

The results of mineralogical and geochemical studies and evaluations of the efficiency of small but rich in tantalum, beryllium and yttrium-earth metals pegmatite deposits in granite intrusions of various specializations are reported. Major commercially valuable minerals in one of them are represented by tantalite, columbite-tantalite and beryl (East Kazakhstan), and in the other by Pb-microlite, pyrochlore, yttrifluorite and other concentrators of rare-earth metals of the medium-heavy group (Kola region). The rare-metal pegmatites of the first deposit were extracted by a mining and processing plant with high profitability, while the rare-earth and rare-metal pegmatoids of the second deposit remained underexplored and understudied. These deposits can serve as showcases of prospecting, exploration and accelerated mining without major construction in the context of the revival and development of the domestic rare-metal industry.

Keywords: rare-metal pegmatites; high concentration; tantalum; beryllium; yttrium-earth metals; commercial value; searches.

Введение

В период активизации обсуждения приоритетных направлений возрождения и развития в России производств редких металлов [Мелентьев, 2011, 2014а] представляется целесообразным привлечь внимание геологов-поисковиков, минералогов, технологов и инвесторов к небольшим, но инвестиционно привлекательным месторождениям редкометалльных пегматитов, которые аномально обогащены танталом, бериллием и иттриевоземельными металлами. По совокупности причин в условиях распада СССР и почти 30-летнего «переходного периода» производство тантала осуществляется исключительно на базе ОАО «Соликамский магниевый завод», а «Ловозерский ГОК» выпускает лопаритовый концентрат (Ta, Nb, TR, Ti) в значительно меньших количествах сравнительно с его выпуском в СССР как из лопаритовых, так и из собственно танталовых концентратов, производившихся из редкометалльного пегматитового сырья. Подобная же ситуация сложилась за счет переработки профилирующих фенакит-бертрандитовых и сопутствующих берилловых концентратов. Редкоземельная продукция Ловозерско-Соликамского «тандема» отличается лантан-цериевой специализацией, а состояние химико-металлургических переделов не позволяет в настоящее время получать наиболее востребованные сопутствующие иттриевоземельные и тем более индивидуальные компоненты. В этих условиях потребности ОПК и других высокотехнологичных отраслей нашей страны в редких металлах преимущественно удовлетворяются за счет импорта, что представляется недопустимым с позиций экономической и национальной безопасности [Мелентьев, 2011, 2014а, 2017]. Радикальное изменение сложившейся ситуации возможно за счет организации оперативного освоения давно известных редкометалльных месторождений, возобновления приостановленной добычи на некоторых из них и интенсификации поисков новых, в первую очередь логистически доступных, богатых редкими металлами и легкообогащаемых природных и техногенных объектов ускоренного промышленного освоения.

К таким объектам относятся месторождения различно специализированных редкометалльных пегматитов, обнаруживающие пространственно-генетическую связь с интрузиями плюмазитовых или щелочных гранитов. Автором были изучены два месторождения соответствующих типов: Кварцевое в Восточном Казахстане, представленное альбитовым с фторид-

но-литиевыми слюдами и сподуменом инъекционно-жильным типом, и Плоскогорское в Кольском регионе, представленное пегматидными амазонит-альбитовыми с железисто-литиевыми слюдами апофизами интрузии щелочных гранитов. Первое месторождение было оперативно (1971–1975 гг.) выработано Белогорским ГОКом Минцветмета СССР, специализированным на тантал, а второе в 1970–80-х годах служило объектом добычи блокового амазонита ПО «Северкварцсамоцветы», хотя минералогами ГИ КНЦ РАН, геологами «Северкварцсамоцветов» и Мурманской ГРЭ с различных позиций в начале 1980–90-х годов оценивались перспективы этого месторождения ценного поделочного камня, на тантал и иттриевоземельные металлы.

Месторождение Кварцевое – пример инвестиционно привлекательного объекта ускоренного промышленного освоения на тантал и бериллий

Месторождение локализовано в зоне северо-западного выклинивания Калбинского пегматитового пояса, простирающегося с ЮВ на СЗ более чем на 300 км и связанного со сложно дифференцированным гранитным батолитом, приуроченным к системе разломов Прииртышского левобережья [Мелентьев, Айздерзис, 1978]. Несмотря на значительную удаленность от Белогорского ГОКа (более 200 км), который долгие годы эксплуатировал месторождения редкометалльных гранитных пегматитов Центральной Калбы на тантал с сопутствующими ниобием, бериллием и оловом, а также молотыми нерудными концентратами, месторождение Кварцевое было вовлечено в отработку с геолого-экономической эффективностью, превысившей традиционную для центральных планово-убыточных месторождений. Это было обусловлено отработкой нового объекта с поверхности карьером, высоким содержанием тантала как профилирующего полезного компонента и легкой обогатимостью редкометалльного сырья по упрощенной гравитационной схеме на существующей обогатительной фабрике, что компенсировало логистические расходы на автотранспорт. Следует заметить, что среднее содержание тантала в рудах центральных месторождений Калбы не превышало 60–70 г/т при соотношении $Ta_2O_5/Nb_2O_5 = 1-1,5$, в то время как в пегматитах месторождения Кварцевое в среднем оно составляло 96 г/т при соотношении $Ta_2O_5/Nb_2O_5 \geq 2$. Товарный танталовый концентрат с Кварцевого содержал 40,9 % Ta_2O_5 и 15,9 %

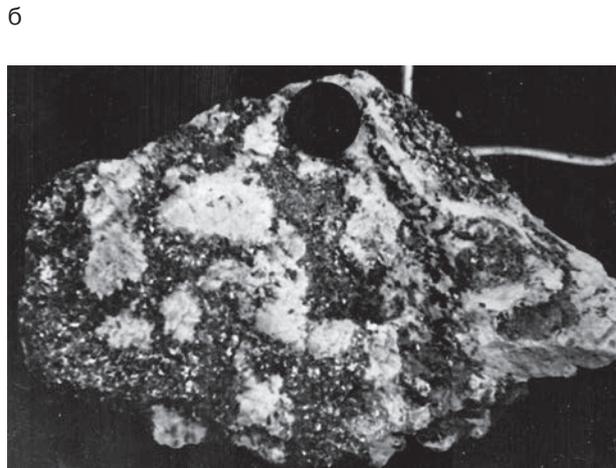


Рис. 1. Берилл в кварц-альбитовом комплексе (а) и максимально продуктивный на тантал и бериллий кварц-альбит-литиевослюдистый комплекс (б) (месторождение Кварцевое)

Fig. 1. Beryl in the quartz-albite complex (a) and the most productive for tantalum and beryllium quartz-albite-lithium-micaceous complex (b) (Kvartsevoye (Quartz) deposit)

Nb_2O_5 и по своей высокой сортности значительно превышал не только основную продукцию БГОКа, но и танталсодержащие продукты бывшего СССР: колумбит-танталитовые из редкометалльных пегматитов и гранитов Восточного Забайкалья и тем более лопаритовые Ловозера (0,62–0,77 % Ta_2O_5 и 8–12,8 % Nb_2O_5).

Высокая степень концентрации тантала, как абсолютная, так и относительно ниобия, обусловлена многократной направленной дифференциацией исходных гранит-пегматитовых расплавов [Мелентьев, Айздерзис, 1978] в пределах гранитных интрузивов – до остаточных лейкократовых сателлитово-жильных фаз и фаций в дайково-жильном комплексе двуслюдяных и мусковитовых гранит-пегматит-аплитов, в жильных пегматитовых инъекциях и их редкометалльных производных и, наконец, в объеме последних, представленных на месторождении Кварцевом аномально продуктивной жилой Главной.

Для жилы Главной, представляющей месторождение, характерны линзовидная форма, длина по простиранию 700 м, средняя мощность 21 м при максимальной 48 м и участково-зональное внутреннее строение. По падению (к ЮЗ – от вертикального до 30°, с выполаживанием и изгибом) жила прослежена на 200–300 м. Продуктивная жила залегает в сателлите – выступе на дневную поверхность биотитовых – двуслюдяных лейкогранитов и приурочена к висячему боку жильной серии мусковитовых аплит-пегматитов. Краевые зоны продуктивной пегматитовой жилы представле-

ны участково-полосчатыми пегматит-аплитами с каплевидным («гороховым») кварцем и с различно ориентированными ксенолитами гранит-аплитов. Преобладающий объем жилы Главной выполнен мелкокристаллическим кварц-альбитовым комплексом с редкими участковыми обособлениями блокового микроклина, кварц-мусковитового и значительно реже кварц-сподуменового комплексов. Осевая зона, смещенная в сторону висячего бока жилы, выполнена сливным розовым кварцем. К ней примыкает со стороны лежащего бока прерывистая зона максимально продуктивного кварц-альбит-литиевослюдистого («грейзенного») комплекса с крупнокристаллическими танталитом и бериллом (рис. 1, а, б). Линзовидно-полосчатые агрегаты литиевых слюд (до 70 % объема зоны) выделяются в кварц-альбитовой «матрице» зеленовато-коричневым цветом. Содержание ведущих редких металлов в этой наиболее богатой зоне составляет 0,163 % Ta_2O_5 и 0,115 % (до 0,2 %) BeO, а редких щелочных металлов – 0,1 % Li_2O , 0,176 % Rb_2O и 0,029 % Cs_2O . При этом литий преимущественно сосредоточен в литиевых слюдах и частично – в сподумене (6,4 %), в то время как рубидий – в тех же слюдах и микроклине (0,130 % Rb_2O), а цезий, кроме слюд, в микроклине (0,017 % Cs_2O). Для состава берилла (11,5 % BeO) характерны содержание от 0,4–0,6 % Li_2O до 0,017 % Rb_2O и повышенная концентрация Cs_2O (0,17–0,63 %). Редкометалльная специфика пегматитов месторождения Кварцевое проявлена в гнездовых скоплениях гигантокристал-

лического берилла, что позволило осуществить его ручную выборку при организации поставки на Новосибирский завод редких металлов.

Пример оперативной отработки Белогорским ГОКом Минцветмета СССР запасов редкометалльного пегматитового сырья месторождения Кварцевое является уникальным для нашей страны. На месторождении с запасами 104 тыс. т руды были выделены и переработаны по двухстадийной гравитационной схеме (черновой концентрат и доводка до товарного продукта) два типа сырья: рядовой (60 %) с извлечением тантала в концентрат 65,5 % и богатый (40 %) с извлечением 85 %. При несоизмеримо меньших запасах и объемах переработки редкометалльных пегматитов Кварцевого сравнительно с главными объектами эксплуатации – Бакенным и Белогорским месторождениями Центральной Калбы извлекаемая ценность первых (75 % по танталу) благодаря аномально высокому содержанию профилирующего полезного компонента многократно, согласно расчетам Е. А. Калиш, превосходит ценность сырья главных месторождений: для рядовой руды – в 2,3 раза и для богатой – в 11 раз. Соответственно, добыча и ежегодная переработка ~ 13 тыс. т руды с месторождения Кварцевое и выпуск 8,5 т концентрата (18 % от суммарного по БГОКу) были осуществлены по минимальной себестоимости. Для планомерно-убыточного производства Белогорского ГОКа, который обеспечивал 50 % выпуска танталового продукта в СССР, такая практика позволила обеспечить активное продление жизнедеятельности, имевшей стратегически важное значение.

В условиях новой России приведенный пример свидетельствует об инвестиционной привлекательности подобных редкометалльных месторождений и очевидной актуальности их поисков и разведки.

Месторождение Плоскогорское – пример перспективного объекта для ускоренного промышленного освоения на тантал и иттриевоземельные металлы

Месторождение расположено в пределах Кейвской возвышенности в центральной части Кольского полуострова и приурочено к выходам крупного по площади интрузива щелочных гранитов (3500 км²). Для этой территории характерно распространение амазонитсодержащих пегматитов, которые служили объектами ГРП и в исключительных случаях – эксплуатации с 1970 по 1992 гг. на высококачественный амазонит как ювелирно-поделочный камень (месторождения гор Плоской и Парусной). От-

работка пегматитов с блоковым амазонитом осуществлялась ПО «Северкварцсамоцветы» в карьере буровзрывным способом, что обусловило сильную трещиноватость добываемого кондиционного сырья и товарного амазонита. Согласно подсчетам запасов в продуктивном пегматитовом теле Плоскогорского месторождения, количество сортового амазонита составляло 1675,7 т при 47 032,2 т сырца и 33 432,4 т декоративной амазонитовой крошки. В результате отработки указанным способом в карьере образовались объемные отвалы кварц-амазонит-альбитового с железисто-литиевыми слюдами сырья, которые привлекли внимание специалистов содержанием редкометалльных минералов.

До начала 1980-х годов не предпринимались попытки минерально-сырьевой оценки на редкие металлы Плоскогорского месторождения, как и других амазонитсодержащих объектов Кейв. Следует заметить, что минералогии-исследователи различных организаций (А. В. Волошин, И. Д. Батиева, И. В. Бельков, Д. А. Торопов из ГИ КНЦ РАН, А. П. Калита из ИМГРЭ, В. В. Буканов и Ю. О. Липовский от ПО «Северкварцсамоцветы» и др.) в Кейвах, несмотря на труднодоступность этой щелочногранитной провинции (вездеходы, вертолеты, зимники, 80–90 км к востоку от Ловозерского ГОКа), своими открытиями новых минералов сыграли роль высококвалифицированных поисковиков и создали необходимую информационно-аналитическую базу для развития в этом районе поисково-оценочных работ.

В частности, обнаружение А. В. Волошиным и В. В. Букановым в пегматитах г. Плоской плюмбомикролита и плюмбопирохлора [Волошин и др., 1981], т. е. двух промышленно ценных минералов – концентраторов тантала и ниобия, а затем и минералов – концентраторов иттриевоземельных металлов, обусловило необходимость проведения ревизионно-оценочных работ на этом месторождении как потенциально перспективном на редкие металлы. В 1983–1984 гг. в качестве куратора ИМГРЭ Мингео СССР по танталу и ниобию автор по согласованию с отделом цветных и редких металлов министерства, а также геолотделом ПГО «Севзапгеология» и руководством ПО «Северкварцсамоцветы» в Ленинграде выполнил специальные исследования фондовых материалов и непосредственное ознакомление на месте с Плоскогорским месторождением, с отбором проб с поверхности по основным минерально-парагенетическим комплексам, представляющим зональное внутреннее строение наиболее продуктивной жилы Главной (№ 19), и по сква-



Рис. 2. Обособления амазонита в кварц-альбитовом комплексе

Fig. 2. Isolation of amazonite in the quartz-albite complex

жинам, пробуренным для оценки на амазонит на глубину 10–15 м, единичным – до 45–70 м.

Продуктивная жила локализована в биотитовых гнейсах на контакте щелочных гранитов с кейвскими сланцами. На дневной поверхности она прослежена на 200 м при мощности 10–20 м. По данным бурения, с глубиной к восточному флангу мощность продуктивного тела увеличивается до 50–70 м, что позволяет с учетом его падения на север считать ее склонение северо-восточным и, следовательно, западный фланг – фронтальным, т. е. выклиниванием.

Внутреннее строение жилы Главной характеризуется отчетливо проявленной асимметричной зональностью, лейтмотивом которой являются: осевая зона сливного кварца, наиболее протяженные по простиранию две зоны блокового амазонита (рис. 2), краевые и центральная (под кварцевой осевой) кварц-альбитовые зоны. Однако на глубине 10–15 м зоны блокового амазонита выклиниваются, в то время как «матричный» мелкокристаллический кварц-альбитовый (с амазонитом) комплекс становится преобладающим и выполняет весь объем нижних горизонтов продуктивного тела. При этом наблюдается значительное увеличение мощности жилы до 50–70 м, что в целом позволяет рассматривать ее в качестве пегматоидной апофизы не вскрытой эрозией щелочногранитной интрузии с зонами блокового амазонита и кварца в апикальной части (рис. 3).

Еще в 1983 г., до ознакомления с вертикальными разрезами вкрест простирания и по простиранию эксплуатируемой жилы г. Плоской, было очевидно, что с глубиной, в направлении склонения, т. е. к СВ, осевая кварцевая и промежуточные кварц-альбитовые зоны должны выклиниваться, а краевые и осевая кварц-альбитовые зоны объединяться в единую субгоризонтальную рудную залежь. Верхняя крупноблоковая часть жильной апофизы г. Плоской идентифицируется с зоной штокшейдера в месторождениях редкометалльных гранитов; здесь же обнаруживаются элементы ритмичной расслоенности и, наконец, переход к массивным мелкокристаллическим микроклин-альбитовым фациям гранитов.

Таким образом, Плоскогорское месторождение оказывается представленным не пегматитовыми жилами, а пегматоидными апикальными фациями интрузии, продуктивность которых на редкие металлы помимо верхних горизонтов распространяется и на нижние. Справедливости ради надо отметить, что существует и другая точка зрения, согласно которой амазонитовые рандпегматиты являются метасоматитами, не имеющими прямой генетической связи с щелочными гранитами (А. В. Волошин, Ю. П. Меньшиков, Я. А. Пахомовский и др.), но в данной статье автор вне дискуссии выражает только свою позицию по вопросу генезиса.

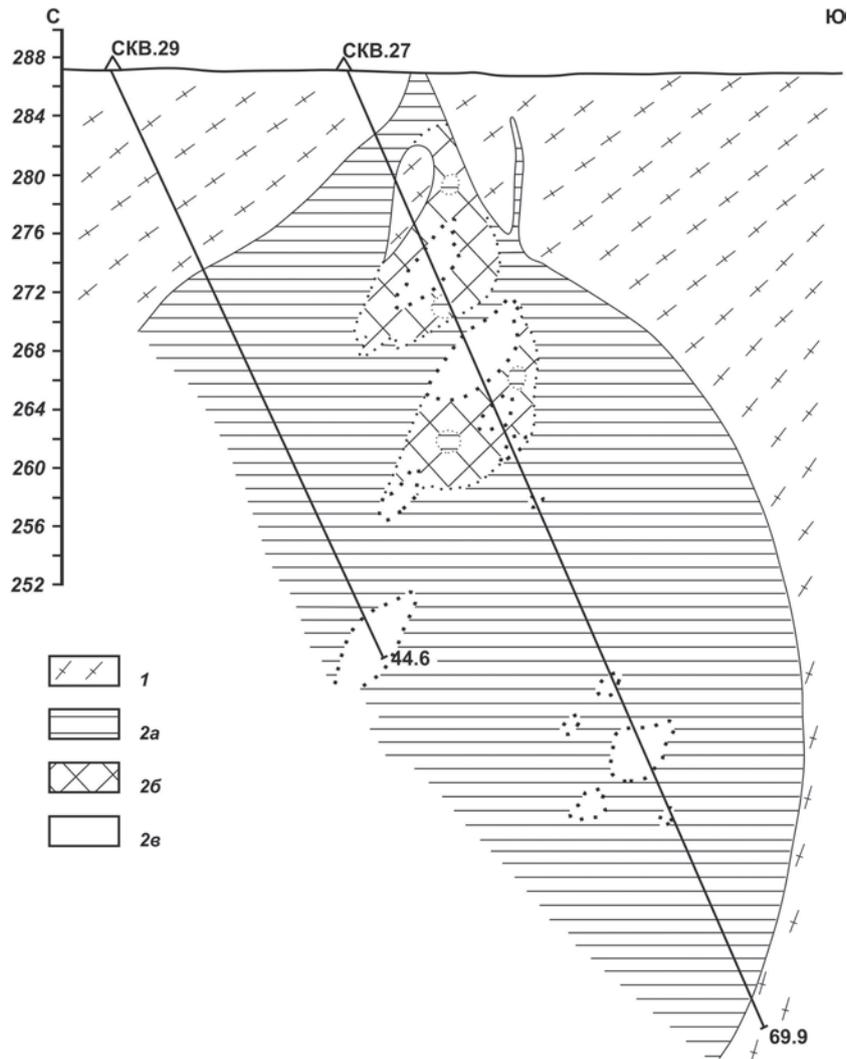


Рис. 3. Увеличение мощности жилы Главной и выклинивание кварц-амазонитовых блоков с глубиной с заменой пегматоидов «матричным» кварц-альбитовым комплексом:

1) вмещающие породы – гнейсы; 2) минеральные комплексы продуктивной амазонит-альбитовой жилы: а) матричный кварц-альбитовый; б) обособления блокового кварц-амазонитового; в) обособления мономинерального кварца

Fig. 3. Increasing of the vein of Glavnaya width and feathering out of quartz-amazonite blocks with depth followed by the pegmatoids replacement with a "matrix" quartz-albite complex:

1) enclosing rocks – gneisses; 2) mineral complexes of a productive amazonite-albite vein: a) matrix quartz-albite; b) separation of block quartz-amazonite; c) isolation of monomineral quartz

Вертикальная зональность щелочногранитных интрузий наиболее отчетливо проявлена в Зашихинском месторождении (В. Саяны, Иркутская обл.), где, согласно исследованиям Ю. М. Учакина (первооткрывателя месторождения), документально подтверждена замена в вертикальном диапазоне продуктивных щелочногранитных фаций на литий-танталовые остаточные плюмазитовые производные:

а) нижняя зона – рибекит-альбит-микроклиновые (с арфведсонитом) граниты; содержание

пентоксидов ниобия и тантала соответственно 0,1 и 0,012 %, циркония – 0,082 %; отношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 – 1:12–1:10; основные промышленно ценные минералы – пироклор (364 г/т), тантало-колумбит (239 г/т);

б) средняя зона – микроклин-альбитовые (с рибекитом, биотитом и протолитионитом) граниты; среднее содержание пентоксидов: ниобия и тантала – 0,197 и 0,017 %, циркония – 0,33 %; отношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 – 1:10–1:8; основные промышленно ценные минералы – тан-

талоколумбит (854 г/т) и пироклор (464 г/т), минералы циркония и криолит (до 10 %);

в) верхняя зона – микроклин-альбитовые (с литиевыми слюдами и топазом) граниты; среднее содержание пентоксидов ниобия и тантала – 0,17 и 0,02 %, циркония – 0,35 %; отношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 – 1:8–1:6; основные промышленно ценные минералы – танталоколумбит (3,37 кг/т), касситерит (273 г/т), пироклор (126 г/т), ильменорутит (292 г/т), флюорит (4,17 кг/т) и минералы циркония;

г) апикальная зона – альбититы (с флюоритом и литиевыми слюдами); среднее содержание пентоксидов ниобия и тантала – 0,19 и 0,05 %, циркония – 0,31 %; отношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 – 1:6–1:2; основные промышленно ценные минералы – танталоколумбит (2,83 кг/т), ильменорутит (835 г/т), флюорит (4,17 кг/т) и минералы циркония.

Следует заметить, что шлировидные и линзовидно-полосчатые обособления соседних зон, как правило, встречаются в пределах друг друга; для средней и верхней зон характерны подобные же обособления кварц-топаз-литиевослюдистых «грейзенов»; в верхней и апикальной зонах наряду с микроклином встречается амазонит. В то же время в экзоконтактах интрузии развиты редкометалльные жилы – апофизы кварцевых альбититов, субвулканические фации гранит-порфиоров и альбитофиоров, их эруптивные брекчии с флюорит-бериллиевым оруденением (берилл, фенакит, лейкофан, бертрандит) и кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом и золотом. Все эти данные достаточно убедительно свидетельствуют о магматогенно-ликвационном характере ее внедрения, что обусловило достаточно контрастное распределение ниобия, тантала и других ценных компонентов в вертикальном диапазоне, то есть формирование различных типов руд в пределах фронтальной части интрузии. Принципиально важной с прогнозно-поисковых позиций является локализация бериллиевого оруденения в метасоматически измененной надынрузивной зоне, танталового – в апикальной и верхней зонах интрузии и, наконец, ниобиевого – в средней и нижней ее зонах.

С другой стороны, для верхних зон интрузии редкометалльных микроклин(амазонит)-альбитовых гранитов, как известно, характерно развитие «штокшейдеров», представленных крупными блоками калиевого полевого шпата, удлиненными и ориентированными по нормали относительно плоскости апикального контакта интрузии. С глубиной эти блоки резко уменьшаются в размерах и сравнительно равномерно распределяются в «цементирующей»

их мелкозернистой кварц-альбитовой (с литиевыми слюдами и топазом) матрице в виде линзовидно-полосчатых обособлений и шлиров, параллельных плоскости апикального контакта интрузии. Обычно эта матрица содержит мелкую вкрапленность минералов тантала, среди которых могут преобладать колумбит-танталит (Орловское м-ние в В. Забайкалье) или микролит (Этыкинское м-ние в В. Забайкалье). С ними ассоциируют акцессорные касситерит и вольфрамит, в меньших количествах – галенит и минералы висмута, наиболее характерные для апикальных эндо- и экзоконтактных фаций таких интрузий, включая альбититовые и кварцевые апофизы.

Специфика внутреннего строения эксплуатируемой жилы Плоскогорского месторождения в плане на дневной поверхности заключается в асимметричной, особенно по простиранию, зональности, расслоенности и наличии миароловых пустот. При этом она сложена крупнокристаллическим кварц-амазонитовым (с альбитом) комплексом не более чем на 2/3, остальной объем выполнен мелкозернистым кварц-альбитовым комплексом и сливным кварцем. В другой разведанной на амазонит жиле г. Парусной эти главные минеральные комплексы выполняют примерно по 50 % объема, образуя зоны, субпараллельные зальбандам и друг другу. При этом в пределах 2/3–3/4 длины по простиранию жилы представлены двумя краевыми (призальбандовыми) и одной осевой (со стороны лежачего бока) кварц-альбититовыми зонами, в то время как две кварц-амазонитовые зоны являются промежуточными; зона сливного кварца также выполняет осевую часть жил. Около 1/3–1/4 длины жил по простиранию, напротив, почти по всей мощности выполнены кварц-амазонитовым комплексом.

Уровни концентрации тантала, ниобия и других редких металлов в рассматриваемой жиле определены автором в нескольких разрезах по мощности, выбранных для глубоких горизонтов (от 30 до 70 м от дневной поверхности) на восточном (скв. 27, 29) и западном (скв. 12) флангах жилы, а на дневной поверхности – в участках вскрытия жилы горными выработками. По указанным скважинам были составлены групповые пробы равномерным пунктирным отбором керна с каждого интервала уходки весом до 20–25 кг каждая. На дневной поверхности также проведено равномерное пунктирно-штуфное опробование по мощности каждой зоны пегматоидного рудного тела. Определение содержания полезных компонентов выполнено количественно-аналитическими и количе-

ственно-минералогическими (шлиховой анализ) методами в лабораториях БГГЭ и МОМГЭ при ИМГРЭ.

Результаты аналитических исследований свидетельствуют о наличии в эксплуатируемой на амазонит жиле г. Плоской промышленных концентраций тантала – 0,036 % Ta_2O_5 по скв. 29 и 0,13 % Ta_2O_5 по скв. 12 при соотношениях его с ниобием 1,13 и 0,76.

Прямыми количественно-минералогическими анализами отобранных проб-протолок установлено, что содержание плюмбомикролита при этом варьирует в пределах 100–140 г/т, плюмбопирохлора – обычно ниже или достигает 800 г/т. Необходимо также отметить в групповых пробах по скважинам повышенное содержание циркона (от 100 г/т до 1,14 кг/т), иногда скопления торита (до 9,6 кг/т) и уранинита (до 360 г/т), а также флюорита (от 500 г/т до 1,6 кг/т).

Опробованием с поверхности всех зон и минерально-парагенетических комплексов жилы № 19 установлено, что наибольшее содержание плюмбомикролита и пирохлора характерно для «альбититовых» зон ее лежачего бока и осевой части: от 300 г/т до 7 кг/т (при максимальном содержании Pb-микролита 2,5 кг/т и пирохлора 5,8 кг/т). Однако и в блоковых амазонитсодержащих зонах их содержание не ниже 100–300 г/т. Сопутствующие промышленно ценные минералы представлены флюоритом, количество которого достигает 2–15 кг/т, цирконом (до 200–500 г/т) и группой наиболее ценных редкоземельно-иттриевых минералов – ксенотимом, черчитом, бастнезитом и др.

Повышенное содержание редких щелочных металлов (до 1,35 % Li_2O , 0,46 % Pb_2O , 0,8 % Cs_2O) установлено в слюдитовых зонах, фтора – в слюдах и флюоритах и низкое – Be, Sn, Bi, Ag.

Таким образом, результаты впервые выполненного нами в 1983–1984 гг. опробования на редкие металлы эталонной пегматоидной амазонит-альбитовой апофизы щелочных гранитов Кейв на г. Плоской свидетельствуют о принципиальной возможности получения из этих руд коллективных Pb-пирохлорово-микролитовых концентратов с содержанием пентоксида тантала не ниже 20–30 %.

В соответствии с результатами предварительной прогнозной оценки перспективности Плоскогорского месторождения на тантал и ниобий, выполненной автором при поддержке Ловозерского ГОКа на объемно-количественной основе, была составлена служебная записка-рекомендация от ИМГРЭ в ПГО «Севзапгеология» о целесообразности проведения на Плоскогорском месторождении поисково-

оценочных работ с бурением и комплексом геофизических методов в целях переоценки этого объекта в качестве источника редких металлов. В дальнейшем, при подтверждении положительного прогноза, предусматривалось распространение скоординированных научно-производственных работ на остальные проявления амазонитсодержащих пегматитов Кейвской возвышенности, которая представлялась в качестве новой редкоземельно-редкометалльной провинции.

В 1987–1992 гг. геологами ПО «Северкварцсамоцветы» (Ю. О. Липовский и др.) и Мурманской ГРЭ (Н. Я. Юрков и др.) было выполнено опробование накопленных отвалов и новых пробуренных скважин на тантал (с ниобием) и иттрий в целях оценки прогнозных ресурсов. Мурманская ГРЭ по данным опробования 12 скважин определила запасы пегматитовой руды в жильной серии в 400 тыс. т при среднем содержании в керне скважин Ta_2O_5 – 50 г/т, Nb_2O_5 – 28 г/т и Y_2O_3 – 740 г/т. Соответственно, ресурсы Ta_2O_5 составили 19,72 т и Y_2O_3 – 292,4 т. По данным опробования ПО «Северкварцсамоцветы», среднее содержание Ta_2O_5 в жиле Главной составило 650 г/т, а в рудных отвалах – 260–460 г/т при содержании Y_2O_3 соответственно 700 и 810–960 г/т. Ресурсы при глубине подсчета до 15 м от дневной поверхности оценены в 9,2 т Ta_2O_5 и 11,5 т Y_2O_3 .

Сопоставление содержания тантала в керновых пробах МГРЭ и пробах из карьера ПО «Северкварцсамоцветы» свидетельствует о явно заниженном (на порядок) содержании первых, что может быть связано с избирательным истиранием и потерями при бурении скважин крайне хрупких плюмбомикролита и плюмбопирохлора. В то же время содержание иттрия, связанного с флюоритом, ксенотимом и черчитом, в этих пробах сопоставимо.

Гнездовые скопления плюмбомикролита, содержащего, по данным А. В. Волошина, 30,97 % Ta_2O_5 , 14,76 % Nb_2O_5 , 42,16 % PbO и 3,52 % SnO_2 , приурочены к лежачему боку циннвальдит-альбитовой зоны над кварцевым ядром или к контактам с ксенолитами гнейсов. Встречаются как крупные уникальные кристаллы (см. рис. 1), так и кристаллические агрегаты размером от 0,2×0,2×0,1 до 1,5×0,5×0,4 м. Наибольшее количество плюмбомикролита наблюдается на западном фланге Главного рудного тела (до 1,3–2,8 кг/т) в ассоциации с плюмбопирохлором (до 5,8 кг/т), цирконом (552,08 г/т), ксенотимом (210,81 г/т), черчитом (103,10 г/т) и флюоритом (144 г/т). В процессе опытной добычи из борта карьера было извлечено 25 кг крупнокристаллического плюмбомикролита.

На восточном фланге и в центре рудного тела нами установлено меньшее содержание плюмбомикролита и преобладание над ним плюмбопирохлора (110–311 г/т). В начале 1980-х годов Кольская партия ПО «Северкварцсамоцветы» поставила Ловозерскому ГОКу 350 кг ниобий-танталового концентрата, добытого ручным способом из отвалов с отмывкой на железных листах по цене 240 руб./кг при стоимости профилирующего амазонита 400 руб./т.

Особый практический интерес в настоящее время приобретают открытия А. В. Волошиным [2006] в рассматриваемом рудном теле минералов – концентраторов редких металлов иттриевоземельной группы, среди которых крупными размерами выделяются иттрофлюорит (Ca,YF_2) (кристаллы до 10 см) и его скопления – «желваки» и гнезда размером до 0,5–1 м в поперечнике и до 1–2 м по падению. В отличие от широко распространенного мелкокрапленого фиолетового флюорита иттрофлюорит выделяется белым или наиболее характерным лососевым цветом. Содержание в нем Y_2O_3 варьирует в пределах 5–13 % (Y – 0,6–3 %, Dy – 0,38 %, Er – 0,42 %, Tm – 0,04 %). С учетом данных микроминералогических исследований А. В. Волошин оценивал проявление иттербиевой аномалии, связанной с ксенотимом и ранее неизвестными минералами кейвиитом и хингтаитом, как уникальное [Волошин, 2006].

Таким образом, Плоскогорское месторождение представляет собой эталон инвестиционной привлекательности иттриевоземельно-танталового сырья, которое по совокупности признаков является характерным для Кейв как новой редкоземельно-редкометалльной провинции, рекомендуемой для системных поисково-оценочных работ.

Актуальность специализированных поисков, оперативной геотехнологической оценки и ускоренного промышленного освоения небольших, но богатых месторождений стратегического редкометалльного сырья

Приведенные примеры небольших, но богатых критически важными редкими металлами месторождений различно специализированных гранитовых формаций представляются эталонными объектами рекомендуемых нами поисково-оценочных работ в пределах пегматитовых провинций Кольского и Карельского регионов, Урала, Горного Алтая, Забайкалья и Дальнего Востока. Необходимость оперативного решения стратегически важных государственных задач возрождения редкометалльных

производств и ликвидации сложившейся зависимости России от импорта товарной редкометалльной продукции ориентирует на ускоренное вовлечение в промышленное использование подобных месторождений со сроками эксплуатации в пределах 5–10 лет. Основными критериями при выборе рекомендуемых объектов поисков, оценки и разведки с организацией их отработки на редкие металлы являются: 1) высокое содержание тантала, бериллия, редкоземельных металлов средне-тяжелой группы, лития и цезия с рубидием, циркония и гафния, скандия, рения и других особо ценных, востребованных ОПК и высокотехнологичными отраслями промышленности компонентов природного минерального сырья и техногенных образований [Мелентьев, 2014б, 2017]; 2) обогатимость исходного сырья и возможность глубокой переработки с применением легкодоступных и высокоэффективных физико-химических методов; 3) логистическая доступность новых объектов недропользования.

В качестве методического пособия при организации поисково-оценочных работ на редкометалльное пегматитовое сырье, помимо традиционных геолого-геофизических методов, может быть предложен сборник специальных разработок научных специалистов ИМГРЭ, выполненных в соответствии с официальным заданием Мингео СССР, и другие публикации [Принципы..., 1978; Мелентьев, Айздерзис, 1980].

Наименее изученной и абсолютно неосвоенной, но потенциально перспективной редкоземельно-редкометалльной провинцией до сих пор остается Кейвский блок в центре Кольского п-ова. Выполненная нами объемно-количественная переоценка перспективности Плоскогорского месторождения амазонита на редкие металлы позволяет оптимистично оценивать редкоземельно-редкометалльные перспективы как этой провинции в целом, так и других участков локализации амазонитсодержащих пегматоидов (Ровгора, Серповидный, Вюнцпахк и др.). Тем более что в объемном выражении рассматриваемые амазонитсодержащие пегматоиды Кейв представляют собой апикальные зоны гребневидных апофиз микроклин-альбитовых фаций гранитных интрузий, не вскрытых эрозией. Об этом на других участках (г. Парусная и др.) свидетельствуют: относительно изометричная в плане (600×600 м), а не линейная конфигурация совокупности их выходов на дневную поверхность, встречное падение жил и незначительные превышения их длины над мощностью. Это позволяет предполагать в целом жильно-штокверковую морфологию апикальных выступов-апофиз щелочно-

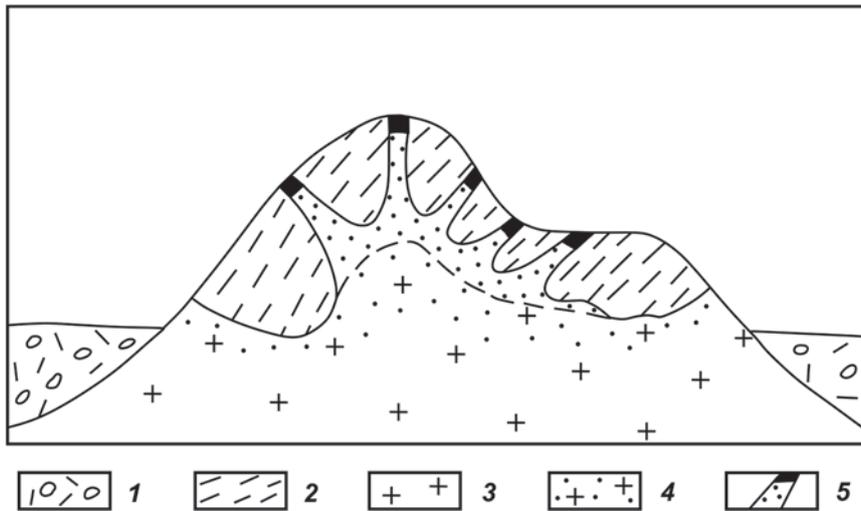


Рис. 4. Принципиальная модель месторождений редкоземельно-редкометалльных амазонит-альбитовых пегматоидов – гребневидных апофиз фронтальных фаций щелочногранитных интрузий Кейвской провинции:

1) четвертичные отложения; 2) гнейсы; 3) щелочные граниты; 4) альбитовые фации щелочных гранитов; 5) пегматоидные кварц-альбитовые с микроклином и амазонитом апофизы щелочных гранитов (продуктивные тела)

Fig. 4. The fundamental model of deposits of rare-earth-rare-metal amazonite-albite pegmatoids of crest-like apophyses of the front facies of alkaline-granite intrusions, the Keivy province:

1) Quaternary deposits; 2) gneiss; 3) alkaline granites; 4) albite facies of alkaline granites; 5) pegmatoid quartz-albite with microcline and amazonite apophyses of alkaline granites (productive bodies)

гранитной интрузии в пределах ее кровли и наличие на глубине субгоризонтальных залежей «альбититов», представляющих собой матричные горизонты амазонитсодержащих пегматоидных апофиз.

Как пространственно-генетические взаимоотношения изученных редкоземельно-редкометалльных пегматитов с выходами на дневную поверхность щелочных гранитов в пределах всей территории Кейв, так и их минералогеохимические особенности свидетельствуют в пользу того, что рудные тела представляют собой непосредственные апофизы щелочногранитных интрузий. Действительно, как правило, жильные тела подобных проявлений либо окаймляют положительные формы рельефа, представляющие собой статистически, по данным предварительного морфоструктурного анализа территории, выступы единого, слабо вскрытого эрозией плутона, либо приурочены к экзоконтактам таких выступов, либо, наконец, непосредственно залегают в щелочных гранитах (жила № 0191 уч. Исакиевский бор). Особое внимание обращают на себя встречные падения жильных пегматоидных тел, обычно приуроченных к приводораздельной части, на противоположных склонах и подобные же азимуты

падения контактов щелочногранитных интрузий, выходы которых на дневную поверхность расположены гипсометрически ниже и вскрываются в современном рельефе только глубокими врезами (рис. 4).

Результаты оперативной обработки богатых бериллиево-танталовых руд в В. Казахстане и опытной добычи новых для Кольского региона минералов-концентраторов тантала (с ниобием) и иттриевоземельных металлов из амазонитсодержащего пегматоидного сырья в Кейвах свидетельствуют о возможностях получения соответствующих концентратов с применением упрощенных схем обогащения, в том числе – с использованием ручной рудо-разборки для гнездовых скоплений крупнокристаллических разностей в процессе проходки. Извлечение из плюмбомикролита главных промышленно ценных компонентов Ta_2O_5 (25,9 %) и Nb_2O_5 (14,4 %) с одновременным устранением PbO (54,1 %) и радионуклидов в лабораторных условиях решено специалистами ИХТРЭМС КНЦ РАН [Лебедев и др., 2006]. При разложении плюмбомикролита смесью серной и фтороводородной кислот получен достаточно концентрированный (112,4 г/т Ta_2O_5 и 62,5 г/т Nb_2O_5) раствор, пригодный для экстракцион-

ного выделения оксидов высокой чистоты. Лимитируемые компоненты PbO и радионуклиды практически полностью концентрируются в осадке. Есть основания полагать, что в этих же целях может быть использована ликвационная плавка флюсованной плюмбомикролитовой шихты в качестве пирохимического передельного метода [Мелентьев, 2014в].

Заключение

За рубежом селективная выемка особо ценного рудного сырья, в первую очередь редкоземельного, широко известна и практикуется преимущественно в странах Африки и Латинской Америки, причем даже на крупных промышленных месторождениях [Принципы..., 1978]. Селективная добыча высоколиквидного минерального сырья за рубежом облегчается широким, в том числе сетевым, развитием малых форм горно-технологического предпринимательства (МГТП) и соответствующего модульного оборудования, изготавливаемого серийно в мобильных вариантах.

В нашей стране, где горнопромышленный комплекс монополизирован преимущественно крупным бизнесом, сетевая организация МГТП в целях ускоренного освоения необходимых видов сырья с разработками и использованием инновационных технологий пока не получает необходимого развития. В то же время истощение запасов крупных месторождений, эксплуатируемых более полувека с использованием устаревших технологий горной добычи и обогащения, а также очевидная необходимость оперативного обеспечения страны собственным сырьем и металлопродукцией для ускоренного развития высокотехнологичных производств ориентируют на решение рассматриваемой проблемы на государственном уровне, необходимым для поддержки частных инициатив.

Автор выражает благодарность бывшему главному геологу Белогорского и Ловозерского ГОКов Минцветмета СССР И. Г. Аргамакову за постановку и поддержку выполненных исследований и инженеру-геологу ИМГРЭ Мингео СССР Н. П. Марьяновой за помощь в их проведении.

Литература

Волошин А. В. Плоскогорское месторождение (Кейвы, Кольский полуостров) – уникальная иттриевая аномалия // Комплексная переработка нетрадиционного титано-редкометалльного и алюмосиликатного сырья. Современное состояние и пер-

спективы: Материалы междунар. конф., Апатиты, 4–8 апреля 2006 г. Апатиты: КНЦ РАН, 2006. С. 33–36.

Волошин А. В., Буканов В. В., Полежаев Л. И. Плюмбомикролит и плюмбопироксид из амазонитовых пегматитов Кольского полуострова // Минералогический журнал. 1981. Т. 3, № 5. С. 20–34.

Волошин А. В., Пахомовский Я. А. Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова. Л.: Наука, 1986. 168 с.

Лебедев В. Н., Маслобоева С. М., Волошин А. В., Калинин В. Т., Маслобоев В. А., Мельник Н. А. К переработке плюмбомикролитового концентрата из амазонитового Плоскогорского месторождения // Комплексная переработка нетрадиционного титано-редкометалльного и алюмосиликатного сырья. Современное состояние и перспективы: Материалы междунар. конф., Апатиты, 4–8 апреля 2006 г. Апатиты: КНЦ РАН, 2006. С. 118–121.

Мелентьев Г. Б. Концепция восстановления и развития производств редких металлов в России // Оборонный комплекс – научно-техническому прогрессу. М.: ФГУП ВИМИ, 2011. Вып. 4. С. 104–113.

Мелентьев Г. Б. Редкоземельные приоритеты России // Редкие земли. 2014а. № 3. С. 18–32.

Мелентьев Г. Б. Редкометальное импортозамещение – стратегическая задача России // Актуальные вопросы получения и применения РЗМ и РМ – 2017: Сб. материалов междунар. науч.-практ. конф., Москва, 21–22 июня 2017 г. М.: Гинцветмет, 2017. С. 19–35.

Мелентьев Г. Б. Усреднение состава крупных высококомплесных месторождений или селективная добыча богатого высоколиквидного сырья // Актуальные проблемы, направления и механизмы развития производительных сил Севера: Материалы 4-го Всерос. научн. семинара, Сыктывкар, 24–25 сентября 2014 г. Сыктывкар: ИСЭПС Коми НЦ Уро РАН, 2014б. С. 264–270.

Мелентьев Г. Б. Магматогенно-ликвационная модель редкометального рудообразования и ее прикладные следствия: локализация поисков, перспективная оценка и инновации в геотехнологии // Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах: Материалы Всерос. научн. конф. с междунар. участием, Новосибирск, 24–30 октября 2014. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2014 в. С. 436–441.

Мелентьев Г. Б., Айздерзис Д. Я. Критерии связи различных типов пегматитов комплексного редкометального и литиевого рядов с гранитами и возможности их использования в практике прогнозирования и поисков // Принципы и методы крупномасштабного прогнозирования редкометальных месторождений. М.: ИМГРЭ АН; Мингео СССР, 1978. С. 27–65.

Мелентьев Г. Б., Айздерзис Д. Я. Современные задачи, новые принципы и методы прогнозирования месторождений собственно танталовых и цезиевых руд // Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М.: Наука, 1980. С. 118–127.

Принципы и методы крупномасштабного прогнозирования редкометальных месторождений / Отв. ред. В. В. Булдаков, Г. Б. Мелентьев. М.: ИМГРЭ, 1978. 178 с.

Поступила в редакцию 13.09.2019

References

Lebedev V. N., Masloboeva S. M., Voloshin A. V., Kalinnikov V. T., Masloboev V. A., Mel'nik N. A. K pererabotke plyumbomikrolitovogo kontsentrata iz amazonitovogo Ploskogorskogo mestorozhdeniya [On the processing of plumbomicrocline concentrate from the Ploskogorskoye deposit of amazonite]. *Kompleksnaya pererabotka netraditsionnogo titano-redkometal'nogo i alyumosilikatnogo syr'ya. Sovr. sostoyanie i perspektivy: Mat. mezhdunar. konf., Apatity, 4–8 aprelya 2006 g.* [Complex processing of unconventional titanium-rare-metal and aluminosilicate raw materials. Current status and prospects: Proceed. int. conf., Apatity, April 4–8, 2006]. Apatity: KSC RAS, 2006. P. 118–121.

Melent'ev G. B. Kontsepsiya vosstanovleniya i razvitiya proizvodstv redkikh metallov v Rossii [The concept of restoration and development of rare metals production in Russia]. *Oboronnyi kompleks – nauchno-tekh. progressu* [Defense complex – for scientific and technological progress]. Moscow: FGUP VIMI, 2011. Iss. 4. P. 104–113.

Melent'ev G. B. Redkozemel'nye priorityety Rossii [Rare earth priorities of Russia]. *Redkie zemli* [The Rare Earth Magazine]. 2014a. No. 3. P. 18–32.

Melent'ev G. B. Redkometal'noe importozameshchenie – strategicheskaya zadacha Rossii [Rare-metal import substitution is a strategic task of Russia]. *Aktual'nye voprosy polucheniya i primeneniya RZM i RM – 2017: Sb. mat. mezhdunar. nauch.-prakt. konf., Moskva, 21–22 iyunya 2017 g.* [Topical issues of obtaining and applying REE and RM – 2017: Proceed. int. sci. pract. conf., Moscow, June 21–22, 2017]. Moscow: Giprotsvetmet, 2017. P. 19–35.

Melent'ev G. B. Usrednenie sostava krupnykh vysokokompleksnykh mestorozhdenii ili selektivnaya dobycha bogatogo vysokolikvidnogo syr'ya [Averaging the composition of large highly complex deposits or selective production of rich highly liquid raw materials]. *Aktual'nye problemy, napravleniya i mekhanizmy razvitiya proizvoditel'nykh sil Severa: Mat. 4-go Vseros. nauchn. seminara, Syktyvkar, 24–25 sent. 2014 g.* [Topical problems, directions, and mechanisms of productive forces development in the North: Proceed. 4th All-Russ. sci. seminar, Syktyvkar, Sept. 24–25, 2014]. Syktyvkar: ISPSE, 2014b. P. 264–270.

Melent'ev G. B. Magmatogenno-likvatsionnaya model' redkometal'nogo rudobrazovaniya i ee prikladnye sledstviya: lokalizatsiya poiskov, perspektivnaya otsenka i innovatsii v geotekhnologii [Magmatogene-liquation model of rare-metal ore formation and its applied consequences: localization of searches, prospective assessment, and innovations in geotechnology]. *Blagorodnye, redkie i radioaktivnye elementy v rudobrazuyushchikh sistemakh:*

Mat. Vseros. nauchn. konf. s mezhdunar. uchastiem, Novosibirsk, 24–30 okt. 2014 [Noble, rare, and radioactive elements in ore-forming systems: Proceed. All-Russ. sci. conf. with int. part., Novosibirsk, Oct. 24–30, 2014]. Novosibirsk: IGM SD RAS, 2014b. P. 436–441.

Melent'ev G. B., Aizderzis D. Ya. Kriterii svyazy razlichnykh tipov pegmatitov kompleksnogo redkometalnogo i litievogo ryadov s granitamy i vozmozhnogo ikh ispolzovaniya v praktike prognozirovaniya i poiskov [Criteria for the relationship between various types of pegmatites of complex rare-metal and lithium series with granites and their possible use in the practice of forecasting and search]. *Printsipy i metody krupnomasshtabnogo prognozirovaniya redkometal'nykh mestorozhdenii* [Principles and methods of large-scale forecasting of rare-metal deposits]. Moscow: IMGRE AN; Mingeo USSR, 1978. P. 27–65.

Melent'ev G. B., Aizderzis D. Ya. Sovremennye zadachi, novye printsipy i metody prognozirovaniya mestorozhdenii sobstvenno tantalovykh i tsezivnykh rud [Modern tasks, new principles and methods for forecasting deposits of tantalum and cesium ores proper]. *Rudnaya geokhimiya i geol. magmatogennykh mestorozhdenii* [Ore geochemistry and geol. of igneous deposits]. Moscow: Nauka, 1980. P. 118–127.

Pryntsipy i metody krupnomasshtabnogo prognozirovaniya redometal'nykh mestorozhdenii [Principles and methods of large-scale forecasting of rare-metal deposits]. Eds. V. V. Buldakov, G. B. Melentiev. Moscow: IMGRE, 1978. 178 p.

Voloshin A. V. Ploskogorskoe mestorozhdenie (Keivy, Kol'sky poluostrov) – unikal'naya itrievaya anomal'ya [Ploskogorskoye deposit field (Keivy, Kola Peninsula) – a unique yttrium anomaly]. *Kompleksnaya pererabotka netraditsionnogo titano-redkometal'nogo i alyumosilikatnogo syr'ya. Sovr. sostoyanie i perspektivy: Mat. mezhdunar. konf., Apatity, 4–8 aprelya 2006 g.* [Complex processing of unconventional titanium-rare-metal and aluminosilicate raw materials. Current status and prospects: Proceed. int. conf., Apatity, April 4–8, 2006]. Apatity: KSC RAS, 2006. P. 33–36.

Voloshin A. V., Bukanov V. V., Pozhelaev L. I. Plyumbomikrolit i plyumbopirokhlor iz amazonitovykh pegmatitov Kol'skogo poluostrova [Plumbomicrocline and plumbopyrochlor from amazonite pegmatites of the Kola Peninsula]. *Miner. J.* [Mineralogical J.]. 1981. Vol. 3, no. 5. P. 20–34.

Voloshin A. V., Pakhomovsky Ya. A. Mineraly i evolyutsiya mineraloobrazovaniya v amazonitovykh pegmatitakh Kol'skogo poluostrova [Minerals and the evolution of mineral formation in amazonite pegmatites of the Kola Peninsula]. Leningrad: Nauka, 1986. 168 p.

Received September 13, 2019

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Мелентьев Гелий Борисович

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.
Объединенный институт высоких температур РАН
(ОИВТ РАН)
ул. Ижорская, 2, стр. 2, Москва, Россия, 125412
эл. почта: melent_gb@mail.ru
тел.: (499) 1677931

CONTRIBUTOR:

Melent'ev, Geliy

Joint Institute for High Temperatures,
Russian Academy of Sciences (JIHT RAS)
2–2 Izhorskaya St., 125412 Moscow, Russia
e-mail: melent_gb@mail.ru
tel.: (499) 1677931

УДК 553.493.67. (470.22)

РЕСУРСЫ ГРАНАТА И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ НА РУДОПРОЯВЛЕНИИ «ВЫСОТА-181» (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

А. Г. Никифоров, А. М. Ручьев

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

На территории Лоухского района Республики Карелия, включенного в Арктическую зону Российской Федерации, расположено проявление метаморфогенно-метасоматических гранатовых руд «Высота-181». При его изучении выявлены и охарактеризованы многочисленные разновидности продуктивных горных пород. С учетом их размещения, минерального состава и технологических свойств выделены различные типы гранатовых руд. Гранат рассматривается в качестве перспективного нерадиоактивного комплексного источника стратегических критических редкоземельных металлов ($TR = Y + La + Ce + \dots + Lu$) и скандия. Выполнено определение микрокомпонентного химического состава граната из его концентратов, характеризующих различные типы руд. Установлено, что пиральспитовому гранату из сиалических разновидностей руд свойственно промышленное содержание скандия ($Sc_2O_3 - 177,3 - 196,8$ г/т), являющегося главным полезным компонентом, и преобладание элементов иттриевой группы ($^YTR = Y + Sm + \dots + Lu$) в составе сопутствующих TR ($TR_2O_3 - 130,2 - 139,2$ г/т, доля $^YTR_2O_3 - 91,6 - 97,2$ %). Содержание редких металлов (PM) в гранате апобазитовых руд ($Sc_2O_3 - 72,2$ г/т, $TR_2O_3 - 163,3$ г/т) – меньше минимального промышленного. Определены прогнозные ресурсы граната и содержащихся в нем PM в различных типах руд, слагающих пригодный для открытой разработки массив горных пород. В мафических рудах ресурсы граната – 5,582 Мт, ресурсы PM в гранате, т: $Sc_2O_3 - 403$, $TR_2O_3 - 911$, в том числе $Y_2O_3 - 557$, $^YTR_2O_3 - 871$. В сиалических рудах различных типов суммарные ресурсы граната с промышленным содержанием скандия – 5,633 Мт, ресурсы PM в гранате, т: $Sc_2O_3 - 1099$, $TR_2O_3 - 776$, в том числе $^YTR_2O_3 - 714$, $Y_2O_3 - 468$. По прогнозным ресурсам скандия в гранате сиалических руд объект «Высота-181» соответствует рангу средних по запасам месторождений этого металла.

Ключевые слова: руда; скандий; редкоземельные металлы; иттрий; лантаноиды; уран; торий.

A. G. Nikiforov, A. M. Ruchyov. GARNET AND RARE-METALS RESOURCES OF THE VYSOTA-181 ORE OCCURRENCE, NORTH KARELIA

A metamorphogenetic-metasomatic garnet ore occurrence, known as Vysota-181, is located in the Louhi District, Russian Karelia, which is part of the Arctic zone of the Russian Federation. The study of the ore occurrence has revealed many productive rock varieties. Various types of garnet ore have been identified, based on their distribution, mineral composition and industrial properties. Garnet is considered as a promising complex non-radioactive source of critical strategic rare-earth metals ($TR = Y + La + Ce + \dots + Lu$) and scandium. The micro-component chemical composition of the garnet from its concentrates derived

from various ore types was analyzed. It has been shown that pyralispitic garnet from sialic ore varieties contains economic concentrations of scandium (Sc_2O_3 – 177.3–196.8 g/t), a major useful component, and that yttrium-group elements (${}^Y\text{TR} = \text{Y} + \text{Sm} + \dots + \text{Lu}$) predominate in the composition of associated TR (TR_2O_3 – 130.2–139.2 g/t, the percentage of ${}^Y\text{TR}_2\text{O}_3$ is 91.6–97.2 %). The rare-metals concentration (RM) in garnet from apobasic ores (Sc_2O_3 – 72.2 g/t, TR_2O_3 – 163.3 g/t) is below the minimum economic concentration. The predicted resources of garnet and RM in the various ore types composing the rock massif which could be quarried by the open-pit method were estimated. Garnet resources in mafic ores are 5.582 Mt, RM resources in the garnet are (t): Sc_2O_3 – 403, TR_2O_3 – 911, including Y_2O_3 – 557, ${}^Y\text{TR}_2\text{O}_3$ – 871. The total garnet resources with economic scandium concentrations in the sialic ores of various types are 5.633 Mt, RM resources in the garnet (t) are: Sc_2O_3 – 1099, TR_2O_3 – 776, including ${}^Y\text{TR}_2\text{O}_3$ – 714, Y_2O_3 – 468. Vysota-181 is a medium-sized ore occurrence, based on predicted scandium resources in garnet from sialic ores.

Key words: ore; scandium; rare-earth metals; yttrium; lanthanoids; uranium; thorium.

Введение

Используемые в передовых технологиях ряда индустриальных отраслей стратегически важные скандий и редкоземельные элементы (TR) иттриевой группы (${}^Y\text{TR} = \text{Y} + \text{Sm} + \text{Eu} + \dots + \text{Lu}$ [Методические..., 2007, табл. 1]) в настоящее время являются высокорейтинговыми «критическими» металлами [Бортников и др., 2016]. Объективные причины их «критичности» – неоднократно обсуждавшиеся [Кременецкий, Калиш, 2014 и др.] особенности отечественной минерально-сырьевой базы (МСБ), такие как невысокое содержание полезных компонентов, трудная обогатимость и радиоактивность руд, их состав, предопределяющий получение металлов в пропорциях, не отвечающих потребностям, неблагоприятные географо-экономические и горнотехнические условия. Улучшение МСБ может быть достигнуто выявлением и введением в эксплуатацию новых источников редких металлов (РМ).

В качестве перспективного мономинерального нерадиоактивного комплексного источника скандия и ${}^Y\text{TR}$ рассматривается хорошо известный их природный концентратор – пиральспитовый гранат. Его запасы и прогнозные ресурсы только на оцененных карельских проявлениях и месторождениях гранатовых руд составляют не менее 49,2 Мт [Минерально-сырьевая..., 2006; Государственный..., 2017 и др.] и остаются невостребованными уже более восьмидесяти лет.

Опубликованные материалы исследований, направленных на выяснение редкометалльного потенциала гранатоворудных проявлений и месторождений, характеризуют преимущественно метаморфогенные объекты в беломоридах [Ручьев, 2017, 2019]. В этой статье приводятся новые сведения о содержании и прогнозных

ресурсах скандия и TR в гранате из руд метаморфогенно-метасоматического генезиса, полученные при изучении их проявления «Высота-181» на Хизоваарском участке Северо-Карельского зеленокаменного пояса (Лоухский муниципальный район Республики Карелия, 15 км к югу от поселка Сосновый).

Специфика проявления гранатовых руд «Высота-181» и методы его изучения

Геологические особенности и района, и участка гранатоворудного проявления «Высота-181» достаточно полно охарактеризованы материалами предшествовавших исследований [Щипцов и др., 2009; Никифоров, 2017 и ссылки в них], поэтому здесь приводится лишь минимум информации, необходимый в контексте статьи.

Специфика проявления гранатовых руд «Высота-181» – наличие их многочисленных разновидностей с различным минеральным составом и структурно-текстурными особенностями, сформированных в результате многократного и пространственно дискретного проявления на относительно небольшой площади ($\approx 3,5 \text{ км}^2$) деформационных и существенно метасоматических процессов преобразования гетерогенных метаморфических горных пород. Рациональный подход к освоению этого объекта предполагает выделение промышленных типов руд – совокупностей природных разновидностей гранатосодержащих пород, свойства которых позволяют применять к ним единую оптимальную технологию обогащения.

Работы по выяснению возможности выделения типов руд включали: геологическое и минералогическое картирование участка гранатового проявления, опробование, анализ данных определения минерального и химического со-

става природных разновидностей руд. Среднее содержание граната и сопутствующих промышленных минералов рассчитывалось путем статистической обработки результатов минералогического анализа рядовых и групповых (составных) проб.

При построении основанных на материалах полевых наблюдений и результатах минералогического анализа схем распределения промышленных минералов (граната, кианита, мусковита, ставролита), а также для получения параметров, необходимых при оценке прогнозных ресурсов, использовался программный пакет MapInfo.

Пробоподготовка и определение химического состава выполнялись специалистами Отдела минерального сырья и Аналитического центра Института геологии КарНЦ РАН. Гранатовые концентраты извлекались из рядовых и объединенных проб с применением ранее разработанных [Щипцов и др., 2009] магнито-гравитационных схем обогащения руд. Содержание микрокомпонентов в мономинеральных концентратах, характеризующих состав граната различных типов руд, определялось с использованием квадрупольного масс-спектрометра X-SERIES 2 (Thermo Fisher Scientific) методом ICP MS (контроль по стандартным образцам СГД-1 и ВНВО-2; погрешность определения TR – 4,5–10 %, Sc – не более 13 %).

Фактический материал и его обсуждение

На основе материалов детальной геологической съемки участка гранатоворудного проявления и анализа проб определены и охарактеризованы минеральные парагенезисы продуктивных гранатсодержащих метаморфогенно-метасоматических пород [Никифоров, 2015, 2017]. Результаты этой работы позволили выделить десять главных природных разновидностей гранатовых руд (символы минералов по: [Kretz, 1983]): 1 – гранатовые амфиболиты (Grt+Pl+Amf); 2 – гранат-биотитовые гнейсы (Grt+Bt+Pl+Qtz); 3 – гранатовые вторичные кварциты (Grt+Qtz); 4 – основные метасоматиты (Grt+St+Ky+Qtz±Ms) по субстрату метасоматитов кислотной фации (Grt+Ky+Qtz); 5 – метасоматиты передовых зон кислотного выщелачивания (Ky+Grt+Bt+Pl+Qtz) по амфибол-биотитовым гнейсам; 6 – основные метасоматиты (Grt+St+Pl+Qtz±Amf) по амфибол-биотитовым гнейсам; 7 – гранат-мусковитовые вторичные кварциты (Grt+Ms+Qtz); 8 – гранат-мусковитовые гнейсы (Grt+Ms+Pl+Qtz); 9 – поздние метасоматиты (Grt+Ky+Ms+Qtz) по ранним метасоматитам (Grt+Ky+Qtz); 10 –

метасоматиты (Grt+Ky+Ms+Qtz±Amf) по амфибол-биотитовым гнейсам.

Разновидности гранатовых руд с учетом их свойств и возможных вариантов обогащения разделены на три группы, соответствующие типам руд: I тип – гранатовые руды (подтипы: I-м – мафические, I-с – сиалические); II тип – ставролит-кианит-гранатовые руды; III тип – кианит-мусковит-гранатовые и мусковит-гранатовые руды (табл. 1, используется вышеприведенная нумерация разновидностей и типов руд).

Составлена схема размещения различных типов гранатовых руд на участке их проявления (рис. 1). Определены пространственные параметры, необходимые для оценки прогнозных ресурсов граната в массиве горных пород возвышенности Высота-181, геоморфологические особенности которой благоприятствуют открытой разработке, и выполнен их подсчет (табл. 1).

В ходе исследований впервые получены сведения о содержании РМ в пиральспитовом гранате из различных типов руд (табл. 2). Новые фактические данные подтверждают обогащенность этого минерала скандием и TR, характеризуют полный спектр лантаноидов, позволяют судить о соотношении их групп.

В гранате мафических руд I типа (подтип I-м) концентрация РМ меньше минимальной промышленной, за которую приняты значения содержания в рудах: Sc₂O₃ – 0,01 % [Михайлов, 2010], TR₂O₃ – 0,2 % [Кременецкий, Архипова, 2013]. В гранате из сиалических руд I типа (подтип I-с), а также II и III типов содержание скандия больше минимального промышленного, что позволяет считать его главным полезным компонентом, а TR, содержание которых значительно меньше 0,2 %, – сопутствующими. Таким образом, с учетом современных требований к минеральному сырью в качестве перспективного источника скандия пока может рассматриваться только гранат сиалических разновидностей руд.

Гранат из I-с, II, III типов руд проявления «Высота-181» по показателю «ценность тонны руды» (суммарная стоимость потенциальных товарных продуктов, которые из нее могут быть получены), зависящему прежде всего от содержания дорогостоящего скандия, превосходит такой общепризнанный перспективный источник РМ, как красные шламы, а также гранат апобазитовых руд месторождения «Тербеостров» [Ручьев, 2017] и проявления «Участок Гранатовый» [Ручьев, 2019], но уступает метаморфогенному гранату из разновидностей сиалических гнейсов беломорид (рис. 2).

Таблица 1. Исходные данные и результаты подсчета прогнозных ресурсов граната на проявлении «Высота-181»

Table 1. Reference data and the results of the calculation of predicted garnet resources at Vysota-181

Типы руд* Ore types*	Разновидности руд* Ore varieties*	Исходные данные Reference data						Прогнозные ресурсы, т Predicted resources, t	
		S, м ² , m ²	H, м, m	V, м ³ , m ³	X, % vol.	K	d, т/м ³ , t/m ³	В разновидностях руд In ore varieties	В типах руд In ore types
I-м	1	303 885	40	12 155 000	14	0,8	4,1	5 581 760	5 581 760
I-с	2	2693	40	108 000	12	0,8	4,0	41 360	297 810
	3	26 713	40	1 069 000	12	0,5	4,0	256 440	
II	4	21 110	40	844 000	13,4	0,8	4,1	371 130	795 240
	5	5408	30	162 000	19,6	0,8	4,1	104 300	
III	6	23 050	30	692 000	14,1	0,8	4,1	319 800	4 540 030
	7	74 513	40	298 1000	10,7	0,8	4,1	1 046 040	
8	32 026	40	1 281 000	15,7	0,8	4,1	659 680		
9	135 891	40	5 436 000	19,6	0,6	4,1	2 620 850		
	10	69 417	30	2 083 000	5	0,5	4,1	213 460	

Примечание. * – номера типов и природных разновидностей руд, пояснения в тексте; S – площадь блоков разновидностей руд; H – средняя высота блока (от уровня минимальных наблюдаемых абсолютных отметок рельефа на участке рудопроявления); V – объем гранатовой руды; X – среднее содержание граната в руде; K – коэффициент надежности прогноза [Коробейников, 2009]; d – удельный вес (плотность) граната.

Note. * – the numbers of ore types and natural ore varieties; for explanation see the text; S – distribution area of ore varieties; H – average block height (from the minimum absolute topographic marks at the ore prospect); V – garnet ore volume; X – average garnet content of ore; K – the forecast reliability coefficient [Korobeinikov, 2009]; d – specific gravity (density) of garnet.

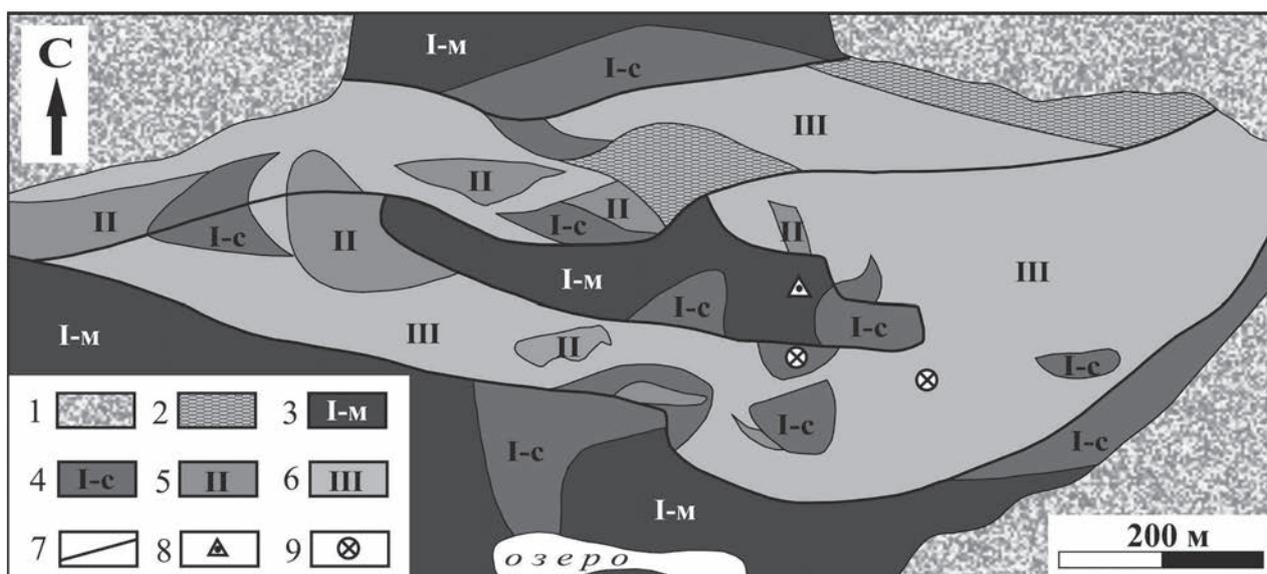


Рис. 1. Локализация различных типов гранатовых руд на участке «Высота-181»:

1 – четвертичные отложения; 2 – непродуктивные амфибол-биотитовые гнейсы; 3, 4 – I тип – гранатовые руды: 3 – мафические, подтип I-м; 4 – сиалические, подтип II-м; 5 – II тип – ставролит-кианит-гранатовые руды; 6 – III тип – кианит-мусковит-гранатовые и мусковит-гранатовые руды; 7 – границы геологических подразделений; 8 – тригопункт; 8 – опытные карьеры

Fig. 1. Location of various garnet ore types at Vysota-181 ore occurrence:

1 – Quaternary rocks; 2 – unproductive amphibole-biotite gneiss; 3, 4 – type I garnet ore: 3 – mafic, subtype I-m; 4 – sialic, subtype II-m; 5 – type II – staurolite-kyanite-garnet ore; 6 – type III – kyanite-muscovite-garnet and muscovite-garnet ores; 7 – boundaries of geological units; 8 – triangulation tower; 8 – experimental quarries

Состав TR в гранате из сиалических руд (табл. 2) характеризуется высокой долей элементов иттриевой группы (91,6–97,2%), но содержание этих сопутствующих метал-

лов меньше, чем в других объектах сравнения (рис. 2).

В соответствии с рекомендацией по первичной оценке редкоземельного рудного сы-

Таблица 2. Содержание РМ в гранате разных типов руд на объекте «Высота-181»

Table 2. Rare-metal content of garnet from various ore types at Vysota-181 ore occurrence

Компоненты Constituents	Содержание редких металлов в гранате, г/т Rare-metal content of garnet, g/t			
	Типы руд Ore types			
	I-м	I-с	II	III
Sc ₂ O ₃	72,24	177,31	194,03	196,48
Y ₂ O ₃	99,87	86,18	81,31	83,12
La ₂ O ₃	1,28	0,67	1,42	2,26
Ce ₂ O ₃	3,41	1,56	3,43	5,43
Pr ₂ O ₃	0,43	0,24	0,45	0,74
Nd ₂ O ₃	2,19	1,24	2,16	3,26
Sm ₂ O ₃	1,87	1,16	1,41	1,71
Eu ₂ O ₃	1,06	0,60	0,68	0,77
Gd ₂ O ₃	7,54	5,20	5,13	5,59
Tb ₂ O ₃	1,86	1,40	1,36	1,45
Dy ₂ O ₃	14,98	11,70	11,40	11,89
Ho ₂ O ₃	3,41	2,71	2,64	2,80
Er ₂ O ₃	10,85	8,11	8,29	8,72
Tm ₂ O ₃	1,61	1,17	1,18	1,27
Yb ₂ O ₃	11,36	7,57	8,15	8,93
Lu ₂ O ₃	1,58	1,08	1,21	1,28
Ln ₂ O ₃	63,42	44,43	48,92	56,12
^Y Ln ₂ O ₃	56,12	40,71	41,46	44,42
^Y TR ₂ O ₃	155,98	126,89	122,77	127,54
TR ₂ O ₃	163,29	130,60	130,24	139,23
Th	0,19	0,38	0,36	0,43
U	0,05	0,17	0,27	0,28

Примечание. Здесь и в табл. 3 / Here and in Tab. 3: Ln₂O₃ = La₂O₃+Ce₂O₃+...+Lu₂O₃; ^YLn₂O₃ = Sm₂O₃+Eu₂O₃+...+Lu₂O₃; TR₂O₃ = Ln₂O₃+Y₂O₃; ^YTR₂O₃ = ^YLn₂O₃+Y₂O₃.

рья [Середин, 2010] применительно к гранату использовано соотношение групп дефицитных (Nd, Tb, Dy, Y), потенциально дефицитных (Eu, Er) и избыточных (Ce, Ho, Tm, Yb, Lu) компонентов. На графике в координатах $D_{\text{деф}}/K_{\text{пер}}$, где $K_{\text{пер}}$ – коэффициент перспективности состава руд, а $D_{\text{деф}}$ – доля дефицитных и потенциально дефицитных компонентов в составе TR, фигуративные точки, характеризующие соотношение групп TR в пиральспитовом гранате из различных типов руд проявления «Высота-181», расположены в поле высокоперспективных рудных объектов (рис. 3).

Важным положительным свойством пиральспитового граната по сравнению со многими природными и техногенными рудами скандия и TR, в том числе красными шламами, является значительно более низкое содержание в нем тория и урана (табл. 2). Концентратам граната свойственны близкие к фоновым значения удельной эффективной активности естественных радионуклидов (²²⁶Ra, ²³²Th, ⁴⁰K) – 13–19 Бк/кг [Щипцов и др., 2009].

Таким образом, химические особенности граната из сиалических разновидностей руд проявления «Высота-181» вполне позволяют рассматривать этот минерал как возможный комплексный нерадиоактивный источник РМ с промышленно значимым содержанием скандия (177–196 г/т Sc₂O₃) в качестве главного полезного компонента и высокоперспективным составом сопутствующих TR.

Сведения о содержании скандия и TR в пиральспитовом гранате из различных типов руд (табл. 2) в совокупности с результатами подсчета ресурсов граната (табл. 1) позволили определить прогнозные ресурсы РМ (табл. 3).

Согласно принятой схеме ранжирования [Быховский, Потанин, 2009, табл. 1] рудопроявление «Высота-181» по суммарным прогнозным ресурсам скандия в гранате сиалических руд I-с, II, III типов (табл. 2) соразмерно среднему месторождению этого металла.

Результаты выполненной оценки ресурсов заметно увеличивают редкометалльный потенциал карельского участка Арктической зоны

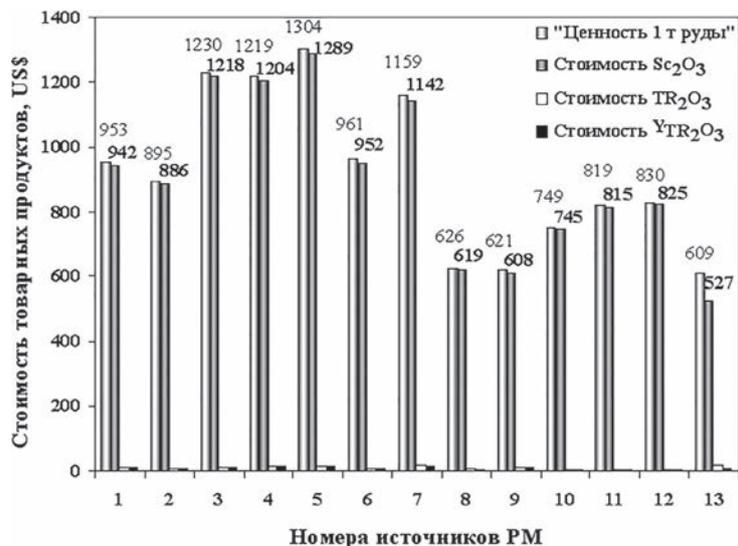


Рис. 2. Сравнение источников Sc и TR по показателю «ценность тонны руды»:

1–5 – гранат различных минеральных фаций гнейсов чупинской свиты; 6 – гранат кианитовых гнейсов проявления «Удинское»; 7 – гранат месторождения «Кительское»; 8 – гранат из руд проявления «Участок Гранатовый»; 9 – гранат месторождения «Тербеостров»; 10, 11, 12 – гранат из I-с, II, III типов руд проявления «Высота-181» соответственно; 13 – красный шлам («ценность» с учетом стоимости Ga металлического – 64,09 US\$); содержание PM по данным табл. 2 и [Кашчев и др., 2014; Ручьев, 2017, 2019]; цена товарных продуктов (оксидов) на 31.12.2015 г. [MineralPrices.com/ URL: http://mineralprices.com/?hc_location=ufi; дата обращения: 11.03.2016 г.]

Fig. 2. Comparison of Sc and TR sources based on the value of 1 ton of ore:

1–5 – garnet of various mineral facies from Chupa gneiss; 6 – garnet of kyanite gneiss from the Udinskoye occurrence; 7 – garnet from the Kittelä deposit; 8 – garnet of ore from Granatovy prospect; 9 – garnet from the Terbeostrov deposit; 10, 11, 12 – garnet from ore of types I-s, II and III, Vysota-181 occurrence, respectively; 13 – red slurry («value» with regard for the cost of metallic Ga is 64.09 US\$); PM content based on the data in Tab. 2 and [Kashcheyev et al., 2014; Ruchyov, 2017, 2019]; the cost of commercial products (oxides) as of 31.12.2015 [MineralPrices.com / URL: http://mineralprices.com/?hc_location=ufi; date of application: 11.03.2016]

Таблица 3. Прогнозные ресурсы оксидов редких металлов в гранате рудопроявления «Высота-181»

Table 3. Predicted rare-metal oxide resources in garnet from Vysota-181 ore occurrence

Компоненты Constituents	Прогнозные ресурсы оксидов редких металлов, т Predicted rare-metal oxide resources, t				
	Типы руд / Ore types				
	I-м	I-с	II	III	I-с+II+III
Sc ₂ O ₃	403,2	52,8	154,3	892,0	1099,2
Y ₂ O ₃	557,4	25,7	64,7	377,4	467,7
La ₂ O ₃	7,1	0,2	1,1	10,3	11,6
Ce ₂ O ₃	19,0	0,5	2,7	24,7	27,8
Pr ₂ O ₃	2,4	0,1	0,4	3,4	3,8
Nd ₂ O ₃	12,2	0,4	1,7	14,8	16,9
Sm ₂ O ₃	10,4	0,3	1,1	7,8	9,2
Eu ₂ O ₃	5,9	0,2	0,5	3,5	4,2
Gd ₂ O ₃	42,1	1,5	4,1	25,4	31,0
Tb ₂ O ₃	10,4	0,4	1,1	6,6	8,1
Dy ₂ O ₃	83,6	3,5	9,1	54,0	66,6
Ho ₂ O ₃	19,0	0,8	2,1	12,7	15,6
Er ₂ O ₃	60,6	2,4	6,6	39,6	48,6
Tm ₂ O ₃	9,0	0,3	0,9	5,8	7,1
Yb ₂ O ₃	63,4	2,3	6,5	40,5	49,3
Lu ₂ O ₃	8,8	0,3	1,0	5,8	7,1
Ln ₂ O ₃	354,0	13,2	38,9	254,8	306,9
YLn ₂ O ₃	313	12	33	202	247
YTR ₂ O ₃	871	38	98	579	714
TR ₂ O ₃	911	39	104	632	775

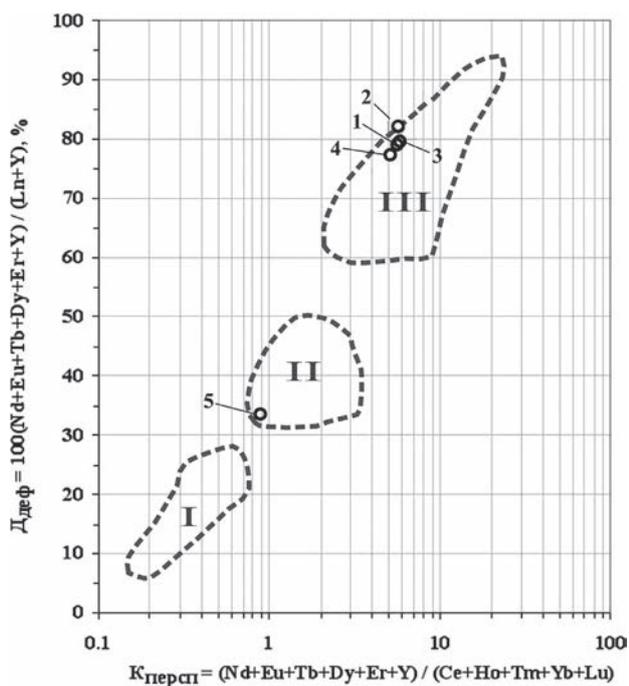


Рис. 3. Оценка перспективности состава TR в гранате с учетом соотношения групп дефицитных и избыточных компонентов.

Арабскими цифрами пронумерованы фигуративные точки составов TR: 1–4 – в гранате руд: 1 – I-м подтипа; 2 – I-с подтипа; 3 – II типа; 4 – III типа; 5 – в красном шламе (содержание по: [Кашеев и др., 2014]); поля перспективности рудных объектов [по: Середин, 2010] околнурены пунктиром и обозначены римскими цифрами: I – неперспективные, II – перспективные, III – высокоперспективные

Fig. 3. Evaluation of the TR content of the garnet with regard for the ratio of groups of deficient and excess constituents.

Arabic numbers are used to indicate the figurative points of TR composition: 1–4 – in ore garnet: 1 – subtype I-m; 2 – subtype I-s; 3 – type II; 4 – type III; 5 – in red slurry (content after [Kashcheyev et al., 2014]); promising fields of ore bodies [after Seredin, 2010] are delineated by a dotted line and are indicated by Roman numbers: I – non-promising, II – promising, III – highly promising

Российской Федерации, который с учетом ранее опубликованных сведений [Ручьев, 2019] теперь составляет, т: Sc_2O_3 – 8320, TR_2O_3 – 10381, в том числе YTR_2O_3 – 9803, Y_2O_3 – 6638.

Приращение ресурсной базы РМ в области супракрустальных образований Северо-Карельского зеленокаменного пояса возможно при целенаправленном изучении уже известных гранатоворудных объектов и многочисленных участков развития гранатосодержащих пород (Унияярви, Тирозеро и др.).

Следует отметить, что карельские гранатовые руды часто бывают комплексными, так как кроме граната содержат и другие индустриальные минералы. В этом отношении проявление «Высота-181» не является исключением, из его руд кроме граната может быть извлечено, Мт:

кианита – 0,8; мусковита – 0,9; ставролита – 0,13. Попутное получение нескольких товарных продуктов будет способствовать снижению затрат на добычу граната – источника РМ.

Выводы

Особенности микрокомпонентного химического состава позволяют рассматривать пиральспитовый гранат сиалических руд проявления «Высота-181» как перспективный мономинеральный нерадиоактивный комплексный источник стратегических критических металлов с промышленным содержанием скандия (Sc_2O_3 – 177–196 г/т), главного полезного компонента, и высокой долей иттриевой группы в составе сопутствующих редкоземельных элементов (TR_2O_3 – 130–139 г/т, из них YTR_2O_3 – 92–97 %).

Прогнозные ресурсы редких металлов в гранате сиалических руд (ресурсы граната – 5,633 Мт) составляют, т: Sc_2O_3 – 1099, TR_2O_3 – 776, в том числе YTR_2O_3 – 714, Y_2O_3 – 468. По ресурсам скандия объект «Высота-181» соответствует рангу средних по запасам месторождений этого металла.

Геологические и географо-экономические условия Карелии благоприятны для создания условия МСБ скандия и YTR , но при этом актуальной проблемой остается разработка приемлемой промышленной технологии извлечения РМ из граната.

Авторы благодарят А. М. Пыстина и Д. В. Жирова за рецензирование статьи.

Исследования выполнены в рамках темы НИР Института геологии КарНЦ РАН «Минерагения, технологическая и эколого-экономическая оценка потенциальных минерально-сырьевых ресурсов территории Республики Карелия» ПФНИ ГАН (№ гос. рег. АААА-А18-118020290175-2).

Литература

- Бортников Н. С., Волков А. В., Галямов А. Л., Викентьев И. В., Аристов В. В., Лаломов А. В., Мурашов К. Ю. Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России: состояние и перспективы развития // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 2. С. 97–119.
- Быховский Л. З., Потанин С. Д. Геолого-промышленные типы редкометалльных месторождений // Минеральное сырье. Сер. геол.-экон. № 28. М.: РИС ВИМС, 2009. 157 с.
- Государственный кадастр месторождений. Неметаллы / Управление недропользования Министерства по природопользованию и экологии Республики Карелия [Электронный ресурс]. URL: <http://nedrark.karelia.ru/> (дата обращения: 07.02.2017 г.).

Кашеев И. Д., Земляной К. Г., Доронин А. В., Козловских Е. Ю. Новые возможности кислотного способа получения оксида алюминия // Новые огнеупоры. 2014. № 4. С. 6–12.

Коробейников А. Ф. Прогнозирование и поиски месторождений полезных ископаемых. Томск: Изд-во ТПУ, 2009. 253 с.

Кременецкий А. А., Архипова Н. А. Состояние и перспективы освоения МСБ редких металлов // Разведка и охрана недр. 2013. № 4. С. 35–44.

Кременецкий А. А., Калиш Е. А. Комплексные редкометалльные месторождения России и основные направления повышения их инвестиционной привлекательности // Разведка и охрана недр. 2014. № 9. С. 3–11.

Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (ниобиевые, танталовые руды и редкоземельные элементы). М., 2007. 42 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. II. Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. 356 с.

Михайлов В. А. Редкоземельные руды мира: геология, ресурсы, экономика. Киев: Киевский ун-т, 2010. 223 с.

Никифоров А. Г. Корреляция результатов минералого-технологического картирования с геологическими условиями участка «Высота-181» // Технологическая минералогия природных и техногенных месторождений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 149–153.

Никифоров А. Г. Факторы контроля комплексных гранатовых руд месторождения «Высота-181» // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 11. С. 43–58. doi: 10.17076/geo651

Ручьев А. М. Карельский гранат – перспективный источник скандия и редкоземельных металлов // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 11. С. 30–42. doi: 10.17076/geo621

Ручьев А. М. Редкометалльный потенциал гранатовых руд Карелии // Горный журнал. 2019. № 3. С. 51–54. doi: 10.17580/gzh.2019.03.10

Середин В. В. Новый метод первичной оценки перспективности редкоземельных руд // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 5. С. 475–480.

Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Скамницкая Л. С., Гаранжа А. В., Ручьев А. М. Гранатовые руды Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 208 с.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Am. Mineral. 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Поступила в редакцию 05.07.2019

References

Bortnikov N. S., Volkov A. V., Galyamov A. L., Vikent'ev I. V., Aristov V. V., Lalomov A. V., Murashov K. Yu. Mineral'nye resursy vysokotekhnologichnykh metallov v Rossii: sostoyanie i perspektivy razvitiya [Mineral resources of high-tech metals in Russia: state of the art outlook]. *Geol. rudnykh mestorozhdenii* [Geol. Ore Deposits]. 2016. Vol. 58, no. 2. P. 97–119.

Bykhovskii L. Z., Potanin S. D. Geologo-promyshlennyye tipy redkometall'nykh mestorozhdenii [Geological-industrial types of rare metals deposits]. *Mineral'noe syr'e. Ser. geologo-ekonomicheskaya* [Mineral Raw Materials. Geol. and Economical Ser.]. Moscow: VIMS, 2009. No. 28. 157 p.

Gosudarstvennyi kadastr mestorozhdenii. Nemetally [State inventory of deposits. Nonmetals]. Upravlenie nedropol'zovaniya Ministerstva po prirodopol'zovaniyu i ekologii Respubliki Kareliya [The Subsurface Resources Management Department of the Ministry of Nature Management and Ecology of the Republic of Karelia]. URL: <http://nedrark.karelia.ru> (accessed: 07.02.2017).

Metodicheskie rekomendatsii po primeneniyu Klassifikatsii zapasov mestorozhdenii i prognoznykh resursov tverdykh poleznykh iskopaemykh. Niobievye, tantalovye rudy i redkozemel'nye elementy [Methodical recommendations on the application of the Classification of deposits reserves and possible resources of solid minerals. Niobium, tantalum ores, and rare-earth elements]. Moscow, 2007. 42 p.

Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya. Kniga II. Nemetallicheskie poleznye iskopaemye. Podzemnye vody i lechebnye gryazi [Mineral resources of the Republic of Karelia. Book II. Nonmetallic minerals.

Underground waters and therapeutic muds]. Petrozavodsk: Kareliya, 2006. 356 p.

Kashcheev I. D., Zemlyanoi K. G., Doronin A. V., Kozlovskikh E. Yu. Novye vozmozhnosti kislotnogo sposobu polucheniya oksida alyuminiya [New possibilities of the acid method for the production of aluminum oxide]. *Novye огнеупоры* [New Refractories]. 2014. No. 4. P. 6–12.

Korobeynikov A. F. Prognozirovaniye i poiski mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh [Forecasting and prospecting of mineral deposits]. Tomsk: TPU, 2009. 253 p.

Kremenetskii A. A., Arkhipova N. A. Sostoyaniye i perspektivy osvoeniya MSB redkikh metallov [Condition and prospects of development of rare metals mineral resources]. *Razvedka i okhrana nedr* [Exploration and Protection of Mineral Resources]. 2013. No. 4. P. 35–44.

Kremenetskii A. A., Kalish E. A. Kompleksnyye redkometall'nye mestorozhdeniya Rossii i osnovnyye napravleniya povysheniya ikh investitsionnoi privlekatel'nosti [Complex rare metal deposits of Russia and major lines of increasing their investment attractiveness]. *Razvedka i okhrana nedr* [Exploration and Protection of Mineral Resources]. 2014. No. 9. P. 3–11.

Mikhailov V. A. Redkozemel'nye rudy mira: geologiya, resursy, ekonomika [Rare-earth ores of the world: geology, resources, economy]. Kiev: Kievskii universitet, 2010. 223 p.

Nikiforov A. G. Korrelyatsiya rezul'tatov mineralogo-tekhnologicheskogo kartirovaniya s geologicheskimi usloviyami uchastka "Vysota-181" [Correlation of the results of mineralogical and technological mapping with

the geological conditions at the Vysota-181 locality]. *Sb. st. IX Ross. seminara po tekhnologicheskoi mineralogii, Magnitogorsk* [Proceed. IX Russ. Seminar on Technological Mineralogy, Magnitogorsk]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2015. P. 149–153.

Nikiforov A. G. Faktory kontrolya kompleksnykh granatovykh rud mestorozhdeniya “Vysota-181” [Complex garnet ore control factors for the Vysota-181 deposit]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2017. No. 11. P. 43–58. doi: 10.17076/geo651

Ruch'ev A. M. Karel'skii granat – perspektivnyi istochnik skandiya i redkozemel'nykh metallov [Karelian garnet as a promising source of scandium and rare-earth metals]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2017. No. 11. P. 30–42. doi: 10.17076/geo621

Ruch'ev A. M. Redkometall'nyi potentsial granatovykh rud Karelii [Rare-metal potential of Karelia's

garnet ores]. *Gornyi zhurn.* [Mining J.]. 2019. No. 3. P. 51–54.

Seredin V. V. Novyi metod pervichnoi otsenki perspektivnosti redkozemel'nykh rud [A new method for primary evaluation of the outlook for rare earth element ores]. *Geol. rudnykh mestorozhdenii* [Geol. Ore Deposits]. 2010. Vol. 52, no. 5. P. 475–480.

Shchiptsov V. V., Bubnova T. P., Skamnitskaya L. S., Garanzha A. V., Ruch'ev A. M. Granatovye rudy Karelii [Garnet ores of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2009. 208 p.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Received July 05, 2019

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Никифоров Александр Геннадьевич

младший научный сотрудник
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: eoaster@yandex.ru

Ручьев Андрей Михайлович

старший научный сотрудник
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ruchyov@krc.karelia.ru
тел.: 89214559451

CONTRIBUTORS:

Nikiforov, Alexander

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: eoaster@yandex.ru

Ruchyov, Andrey

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru
tel.: +79214559451

УДК 552.42 (470.22)

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МИНИСТРОМАТОЛИТЫ КАРЕЛИИ: СТРУКТУРА И СТРОЕНИЕ

О. М. Джамансартова

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

На примере палеопротерозойского комплекса министроматолитов Карелии по характерным морфологическим признакам выделены основные подразделения наиболее широко распространенных столбчатых структур, позволяющие уточнить классификационную схему класса *Ministromatophyceae* (министроматолиты) и систематизировать имеющийся материал. С помощью метода комбинационного рассеивания (Рамановской спектроскопии) были проанализированы отдельные шлифы с министроматолитами, определен их состав и детальное строение сгустковой составляющей построек. Морфологические особенности структур, обнаруженных в сгустках, позволяют сравнить их с современными цианобактериями, что говорит об их биогенном происхождении. Это подтверждается установленными в их составе спектрами углеродистого вещества.

Ключевые слова: министроматолиты; Карелия; морфология; классификация; Рамановская спектроскопия; биогенность; углеродистое вещество.

O. M. Dzhamsartova. PALEOPROTEROZOIC MINISTROMATOLITES OF KARELIA: STRUCTURE AND COMPOSITION

The main subdivisions among the most widespread column types in the Paleoproterozoic complex of Karelian ministromatolites were identified based on their characteristic morphological features. That helps to refine the classification of the class *Ministromatophyceae* (ministromatolites) and systematize the available material. Individual petrographic thin sections with ministromatolites were analyzed by the Raman scattering method. The results show the rock composition and the morphology details of clotted material. Morphologically, structures found in the clotted material can be compared to modern cyanobacteria, suggesting the structures are biogenic. The spectra of carbonaceous material in their composition support this point of view.

Keywords: ministromatolites; Karelia; morphology; classification; Raman spectroscopy; biogenicity; carbonaceous material.

Введение

«Строматолит» переводится с древнегреческого как «каменные ковры» (στρώματα – ковры, λίθος – камень) [Дворецкий, 1958]. И действительно, строматолиты могут образовывать

сплошные пласты, простирающиеся на несколько километров [Маслов, 1960]. В широком смысле строматолиты – это литифицированные слоистые цианобактериальные постройки, содержащие следы жизнедеятельности этих сообществ. Преимущественно это карбонат-

ные образования, которые имеют характерные морфологические и текстурно-структурные признаки, позволяющие отличать их от сходных неорганических образований [Макарихин и др., 1995]. По данным морфологическим признакам было разработано множество классификаций, на базе которых создана и предложена единая схема с использованием ботанической номенклатуры [Медведев, Макарихин, 2005]. В рамках этой схемы цианобактериальные постройки относят к отделу *Litophyta*, в котором выделены два подотдела: *Oncolitoiphytina* (не прикрепленные к субстрату постройки) и *Stromatolitoiphytina* (прикрепленные к субстрату постройки), второй подразделяется на пять классов: *Stirio-phyceae* (стириолиты, или первично-кремнистые постройки), *Rodophyceae* (родолиты, или современные цианобактериальные постройки), *Stromatophyceae* (строматолиты, или первично-карбонатные постройки), *Trombophyceae* (тромболиты, или лишённые отчетливой слоистости строматолиты) и класс *Ministromatophyceae* (министроматолиты, или сантиметровой размерности строматолиты). Класс *Ministromatophyceae* выбран как объект детального изучения.

Впервые термин «министроматолиты» был предложен Эдхорном и Андерсеном в 1977 году для столбчато-пластовых строматолитов, высота которых – от нескольких миллиметров до более сантиметра [Edhorn, Anderson, 1977]. Хофманн и Джексон через 10 лет используют данный термин для обозначения неветвящихся пальцевидных столбчатых строматолитов с поперечным диаметром от 0,2 до 20 мм [Hofmann, Jackson, 1987]. В текущем исследовании принимается, что один из этих критериев – диаметр или высота построек – обычно не превышает 1 см. Министроматолиты образуют единичные структуры, отдельные участки в строматолитовых биогермах, биостромах и породообразующие комплексы.

В геологической летописи министроматолиты обнаружены в позднем архее 2,9–2,5 млрд лет, раннем протерозое 2,3–1,6 млрд лет, раннем рифее 1,6–1,4 млрд лет и раннем палеозое 0,57–0,40 млрд лет. Соответственно изменениям характерных признаков этих построек во времени выделяется четыре комплекса [Raaben, 2005]. Палеопротерозойский комплекс министроматолитов отличается наибольшим морфологическим разнообразием: выделено 40 формальных видов, 16 формальных родов и 4 морфокласса. Местонахождения данного возрастного комплекса зафиксированы в различных районах мира – в России (ятулий и печенгская серия Балтийского щита, акитканская

серия Сибири), в Китае (надсерии Хуго и Ченчен), в Индии (серии Аравалли и Каддапах), в Австралии (Ирахиди и Гленгарри) и в Канаде (Анимики, Белчери и др.).

В международной стратиграфической шкале докембрия палеопротерозой сопоставим с нижнепротерозойской или карельской зоной общей стратиграфической шкалы докембрия России. Территория Карелии была выбрана как стратотип для этого подразделения в результате двух стратиграфических совещаний, состоявшихся в Уфе (1990 г.) и в Апатитах (2000 г.) [Медведев и др., 2011a]. Карельская зонотема подразделяется на нижнекарельскую и верхнекарельскую, нижнекарельская включает сумийский, сариолийский и ятулийский надгоризонты региональной шкалы. Министроматолиты на территории Карелии повсеместно распространены в карбонатных породах верхней части ятулия, в интервале 2,3–2,1 млрд лет.

На сегодняшний день собрана обширная коллекция министроматолитов Карелии в Институте геологии КарНЦ РАН в г. Петрозаводске, включающая десятки образцов, требующих установления их таксономической принадлежности. Таким образом, актуальным является ее пересмотр, унификация и систематизация. Это значимо для внесения последующих уточнений в местные стратиграфические схемы и корреляции толщ, содержащих фитогенные постройки.

Министроматолиты иногда сравнивают с абиогенными докембрийскими преципитатами – слоистыми, радиально-волокнистыми, фасцикулярными осадочными текстурами с тонкой, очень ровной ритмичной слоистостью, не зависящей от направленности осадконакопления. Считается, что они образованы за счет осаждения карбоната кальция из перенасыщенных морских растворов, без непосредственного влияния микроорганизмов [Sharma, Sergeev, 2004]. Образование же цианобактериальных построек происходит при участии трех процессов: 1) захвата частиц осадка, 2) биоминерализации органической ткани, 3) осаждения минералов на поверхности слоя. При преобладании какого-либо процесса формируются разные структуры: например, при преобладании первого – строматолиты, второго – тромболиты, третьего – туфа-строматолиты [Riding, 1991]. Для выяснения биогенной природы построек изучают их детальное строение и состав, и здесь важно выявить, следуя из определений: 1) характерные морфологические и текстурно-структурные признаки, отличные от абиогенных построек, в частности, установить ориентацию построек в породе,

2) фоссилизированные организмы или следы их жизнедеятельности и их пространственное распределение относительно постройки.

Материалы и методы

Для систематизации министроматолитовых построек Карелии необходимо выявить их основные морфологические и текстурно-структурные признаки. Материалами для проведения исследования послужили образцы и шлифы коллекции лаборатории региональной геологии и геодинамики Института геологии КарНЦ РАН г. Петрозаводска. Каменный материал был отобран из разных местонахождений строматолитов Карелии: о. Дюльмек на оз. Сегозеро, о. Южный Олений на Онежском озере, острова Месяц, Рудник, Лебединый, Красный на оз. Сундозеро, Ю берег оз. Сундозеро, д. Кузаранда, д. Пяльма, д. Пялозеро, ЮВ берег оз. Пялозеро, карьер Падозеро, карьер Белая гора, материалы скважин 5177 участка Уницко-Толвуйский, скважины 34 д. Кургачева и другие. Данные местонахождения по латеральному распространению соответствуют Центрально-Карельской и Южно-Карельской строматолитовым провинциям и в стратиграфическом разрезе относятся к туломозерской свите, сопоставимой с верхней частью ятулийского надгоризонта региональной стратиграфической шкалы – онежским горизонтом [Макарихин и др., 2007; Медведев и др., 2011б]. Проанализировано около 100 образцов министроматолитовой размерности, треть из которых требует уточнения или установления их таксономической принадлежности. Основные макроструктуры министроматолитов выделялись лабораторным методом путем визуального описания. Анализ основных микроструктур проводился с применением цифрового микроскопа «Альтами» с 4-кратным увеличением линзы.

Для аналитического исследования биогенной природы избранных столбчатых неветвящихся министроматолитов *Klimetia torosa* были выбраны полированные шлифы №№ 86, 87, 89, 90. Материалы отобраны ранее в главном карьере Южного Оленьего острова, где представлен типовой разрез слоев с *Butinella*, который содержит столбчатые неветвящиеся министроматолитовые постройки *Klimetia* sp., *Butinella* sp. с обилием онколитов, пластовые строматолиты *Stratifera* sp. и небольшие желваковые формы *Calevia* sp.

Изучение строения и состава микрофоссилий сегодня стало доступней благодаря внедрению в исследования современных пре-

цизионных методов. Исследования шлифов на наличие в них микрофоссилий и аморфного углеродистого вещества (УВ) в их составе проводились методом спектроскопии комбинационного рассеяния света на научном оборудовании Центра коллективного пользования Федерального исследовательского центра «Карельский научный центр РАН» в Институте геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск. Применен высокоразрешающий рамановский спектрометр Nicolet Almega XR с использованием конфокального объектива 50-кратного увеличения и встроенного твердотельного лазера DPSS с длиной волны возбуждающего спектра 785 нм, мощностью 150 мВт. Спектральные характеристики рассчитывались с помощью функции Gaussian/Lorentzian. Метод позволяет подтвердить биогенную природу фоссилизированных остатков по установленным в их составе спектрам аморфного слабо упорядоченного УВ. Для установления степени преобразования УВ применен геотермометр, основанный на наличии или отсутствии спектральных линий и их интенсивностей [Kouketsu, 2014].

Результаты

Систематика. Для решения поставленной задачи проведен литературный анализ диагнозов родов и морфологический анализ министроматолитовых построек Карелии. Три основные выделяемые макроструктуры – столбчатые, пластовые и желваковые. Столбчатые структуры отличаются наибольшим разнообразием морфологических форм построек и поэтому являются основным объектом изучения. Столбчатые министроматолиты относятся к порядку *Minicolumellales* и имеют дробные подразделения: неветвящиеся *Klimetia* и ветвящиеся постройки *Minicolumellae*. На базе опубликованного материала о фитогенных постройках Карелии [Макарихин, Кононова, 1983; Макарихин, 2011] к столбчатым министроматолитам можно уверенно отнести 7 родов и 14 видов. На основании морфологических особенностей построек в уточненной классификационной схеме выделены подсемейства и колена, приведены характерные для видов черты (рис. 1).

Стоит отметить, что для столбчатых неветвящихся построек *Klimetiaceae* характерна окаймленная боковая поверхность. Извилистые *Carelozoonoideae* со слабо обособленными столбиками многократно ветвятся. Субцилиндрические *Minicolumelloideae* отличаются более обособленными столбиками и им свойственны множественные соединительные мо-



Рис. 1. Уточненная классификационная схема класса *Ministromatophyceae* (министроматолиты). Темным выделены уточнения

Fig. 1. Detailed classification scheme of the class *Ministromatophyceae* (ministromatolites). Detailed features are marked with darker color

стики. Таким образом, полученные результаты с некоторыми добавлениями хорошо коррелируются с общемировыми данными по палеопротерозойскому комплексу: к грюнериевым уверенно можно отнести извилистые *Carelozoonoideae* и, вероятно, субцилиндрические *Sundosieae* и *Djulkelleae* с пологой и полого-выпуклой аркой, к моностилидам – субцилиндрические с конической аркой *Segosieae*, к асперидам – пассивноветвящиеся *Microstylaceae*, к дактилидам – неветвящиеся субцилиндрические постройки *Butinelloideae* [Raaben, 2005].

Преыдущими исследователями показано, что физико-химические условия среды, в которых формируются строматолиты, влияют на их морфологию и размеры [Jahnert, Collins, 2012], поэтому вполне обоснованно в классификационных схемах проводить уточнения по этим формальным признакам (рис. 1 и 2). Выделение подсемейств основано на форме столбиков: субцилиндрические, извилистые и каплевидные. Критерий выделения построек с пологой, полого-выпуклой, выпуклой и конической арками, ранее применяемый для выделения семейства столбчатых неветвящихся построек

класса строматолиты, в данной работе предложен на уровне колена [Макарихин, Медведев, 2000].

На основании микроструктур чаще всего выделяют формальные виды [Титоренко, 2012]. В текущем исследовании приведены примеры микроструктур отдельно выбранных видов в рамках изложенной схемы (рис. 2). Типичной морфологической чертой, применяемой при визуальной оценке макроструктур министроматолитов, является слоистость или характер наслоений; чаще всего в описаниях используют следующие признаки: отчетливо слоистые, тонкослоистые, неяснослоистые и неслоистые. При микроскопическом рассмотрении отчетливо слоистым формам свойственны полосчатые и ленточные структуры, неяснослоистым – штриховатые или размыто-полосчатые, тонкослоистым – штриховатая или тонколенточная, едва прослеживаемая, неслоистым несвойственны полосчатые, ленточные и штриховатые черты и свойственны однородные микроструктуры (рис. 2). При первом рассмотрении также прослеживается, что столбчатым неветвящимся министроматолитам *Klimetiaceae* характерна комковатая микроструктура, тогда

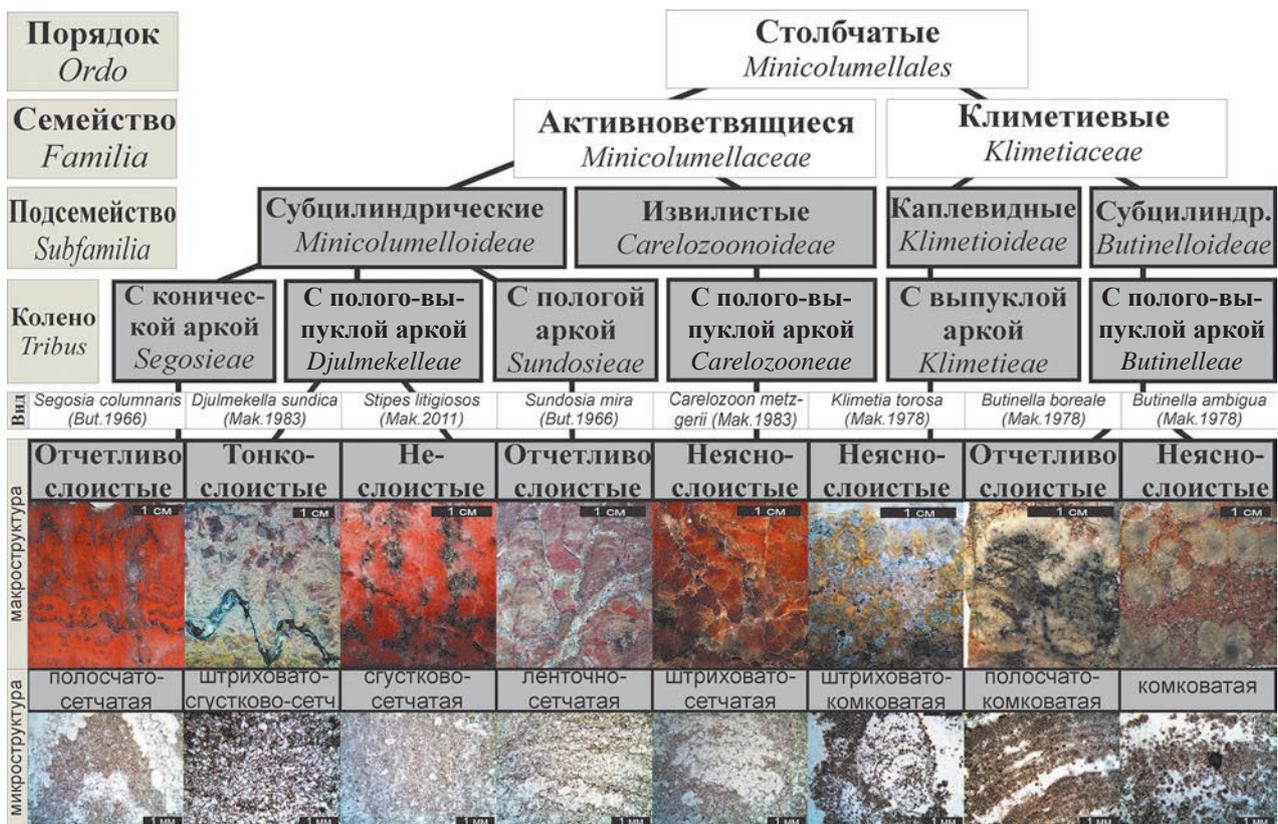


Рис. 2. Макро- и микроструктуры некоторых видов столбчатых министроматолитов Карелии
Fig. 2. Macro- and microstructures of some Karelian columnar ministromatolites species

как активноразветвляющимся *Minicolumellaceae* – сетчатая.

Биогенность. Избранные министроматолитовые постройки *Klimetia torosa* отличаются от преципитат микроструктурами: отсутствуют равномерно тонкие и ровные слоистости и радиально-волокнистые структуры, по всей площади постройки присутствуют неравномерно распределенные сгустковые скопления. Министроматолиты расположены послойно в породе, ориентированы нормально по отношению к общему напластованию. Формируют штриховато-комковатую микроструктуру (рис. 2).

В составе микроструктур исследуемых построек выделяются два явных компонента, иногда формирующие слоистость, – светлые минеральные агрегаты и темная пелитоморфная сгустковая составляющая разнообразных форм и размеров. Для детализации был проведен морфологический и сравнительный анализ, благодаря которому в слоях, сформированных сгустками, зафиксированы формы размером в поперечнике от первых микрон до десятков микрон, соотносимые по формам и размерам с современными цианобактериями (рис. 3). Обнаружены округлые, удлиненные и сдво-

енные сферические формы, окруженные чехлом, у трубчатых присутствуют перегородки, наблюдаются колонии сфер и разнообразные нитевидные формы. Выявлена многочисленная повторяемость данных образований, их неравномерное распределение по всей площади построек, как на поверхности, так и в слое.

Применяя метод комбинационного рассеяния на присутствие UV в составе данных структур, можно более убедительно говорить об их биогенной природе [Schopf et al., 2005]. С помощью спектральных характеристик определен доломитовый состав пород с акцессорными минералами в виде кварца, рутила, фторапатита, гематита и других. В исследуемых сгустках зафиксированы спектральные линии углеродистого вещества D4, D1, D3, G, D2, которые имеют соответствующие пики в интервалах 1245–1308, 1310–1380, 1515–1535, 1561–1593 и 1589–1612 см⁻¹. Наличие спектра D4 говорит о том, что температура преобразований – до 340 °С. Наличие всех пяти линий и установленный пик G в большинстве проб в районе 1593 см⁻¹ свидетельствует, что температурный диапазон преобразований – от 280 до 340 °С. Отношение интенсивности пиков G/D1 от 0,27 до 1,4, что, соответственно, меньше 1,5, под-

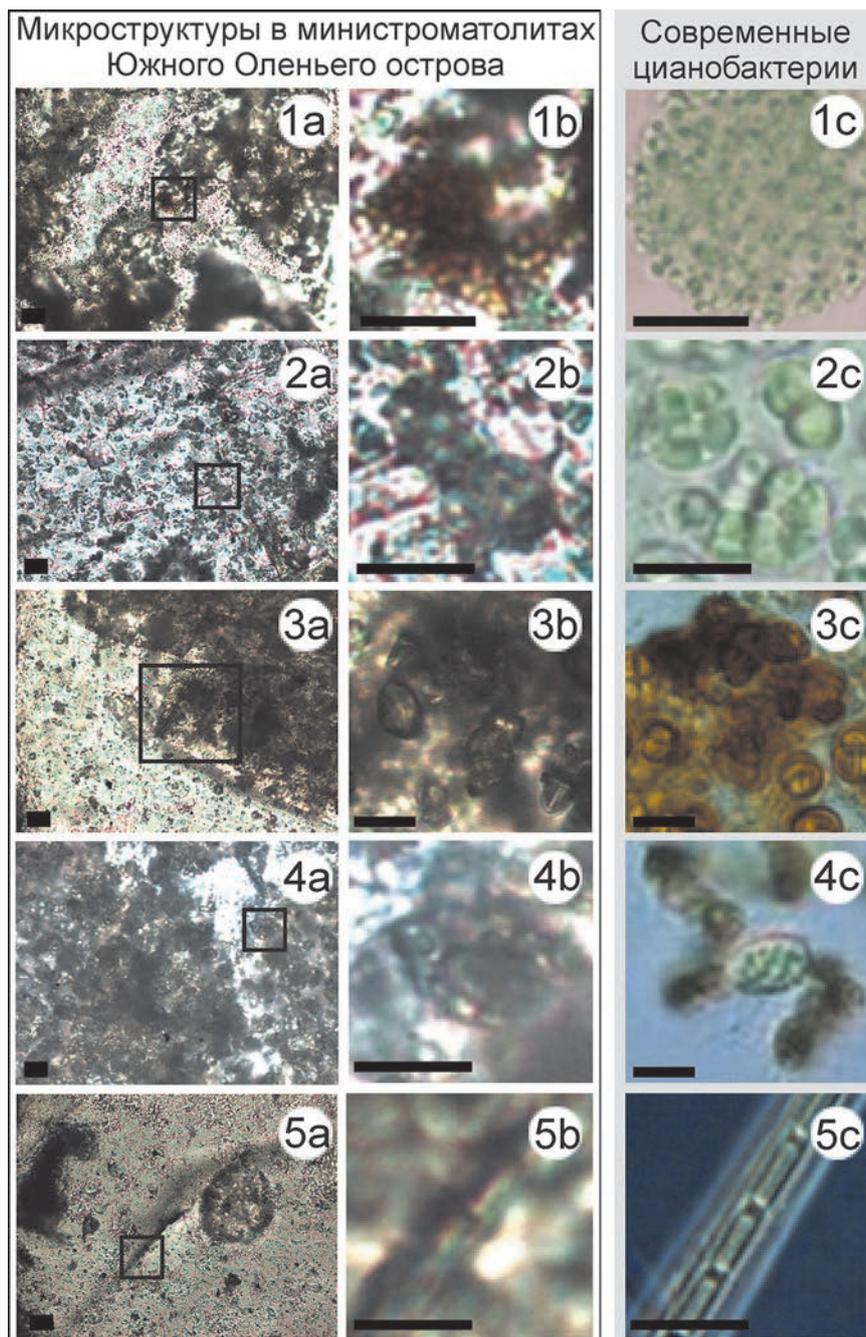


Рис. 3. Микрофотографии структур, обнаруженных в сгустковых образованиях, и их сравнение с современными цианобактериями. Полированные шлифы №№ 86 (1), 87 (2), 89 (3, 4), 90 (5) с министроматолитами Южного Оленьего острова.

Изображения 1а, 2а, 3а, 4а, 5а сделаны с применением Рамановского спектрометра. Выделенные прямоугольником участки приведены на рисунках 1b, 2b, 3b, 4b, 5b. Справа приведены изображения современных цианобактерий: 1с – *Aphanocapsa* sp., 2с – *Chroococciopsis* sp., 3с – *Gloeocapsopsis* sp., 4с – *Anabaena* sp., 5с – *Wolskyella* sp. [Gallery...]. Длина масштабных отрезков 10 мкм

Fig. 3. Some structures from clotted material in comparison with modern cyanobacteria found in petrographic thin sections No. 86 (1), 87 (2), 89 (3, 4), 90 (5) with ministromatolites from Yuzhny Oleny Island.

Pictures on the left side (1a, 2a, 3a, 4a, 5a) were taken using the Raman imagery (black rectangle area is shown in the middle row 1b, 2b, 3b, 4b, 5b). Modern cyanobacteria are shown on the right side: 1c) *Aphanocapsa* sp., 2c) *Chroococciopsis* sp., 3c) *Gloeocapsopsis* sp., 4c) *Anabaena* sp., 5c) *Wolskyella* sp., pictures are captured from [Gallery...]. Scale bar is 10 μm

тверждает эти диапазоны [Kouketsu, 2014]. углерод находится в начальной стадии преобразования. Таким образом, установлено, что аморфный

Заключение

Благодаря предложенной расширенной классификационной схеме класса министроматолитов удалось систематизировать постройку палеопротерозойского комплекса.

В исследуемых микроструктурах министроматолитовых построек *Klimetia torosa* обнаружены микрофоссилии, об этом свидетельствует морфология этих образований и установленное в их составе слабо упорядоченное углеродистое вещество в начальной стадии преобразования. Таким образом, неровная штриховато-комковатая микроструктура, послойное, нормальное к общему напластованию распределение министроматолитовых построек в породе, обнаружение многочисленных микрофоссилий в темной пелитоморфной части микрослоев подтверждает биогенное происхождение построек.

Автор выражает благодарность П. В. Медведеву и С. Ю. Чаженгиной за консультативную помощь и рекомендации в проведенном исследовании, В. А. Колодей – за помощь в подготовке аналитической аппаратуры.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).

Литература

Дворецкий И. Х. Древнегреческо-русский словарь: в 2 т. / Ред. С. И. Соболевский. М.: ГИС, 1958. 1904 с.

Макарихин В. В. Палеонтологические исследования палеопротерозоя Карелии // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 71–78.

Макарихин В. В., Кононова Г. М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.

Макарихин В. В., Медведев П. В. Строматолиты. Методы исследования // Научные Он-Лайн проекты Института геологии. 2000. URL: http://old.igkrc.ru/rus/htm_files/projects/str/str.htm (дата обращения: 27.04.2018).

Макарихин В. В., Медведев П. В., Рычанчик Д. В. Роль биотического фактора в ятулийском седиментогенезе // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 241–245.

Макарихин В. В., Медведев П. В., Сацук Ю. И. Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 72–83.

Маслов В. П. Строматолиты // Труды ГИН АН СССР. 1960. Вып. 41. 186 с.

Медведев П. В., Макарихин В. В. Фитогенные постройки и их место в поле информации о биосфере // Эволюция жизни на Земле: Тр. 3-го Междунар. симп. Томск, 2005. С. 405–406.

Медведев П. В., Макарихин В. В., Рычанчик Д. В. Схема строения ятулийского надгоризонта, выбор опорных разрезов // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011а. С. 52–61.

Медведев П. В., Макарихин В. В., Рычанчик Д. В. Стратиграфия палеопротерозоя восточной части Фенноскандинавского щита: состояние, проблемы и перспективы // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011б. С. 66–70.

Титоренко Т. Н., Анисимова С. А., Анисимов А. Ю. Палеонтология докембрия. Фитолиты (строматолиты и микрофитолиты): учеб.-метод. пособие. Иркутск: ИГУ, 2012. 117 с.

Edhorn A.-St., Anderson M. M. Algal remains in the Lower Cambrian Bonavista Formation, Conception Bay, southeastern Newfoundland // Fossil Algae. Vol. 12. Berlin: Springer, 1977. P. 113–123. doi: 10.1007/978-3-642-66516-5_12

Gallery. Sinice a rasy. URL: <http://galerie.sinicea-rasy.cz/galerie/cyanobacteria> (дата обращения: 27.04.2018).

Hofmann H. J., Jackson G. D. Proterozoic mini-stromatolites with radial-fibrous fabric // Sedimentology. Vol. 34, iss. 6. P. 963–971. doi: 10.1111/j.1365-3091.1987.tb00586.x

Jahnert R. J., Collins L. B. Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia // Mar. Geol. 2012. Vol. 303–306. P. 115–136. doi: 10.1016/j.margeo.2012.02.009

Kouketsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S. A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using pear width // Island Arc. 2014. Vol. 23. P. 33–50.

Raaben M. E. Archean and proterozoic ministoromatolites: Taxonomic composition of successive assemblages // Stratigraphy and Geol. Correlation. 2005. Vol. 13, no. 4. P. 367–379.

Riding R. Classification of microbial carbonates // Calcareous Algae and Stromatolites. Springer-Verlag, Berlin, 1991. P. 21–51.

Schopf J. W., Kudryavstev A. B., Agresti D. G., Czaja A. D., Wdowiak T. J. Raman imagery: A new approach to assess the geochemical maturity and biogenicity of permineralized Precambrian fossils // Astrobiology. 2005. Vol. 5. P. 333–371. doi: 10.1089/ast.2005.5.333

Sharma M., Sergeev V. N. Genesis of carbonate precipitate patterns and associated microfossils in Mesoproterozoic formations of India and Russia – a comparative study // Precambrian Res. 2004. Vol. 134. P. 317–347. doi: 10.1016/j.precamres.2004.07.001

Поступила в редакцию 11.05.2019

References

Dvoretzkii I. Kh. Drevnegrechesko-russkii slovar': v 2 t. [Ancient Greek – Russian dictionary]. Ed. S. I. Sobolevsky. Moscow: GIS, 1958. 1904 p.

Makarikhin V. V. Paleontologicheskie issledovaniya paleoproterozoya Karelii [Paleontology studies of the Paleoproterozoic Karelia]. *Geol. Karelii ot arkheya do nashikh dnei* [Geol. of Karelia from the Archean to the present]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011. P. 71–78.

Makarikhin V. V., Kononova G. M. Fitolity nizhnego proterozoya Karelii [Lower proterozoic phytolites of Karelia]. Leningrad: Nauka, 1983. 180 p.

Makarikhin V. V., Medvedev P. V. Stromatolity. Metody issledovaniya [Stromatolites. Research methods]. *Nauch. On-Line proekty Inst. geol.* [Sci. On-Line projects of the Inst. Geol.]. 2000. URL: http://old.igkrc.ru/rus/htm_files/projects/str/str.htm (accessed: 27.04.2018).

Makarikhin V. V., Medvedev P. V., Rychanchik D. V. Rol' bioticheskogo faktora v yatuliiskom sedimentogeneze [The role of the biotic factor in the Jatulian sedimentation]. *Geodinamika, magmatizm, sedimentogenez i minerageniya Severo-Zapada Rossii* [Geodyn. Magm. Sedim. Miner. of the North-West of Russia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2007. P. 241–245.

Makarikhin V. V., Medvedev P. V., Satsuk Yu. I. Raschlenenie i korrelyatsiya yatuliya stratotipicheskoi mestnosti [Dismemberment and correlation of the Jatulian stratotype region]. *Ocherki geol. dokembriya Karelii* [Geol. Ess. of Precambrian Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1995. P. 72–83.

Maslov V. P. Stromatolity [Stromatolites]. *Trudy GIN AN SSSR* [Trans. Geol. Inst. AS USSR]. 1960. Iss. 41. 186 p.

Medvedev P. V., Makarikhin V. V. Fitogennye postroiki i ikh mesto v pole informatsii o biosfere [Phylogenetic structures and their place in the field of biosphere information]. *Evolyutsiya zhizni na Zemle: Tr. 3-go Mezhdunar. simp.* [Trans. the 3rd Intern. Symp. The evolution of life on the Earth]. Tomsk, 2005. P. 405–406.

Medvedev P. V., Makarikhin V. V., Rychanchik D. V. Skhema stroeniya yatuliiskogo nadgorizonta, vybor opornykh razrezov [Structure scheme of the Jatulian overhorizon, selection of base sections]. *Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geol., tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya)* [Paleoproterozoic Onega structure (geol., tectonics, deep structure, and mineralogeny)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011a. P. 52–61.

Medvedev P. V., Makarikhin V. V., Rychanchik D. V. Stratigrafiya paleoproterozoya vostochnoi chasti Fen-

noskandinavskogo shchita: sostoyanie, problemy i perspektivy [Paleoproterozoic stratigraphy of the Eastern Fennoscandian Shield: state of art, problems, and perspectives]. *Geol. Karelii ot arkheya do nashikh dnei* [Geol. of Karelia from the Archean to the present]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011b. P. 66–70.

Titorenko T. N., Anisimova S. A., Anisimov A. Yu. Paleontologiya dokembriya. Fitolity (stromatolity i mikrofitolity): ucheb.-metod. posobie [Precambrian paleontology. Phytoliths (stromatolites and microphytolites): a study guide]. Irkutsk: IGU, 2012. 117 c.

Edhorn A.-St., Anderson M. M. Algal remains in the Lower Cambrian Bonavista Formation, Conception Bay, southeastern Newfoundland. *Fossil Algae*. Vol. 12. Springer, Berlin, 1977. P. 113–123. doi: 10.1007/978-3-642-66516-5_12

Gallery. Sinice a rasy [Cyanobacteria and algae]. URL: <http://galerie.sinicearasy.cz/galerie/cyanobacteria> (accessed: 27.04.2018).

Hofmann H. J., Jackson G. D. Proterozoic mini-stromatolites with radial-fibrous fabric. *Sedimentology*. 1987. Vol. 34, iss. 6. P. 963–971. doi: 10.1111/j.1365-3091.1987.tb00586.x

Jahnert R. J., Collins L. B. Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia. *Mar. Geol.* 2012. Vol. 303–306. P. 115–136. doi: 10.1016/j.margeo.2012.02.009

Kouketsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S. A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using pear width. *Island Arc*. 2014. Vol. 23. P. 33–50.

Raaben M. E. Archean and Proterozoic microstromatolites: Taxonomic composition of successive assemblages. *Stratigraphy and Geol. Correlation*. 2005. Vol. 13, no. 4. P. 367–379.

Riding R. Classification of microbial carbonates. *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, 1991. P. 21–51.

Schopf J. W., Kudryavstev A. B., Agresti D. G., Czaja A. D., Wdowiak T. J. Raman imagery: A new approach to assess the geochemical maturity and biogenicity of permineralized Precambrian fossils. *Astrobiology*. 2005. Vol. 5. P. 333–371. doi: 10.1089/ast.2005.5.333

Sharma M., Sergeev V. N. Genesis of carbonate precipitate patterns and associated microfossils in Mesoproterozoic formations of India and Russia – a comparative study. *Precambrian Res.* 2004. Vol. 134. P. 317–347. doi: 10.1016/j.precamres.2004.07.001

Received May 11, 2019

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Джамансартова Оксана Мураткуловна

аспирант
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: efats@mail.ru

CONTRIBUTOR:

Dzhamansartova, Oksana

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: efats@mail.ru

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.514: 550.4 + 551.71

ПРИРОДА АМФИБОЛИТОВЫХ ОБЛОМКОВ В ГРАУВАККАХ ЭЛЬМУССКОЙ СТРУКТУРЫ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС, КАРЕЛИЯ)

А. В. Дмитриева

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН»,
Петрозаводск, Россия*

Изучен состав обломков амфиболитов из неоархейских полимиктовых граувакк Эльмусской структуры, расположенной в северной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Проведен сравнительный анализ обломков с породными комплексами, слагающими данную территорию. На основании полученных результатов предложен возможный источник сноса грубообломочного материала в неоархейский осадочный бассейн.

Ключевые слова: полимиктовые граувакки; обломки амфиболитов; Эльмусская структура; Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс.

A. V. Dmitrieva. THE ORIGIN OF AMPHIBOLITE CLASTS IN GRAYWACKE FROM THE ELMUS STRUCTURE ACCORDING TO THE STUDY OF RARE AND RARE-EARTH ELEMENTS DISTRIBUTION (VEDLOZERO-SEGOZERO GREENSTONE BELT, KARELIA)

The composition of amphibolite clasts from Neoproterozoic polymictic greywackes of the Elmus structure, located in the northern part of the Vedlozero-Segozero greenstone belt, was studied. The clasts were compared against the rock complexes constituting this area. A possible source of coarse clastic material transport into the Neoproterozoic sedimentary basin is proposed, based on the results obtained.

Keywords: polymictic greywackes; amphibolite clasts; Elmus structure; Vedlozero-Segozero greenstone belt.

Введение

Приуроченность терригенных осадочных комплексов к мезоархейским зеленокаменным структурам позволяет рассматривать грубо-обломочный материал как источник информации об эродированных породных ассоциациях, а также выявлять не сохранившиеся до наших дней источники сноса. Изучение подобных осадочных образований способствует пониманию геологической эволюции ранней континентальной коры.

Неоархейские (~2,65–2,60 млрд лет) терригенные комплексы, относящиеся к пулл-апарт бассейнам типа Тимискаминг и приуроченные к трансформным разломам, были выделены в пределах Фенноскандинавского щита [Кожевников, 2000; Светов и др., 2005]. В Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе (Карельский кратон) подобные породные ассоциации описаны в Койкарской, Эльмусской и Остерской структурах [Светов и др., 2005].

Молассоидный комплекс в северной части Койкарской структуры, представленный полимиктовыми конгломератами, залегает на коматиит-базальтовой (3,05–2,95 млрд лет) и андезит-дацит-риолитовой (2,9–2,85 млрд лет) ассоциациях, имеет аркозовый или граувакковый цемент и обломки гранитоидной, дацит-риолитовой, базальтовой и коматиит-толеитовой серий [Светов и др., 2005; Бакаева, 2018].

Молассоидная толща в Эльмусской структуре перекрывает средне-кислые вулканогенно-осадочные образования и представлена полимиктовыми конгломератами с прослоями субаркозовых и кварцевых аренитов. В обломках конгломератов встречаются силициты, плагиограниты, дациты, базальты, туфопесчаники, редко амфиболиты, гранодиориты и граниты. Цемент сложен мелкогалечным, гравийным и песчаным материалом [Светов и др., 2005].

Геологическое строение структуры и объект исследования

Эльмусская субмеридиональная структура сложена мезоархейскими вулканитами, сопоставляемыми с таковыми в Палаламбинской (восточнее) и Койкарской (южнее) структурах (2,9–2,86 млрд лет). Зеленокаменные толщи ограничены с запада гранитами и гнейсо-гранитами.

В низах стратиграфического разреза представлены метабазальты, коматииты и туфы (3,05–2,95 млрд лет). Коматииты развиты северо-западнее оз. Педроламп. Выше залегают кислые и средние вулканогенно-осадочные образования – полосчатые и агломератные

туфы и вулканиты, филлитовидные осадки, песчаники (2,9–2,85 млрд лет), представленные различными сланцами с прослоями вкрапленных и массивных колчеданных руд. В верхней части разреза развиты метапесчаники, граувакки, полимиктовые конгломераты. Архейские толщи перекрываются палеопротерозойскими отложениями с угловым и стратиграфическим несогласием.

Архейские вулканиты Эльмусской структуры в северной части прорываются телами ультрабазитов (Столбовая гора) и габброидов (участок Гавшламная), в северо-восточной – Орехозерским диорит-гранодиоритовым плутоном (ранний ТТГ-комплекс) и сопутствующими ему дайками. В центральной части структуры расположен плагиогранит-порфиновый массив Талпус, возраст которого 2861 ± 11 млн лет [Иванов, Лохов, 2015]. Северо-восточнее оз. Пальеозеро находится Карташовский массив порфиридных гранитов, имеющий близкий возраст.

Кислый дайковый комплекс представлен плагио- и кварц-плагиопорфирами. Плагиопорфиры риодацитового состава развиты на участке Педроламп, они секут метабазальты и имеют субмеридиональное простирание. Дайки порфировых гранодиоритов прорывают вмещающие толщи южнее оз. Орехозеро и в районе оз. Пунозеро.

Неоархейский умереннощелочной магматизм проявлен в юго-западном борту структуры и представлен Эльмусским массивом санукитоидной серии, прорывающим амфиболовые сланцы по базальтам и гранито-гнейсы обрамления. Возраст массива определен U-Pb методом по циркону и составляет 2741 ± 7 млн лет [Bibikova et al., 2005]. Интрузив представляет собой изометричное дифференцированное тело размером 2×3 км, вытянутое в СВ направлении. Он сложен преимущественно породами II фазы – монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами. В северо-западном эндоконтакте сохраняются метапироксениты I фазы, подверженные интенсивной амфиболизации и эпидотизации, часто пронизанные полевошпатовыми прожилками.

Объектом исследования являются единичные крупные обломки амфиболитов, встречающиеся в полимиктовых граувакках, установленных автором на юго-восточном берегу оз. Пунозеро (рис. 1 и 2). Граувакки грубо-полосчатые с тонкослоистым цементом, погружаются на запад под углом 65–70°, состоят из лейкократовых обломков полевых шпатов размером 1–5 мм, реже достигающих 2–3 см, и меланократового хлорит-амфибол-биотитового цемента, размер обломочного материала

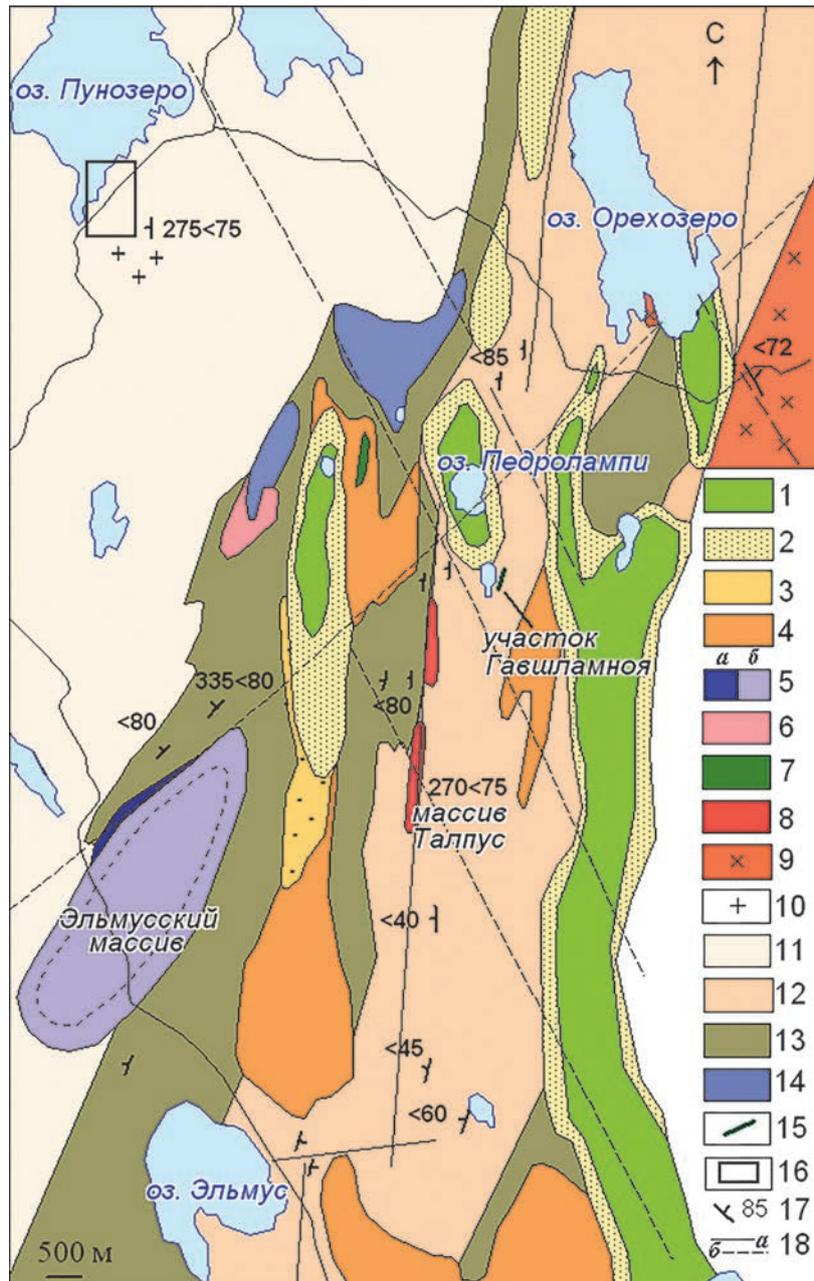


Рис. 1. Схема геологического строения Эльмусской структуры, по работам Л. В. Кулешевич и О. Б. Лаврова [2007], с дополнениями автора:

Палеопротерозойские комплексы: 1–2 – ятулий (1 – метабазалты, 2 – кварцевые конгломераты, кварциты), 3–4 – сумий-сариолий (3 – полимиктовые конгломераты, 4 – метаандезибазалты). Нео- и мезоархейские комплексы: 5 – Эльмусский умереннощелочной массив (а – метапироксениты, б – монцодиориты, кварцевые монцодиориты, ~2,74 млрд л.), 6 – граниты, 7 – габбро, 8 – Талпусский плагиогранит-порфировый массив (~2,86 млрд л.), 9 – гранодиориты Орехозерского массива, 10 – калишпатизация, 11 – гранито-гнейсы, 12 – сланцы по туфам и вулканитам андезитового и дацитового состава, углеродистые сланцы, метапесчаники и конгломераты (2,9–2,85 млрд л.); 13 – метабазалты и 14 – метакوماتиты (3,05–2,95 млрд л.); 15 – дайки габбро на участке Гавшламной, 16 – участок работ, 17 – элементы залегания, 18 – тектонические зоны AR (а) и PR (б)

Fig. 1. Diagram of the geological composition of the Elmus structure, according to the works of L. V. Kuleshevich and O. B. Lavrov [2007] with the author's additions:

Paleoproterozoic complexes: 1–2 – Yatulian (1 – metabasalts, 2 – quartz conglomerates, quartzites), 3–4 – Sumian-Sariolian (3 – polymictic conglomerates, 4 – metaandesybasalts). Neo- and Mesoarchean complexes: 5 – moderately alkaline Elmus massif (a – metapyroxenites, b – monzodiorites, quartz monzodiorites, ~ 2.74 billion years), 6 – granites, 7 – gabbro, 8 – Talpus plagiogranite-porphyrific massif (~ 2.86 billion years), 9 – granodiorites of the Orekhosersky massif, 10 – K-feldsparization, 11 – granite gneisses, 12 – schists on tuffs and volcanics of andesitic and dacitic composition, carbonaceous schists, metasandstones and conglomerates (2.9–2.85 billion years); 13 – metabasalts and 14 – metacomatites (3.05–2.95 billion years); 15 – gabbro dykes in the Gavshlamnoya site, 16 – work site, 17 – occurrence elements, 18 – tectonic zones AR (a) and PR (b)



1. Полимиктовые граувакки
Polymictic greywackes



2. Обломки амфиболитов в граувакках
Amphibolite clasts in greywackes

Рис. 2. Полимиктовые граувакки Эльмусской структуры
Fig. 2. Polymictic greywackes of the Elmus structure

которого 1–2 мм, реже до 5–6 мм (рис. 2/1). В граувакках встречаются единичные крупные обломки амфиболитов (1–2 % от общего объема), достигающие в поперечнике 8×20 и 20×20 см (рис. 2/2). В осадочной толще отмечаются секущие полевошпатовые (пегматоидные) жилы мощностью до 10 см с азимутами простирания 10–35° (зигзагообразные), 110° и 350°, а также более поздние тонкие эпидотовые прожилки. Восточнее данного обнажения развиты гранитизированные аркозовые песчаники.

Методы исследования

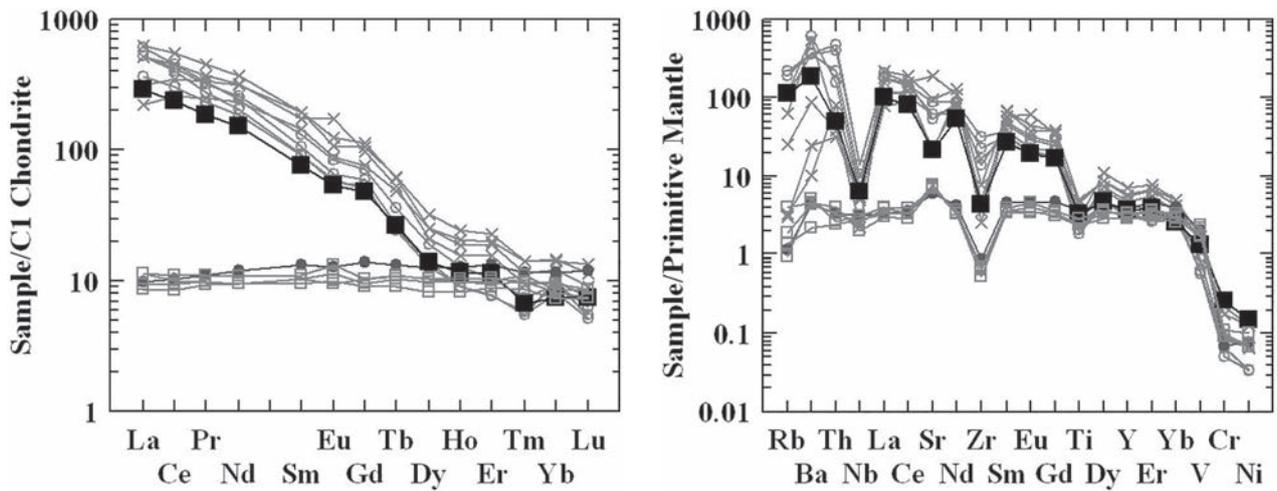
Из граувакк были отобраны обломки амфиболитов и определен их геохимический состав на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 (Thermo Scientific, США) в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). С целью установления возможного источника сноса обломков в неархейский осадочный бассейн проведен сравнительный анализ с аналогичными породными комплексами Эльмусской структуры.

Результаты

Состав амфиболитов из обломков сравнивался с базальтами и габбро участка Гавшланная, как возможными источниками грубообломочного материала, поступающего в неархейский осадочный бассейн. На геохимических диаграммах отчетливо видно, что амфиболиты из обломков имеют значительные отличия от базальтов и габбро (рис. 3). В целом для

амфиболитов характерно фракционированное распределение редких земель – $(La/Yb)_n = 39$, высокое содержание (в ppm) Cr (796), Ni (298) и V (164), а также обогащение несовместимыми элементами (в ppm) – Ba (1289), Sr (453) и LREE – La (69) и Ce (145) (табл.), что характерно для производных метасоматизированного мантийного источника. На спектре распределения редких элементов отмечается наличие отрицательных аномалий Nb, Ti, Sr и Zr (рис. 3). Подобными геохимическими характеристиками обладают породы санукитоидной серии, широко распространенные на территории Фенноскандинавского щита, в том числе в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

В Эльмусской структуре выделен один массив санукитоидов. Сравнительный анализ состава амфиболитов из обломков проводился с метапироксенитами ранней магматической фазы Эльмусского санукитоидного интрузива. На геохимических диаграммах видно, что обломки амфиболитов имеют весьма схожий спектр распределения редких и редкоземельных элементов с породами массива, в том числе с метапироксенитами. Некоторый разброс значений по таким элементам, как Rb, Ba и Sr, объясняется степенью измененности метапироксенитов, связанной с внедрением поздней кислой фазы, инициировавшей наложение Ba-содержащих полевых шпатов и барита. Минералами-концентраторами данных элементов, как правило, выступают микроклин, биотит, барит, целестобарит. Вариации количества этих минералов в породах непосредственно отражаются на концентрациях указанных элементов.



Условные обозначения: ■ – обломки амфиболитов, □ – базальты, ● – габбро; × – метапироксениты и ○ – монцодиориты, кварцевые монцодиориты Эльмусского массива

Legend: ■ – amphibolite clasts, □ – basalts, ● – gabbro; × – metapyroxenites and ○ – monzodiorites, quartz monzodiorites of the Elmus massif

Рис. 3. Геохимические особенности обломков амфиболитов из граувакк и базальтов, габбро участка Гавшламной, пород Эльмусского массива, нормированные на хондрит и примитивную мантию [по: Sun and McDonough, 1989]

Fig. 3. Geochemical features of amphibolite clasts from greywackes and basalts, gabbro of the Gavshlamnoya site, rocks of the Elmus massif, normalized to chondrite and primitive mantle [after: Sun and McDonough, 1989]

Выводы

Геологическое развитие Эльмусской структуры, как фрагмента Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, происходило при аккреционно-коллизийных процессах в условиях конвергентной транзитной зоны протоокеан-континент, согласно моделям В. Н. Кожевникова, С. А. Светова, А. И. Слабунова. Погружение океанической дуги с запада на восток под древнее континентальное основание – Водлозерский террейн – инициировало обогащение мантийного клина, послужившего в дальнейшем источником санукитоидных расплавов, внедрение которых маркирует завершающие стадии развития зеленокаменного пояса и смену тектонического режима на транспрессионно-транстензионный. На этом этапе происходило заложение седиментационных бассейнов и образование терригенных осадков, выделяемых в западном обрамлении Водлозерского террейна (Эльмусская, Койкарская, Остерская структуры). В Эльмусской структуре осадочные толщи встречаются в ее центральной (полимиктовые конгломераты в районе оз. Педроламп) и западной (метаморфизованные аркозовые песчаники и полимиктовые граувакки) частях.

В геологическом разрезе Эльмусской структуры развиты мезоархейские коматииты и базальты, средне-кислые вулканиты, гранитоиды, габбро и неархейские умереннощелочные

комплексы (санукитоиды), которые могли быть источником обломочного материала для осадочных толщ позднеархейских седиментационных бассейнов.

Осадки в районе оз. Пунозеро представлены полимиктовыми граувакками. Они сложены преимущественно меланократовым мелкообломочным (1–2, реже до 5 мм) материалом основного состава, источником которого могли быть широко развитые в пределах структуры амфиболитовые базальты, коматииты и габбро, и в меньшей степени мелкими (1–5 мм, реже до 2–3 см) полевошпатовыми обломками (20–40 % от общего объема), являющимися продуктами разрушения гранитов и монцодиоритов. Встречающиеся в граувакковой толще единичные крупные обломки амфиболитов, как показало изучение их состава, обладают специфическими геохимическими характеристиками – одновременно обогащены совместимыми (Cr 796, Ni 298, V 164 ppm) и несовместимыми (Ba 1289, ΣREE 337 ppm) элементами, что указывает на метасоматизированный мантийный источник. В Эльмусской структуре породы, являющиеся продуктом таких магм, выделены в одной умереннощелочном массиве санукитоидной серии. Сравнительный анализ состава обломков амфиболитов и дифференциатов Эльмусского массива показал, что они имеют весьма схожие геохимические характеристики. Это позволяет предполагать, что источником круп-

Геохимия амфиболитовых обломков и пород Эльмусского массива

Geochemistry of the amphibolite clasts and rocks of the Elmus massif

Образец Sample	412	Средний состав пород Эльмусского массива Average composition of the Elmus massif rocks		
Порода Rock	обломки амфиболитов из граувакк amphibolite clasts from greywackes	метапироксенит metapyroxenites	монцодиорит monzodiorites	кварцевый монцодиорит quartz monzodiorites
n	1	5	2	2
Rb (ppm)	71,8	15,1	71,5	132,1
Sr	452,9	1750	1559	1195
Y	16,6	26,5	16,9	14,5
Zr	49,3	52,3	171,9	304,0
Nb	4,48	3,43	5,79	9,75
Pb	9,9	12,95	42,4	70,6
Th	4,2	4,2	15,5	37,5
U	1,3	0,95	2,86	5,57
Ba	1289	1163	3397	2517
Cr	796	430	198	152
Ni	298	190	69	68
Co	46	41	20	15
Cu	14,7	33,9	41,8	38,1
V	164	167	96	73
Ta	0,24	0,15	0,51	0,76
La	68,9	131,18	104,80	135,0
Ce	145,4	316,16	222,84	260,38
Pr	17,54	42,04	26,35	28,70
Nd	71,85	174,02	103,22	104,66
Sm	11,80	30,63	16,95	15,16
Eu	3,15	6,91	4,18	3,54
Gd	9,83	23,89	12,43	11,56
Tb	0,99	2,41	1,15	0,97
Dy	3,49	7,53	4,19	3,37
Ho	0,66	1,23	0,63	0,52
Er	1,86	3,29	1,52	1,28
Tm	0,17	0,34	0,17	0,15
Yb	1,26	2,31	1,47	1,67
Lu	0,19	0,29	0,15	0,14
ΣREE	337	742	500	567

ных обломков амфиболитов в граувакковой толще могут являться пироксениты ранней фазы неoarхейского (~2,74 млрд л.) Эльмусского массива или подобные массивы, ранее существовавшие на данной территории и не сохранившиеся до настоящего времени.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН (№ гос. рег. АААА-А18-118020290085-4).

Литература

Бакаева А. В. Матрикс полимиктовых конгломератов неoarхейского молассоидного бассейна Кой-

карского домена: геохимическая характеристика, источники материала // Труды КарНЦ РАН. 2018. № 2. С. 111–121. doi: 10.17076/geo766

Иванов Д. В., Лохов К. И. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из гранитоидного массива Талпус (Эльмусская площадь. Центральная Карелия): Тезисы докл. IV Междунар. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов пам. акад. А. П. Карпинского (Санкт-Петербург, 16–20 февр. 2015). СПб., 2015. С. 431–435.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Антропова Е. А. Неoarхейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характери-

стика // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2005. № 8. С. 5–17.

Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zir-

cons // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 129–145. doi: 10.1016/j.lithos.2004.05.005

Поступила в редакцию 25.10.2018

References

Bakaeva A. V. Matriks polimiktovykh konglomeratov neoarkheiskogo molassoidnogo basseina Koikarskogo domena: geokhimicheskaya kharakteristika, istochniki materiala [Matrix-supported polymictic conglomerates of the Neoarchean molassoid basin of the Koikary domain: geochemical characteristics, sources of material]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2018. No. 2. P. 111–121. doi: 10.17076/geo766

Ivanov D. V., Lokhov K. I. Pervye dannye o U-Pb vozraste tsirkonov iz granitoidnogo massiva Talpus (El'musskaya ploshchad'. Tsentral'naya Kareliya) [The first data on the U-Pb age of zircons from the Talpus granite massif, Elmus area, Central Karelia]. *IV Mezhdunar. nauch.-prakt. konf. molod. uchenykh i spetsialistov pam. akad. A. P. Karpinskogo: Tezisy dokl. mezhdunar. konf.* (Sankt-Peterburg, 16–20 fevr. 2015 g.) [Proceed. Academician A. P. Karpinsky 4th int. sci.-pract. conf. of young scientists and specialists (St. Petersburg, Febr. 16–20, 2015)]. St. Petersburg, 2015. P. 431–435.

Kozhevnikov V. N. Arkheiskie zelenokamennye poyasa Karel'skogo kratona kak akkretsiionnye orogeny [The Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretionary orogens]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2000. 223 p.

Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N., Antropova E. A. Neoarkheiskie pull-apart basseiny Tsentral'no-Karel'skogo terreina: porodnye posledovatel'nosti i litogeokhimicheskaya kharakteristika [The Neoarchean pull-apart basins of the Central Karelian terrain: rock sequences and litho-geochemical characteristics]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and useful minerals of Karelia]. 2005. No. 8. P. 5–17.

Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons. *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 129–145. doi: 10.1016/j.lithos.2004.05.005

Received October 25, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Дмитриева Антонина Васильевна

научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: dmitrieva-v@yandex.ru
тел.: +79214691583

CONTRIBUTOR:

Dmitrieva, Antonina

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: dmitrieva-v@yandex.ru
tel.: +79214691583

ХРОНИКА

МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «ПРОБЛЕМЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНОГО ПРОСТРАНСТВА» (Петрозаводск, 20–21 июня 2019 г.)

20–21 июня 2019 г. на базе Карельского научного центра РАН состоялась международная научно-практическая конференция, посвященная проблемам использования подземного пространства. Более тридцати специалистов, представляющие семь стран, встретились на площадке конференции, чтобы обменяться профессиональным опытом в области эксплуатации подземных сооружений. Мероприятие проходило под эгидой международного проекта «Baltic Sea Underground Innovation Network»

Программы «Интеррег. Регион Балтийского моря» – международной площадки, созданной для трансляции передового опыта обустройства подземного пространства бывших горных выработок.

Высокую актуальность проблематики изучения, перепрофилирования и эксплуатации бывших горнопромышленных выработок подтвердила и первая международная конференция подземных музеев, состоявшаяся за полгода до этого близ польского города Кракова (орга-



Докладывает научный руководитель проекта BSUIN Яри Йоутсенваара (Финляндия).
Фото И. Ю. Хлебалина



А. А. Юшко и Н. А. Натальин, беседа в перерыве. Фото И. Ю. Хлебалина

низатором выступил Музей Королевских соляных шахт Велички и Бохни). В июне вопросам истории уделялось не так много внимания, основные акценты были сосредоточены на правовых, финансовых, организационных, научно-исследовательских и технических аспектах использования горно-промышленных объектов.

Разносторонний анализ проблематики подземных горных выработок был представлен Почетным президентом Европейской сети музеев угольной промышленности **Маргарет Фолл**. В своем выступлении докладчик охватила как особенности национального законодательства, предъявляемые им требования для переоборудования бывших горнодобывающих предприятий, так и частные управленческие трудности, сопутствовавшие процессу оформления ранее возглавляемого ею Национального музея угольной промышленности Англии в Западном Йоркшире.

Наличие разных векторов использования подземного пространства бывших горных выработок повышает коэффициент полезного действия таких объектов и служит показателем их высокого социального значения. Доклад представителя из Германии **Тони Мюллера** был посвящен многоцелевому использованию горнопромышленных сооружений на примере шахты «Рейхе Цехе» во Фрайберге, Германия. Учитывая такие особенности шахты, как глубина и стабильность температурного режима на разных горизонтах выработки, подземные сооружения имеют высокий экономический

потенциал, помогая решать важные практические задачи, в том числе предоставляя свои площадки для размещения опытных и тренировочных полигонов и научно-исследовательских



С предложениями и замечаниями выступает В. А. Шеков (ИГ КарНЦ РАН). Фото И. Ю. Хлебалина



Участники экскурсии в Рускеальский горный парк. Крайний слева – Ян Кисиел (Польша), второй справа – Андрус Паат (Эстония), крайняя справа – Марта Айковска-Мазур (Польша). Фото К. В. Шекова

лабораторий. Все перечисленное выше можно рассматривать и как еще один из вариантов консервации шахты, что сохраняло бы саму возможность возобновления добычи полезного ископаемого.

Матеуш Гиль, докладчик из Польши, рассказал об успешном опыте функционирования в соляных шахтах Велички подземного музея, занимающего с первого по третий горизонты, и галотерапевтического санаторно-оздорови-

тельного центра, разместившегося на пятом горизонте шахты.

Тему многофункциональности подземных горных выработок продолжил научный руководитель Ленинградской областной общественной организации «Сохранение природы и культурного наследия» **Н. А. Натальин**. Он выделил десять возможных направлений использования бывших подземных горных выработок, включающие в себя выращивание грибов и дозрева-



В Рускеальском горном парке. На переднем плане Матеуш Гиль (Польша). Фото К. В. Шекова



Участники проекта BSUIN на экскурсии в шахту Пюхясалми

ние сыров, обеспечение сохранности продуктов питания, оздоровительные процедуры, хранение отходов, размещение производств высокоточного оборудования и создание условий для восстановления биологического разнообразия.

Многие докладчики обращались к теме безопасности подземных выработок и вопросам законодательного регулирования их использования. Важным выводом стало то, что для выбора направления использования подобных объектов нужно учитывать целый ряд факторов, требующих специального изучения: инженерно-геологические, геофизические, экономические, экологические, социальные и другие. Карельский научный центр располагает научными силами и всем необходимым оборудованием для решения научно-исследовательских задач, касающихся подземных объектов.

С ретроспективным обзором пути развития Рускеальского горного парка (Республика Карелия) выступил консультант по территориальному маркетингу **А. А. Юшко**. В 2017–2018 гг. плотная сеть туристических троп парка приросла еще одним уникальным маршрутом, проложенным в откаточных штольнях и просторной подземной камере внутри мраморной горы. На протяжении последних лет силами постоянно действующей на базе горного парка научной лаборатории «RuskeaLab» успешно осуществляется наблюдение за состоянием бортов карьера и кровли подземной выработки, поддержанием экоравновесия на территории парка. Опыту использования лазерных дальномеров

при оценке устойчивости горных выработок был посвящен доклад заместителя директора Института геологии КарНЦ РАН, координатора конференции **В. А. Шекова**.

О задачах и промежуточных итогах международного проекта «BSUIN» рассказал **Яри Йоутсенваара**, его руководитель. Инициатором международного проекта по созданию международной сети подземных лабораторий «BSUIN» стал Университет Оулу (Финляндия), неподалеку от которого находится одна из самых глубоких в Европе шахта Пюхясалми, в настоящее время намеченная к закрытию. Как ожидается, горная выработка не утратит своего экономического значения, поскольку сохраняет большой потенциал именно как техническое сооружение. На нижних горизонтах выработки была оборудована научная лаборатория «KallioLab», курирующая до пятнадцати научно-исследовательских проектов, реализуемых как самостоятельно, так и совместно с партнерами.

Основной целью проекта «BSUIN» остается создание международной сети подземных лабораторий. Видимо, следуя этой логике, по итогам конференции было сформулировано предложение создать Европейскую ассоциацию подземных лабораторий, которая превратит эпизодические взаимодействия в системное сотрудничество с проведением совместных исследований и обменом информацией.

К. В. Шеков

14-й МЕЖДУНАРОДНЫЙ КОНГРЕСС ПО ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ (ICAM-2019) (Белгород, 23–27 сентября 2019 г.)

Торжественная церемония открытия ICAM-2019 состоялась 23 сентября 2019 г. под звуки государственного гимна России в центре высоких технологий Белгородского государственного технологического университета им. В. Г. Шухова. Участниками конгресса стали ученые и специалисты в области прикладной минералогии из 18 стран мира.

Организаторы: Минобрнауки РФ, правительство Белгородской области, БГТУ им. В. Г. Шухова, РАН, РААСН, ИМА, РМО, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Генераль-

ный партнер – горно-металлургический холдинг «Металлоинвест».

Конгресс ICAM впервые проходил на территории Российской Федерации. Его главная тема – «Прикладная минералогия: будущее рождается сегодня». Эстафета была принята из Бари (Италия), при этом надо отметить, что место проведения этого конгресса предложено комиссией по технологической минералогии РМО, председателем которой является В. В. Щипцов, после успешной работы X Российского семинара по технологи-



Церемония открытия конгресса



Выставка на конгрессе. Справа чл.-корр. РАН В. В. Масленников (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс)

ческой минералогии на белгородской земле в 2014 году.

Международный конгресс по прикладной минералогии (ICAM) выступает площадкой для обмена опытом специалистов горно-металлургических предприятий, научных организаций, инжиниринговых компаний, студентов и преподавателей вузов из разных стран мира. Он проводится с целью определения вектора приоритетных научных направлений, укрепления престижа науки, создания новых профессиональных контактов.

С приветственным словом к участникам мероприятия обратился ректор университета С. Н. Глаголев. От имени руководства региона присутствующим приветствовала заместитель губернатора Белгородской области О. А. Павлова.

Участники конгресса обсуждали вопросы в рамках пленарных заседаний и работы научных секций:

Геометаллургия, технологическая минералогия и процессы переработки минерального сырья (Geom metallurgy, technological mineralogy and processing of mineral raw);

Индустриальные минералы, драгоценные камни, руды и добыча полезных ископа-

емых (Industrial minerals, precious stones, ores and mining);

Строительные материалы (Building materials);

Перспективные материалы с улучшенными характеристиками, в том числе техническая керамика и стекло (Advanced materials with improved characteristics, including technical ceramics and glass);

Окружающая среда и энергетические ресурсы (Environment and energy resources);

Аналитические методы, приборы и автоматизация (Analytical methods, instrumentation and automation);

Биомиметические материалы на минеральной основе, биоминералогия (Biomimetic materials on a mineral basis, biomineralogy);

Культурное наследие, артефакты и их сохранность (Cultural heritage, artifacts and their preservation).

Весомый вклад в развитие научной дискуссии внесли иностранные гости.

На заседании Совета ICAM обсуждены итоги совместной работы и планы на ближайшее будущее. Фернандо Роча (Португалия) рассказал об условиях проведения и этапах подготовки



На Лебединском ГОКе Maarten Broekmans, председатель ICAM (Норвегия), и В. В. Щипцов, председатель российской комиссии по технологической минералогии РМО



Доклад В. В. Щипцова, ведущего Workshop

15-го Международного конгресса по прикладной минералогии, который состоится в Авейро (Португалия) в 2021 году. На этом же заседании

определена площадка и для проведения конгресса в 2023 году – 16-й Международный форум по прикладной минералогии пройдет в Китае.



Представление следующего конгресса в Авейро (Португалия)

Финальный день мероприятия начался с проведения Workshop «Прикладная минералогия при изучении промышленных полезных ископаемых (опыт Комиссии российского минералогического общества по технологической минералогии)». В. В. Щипцов, председатель Комиссии по технологической минералогии РМО, заведующий отделом минерального сырья Института геологии КарНЦ РАН, представил развернутый доклад на русском и английском языках об истории технологической минералогии. Докладчик обратил внимание слушателей на предпосылки и причины развития данного научного направления, выделил основные этапы его формирования, рассказал о главных принципах и тенденциях развития технологической минералогии на сегодняшний день.

Отдельное внимание участников семинара было привлечено к результатам научных исследований и проектов по поиску и изучению по-

лезных ископаемых, реализованных в данной сфере.

В завершение организаторы и гости мероприятия подвели итоги пяти дней работы конгресса. Иностранные и отечественные ученые выразили благодарность руководству и сотрудникам опорного Белгородского государственного технологического университета им. В. Г. Шухова за высокий уровень подготовки и проведения мероприятия, за интересные экскурсии по Лебединскому ГОКу, в музей г. Губкина и музей-заповедник «Прохоровское поле».

Участники конгресса подчеркнули особую необходимость развития международных отношений в сфере прикладной минералогии, выразили надежду на скорейшую реализацию поставленных целей.

В. В. Щипцов

ЮБИЛЕИ И ДАТЫ

СЕРГЕЙ АНАТОЛЬЕВИЧ СВЕТОВ (к 50-летию со дня рождения)



Сергей Анатольевич Светов – геохимик, петролог, палеовулканолог, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник. Родился 5 сентября 1969 г. в Петрозаводске. В 1992 году окончил Ленинградский государственный университет, в 1995 г. – очную аспирантуру при кафедре петрографии ЛГУ, защитил кандидатскую диссертацию.

Работать в Институте геологии Карельского научного центра РАН начинал в 1995 г. с долж-

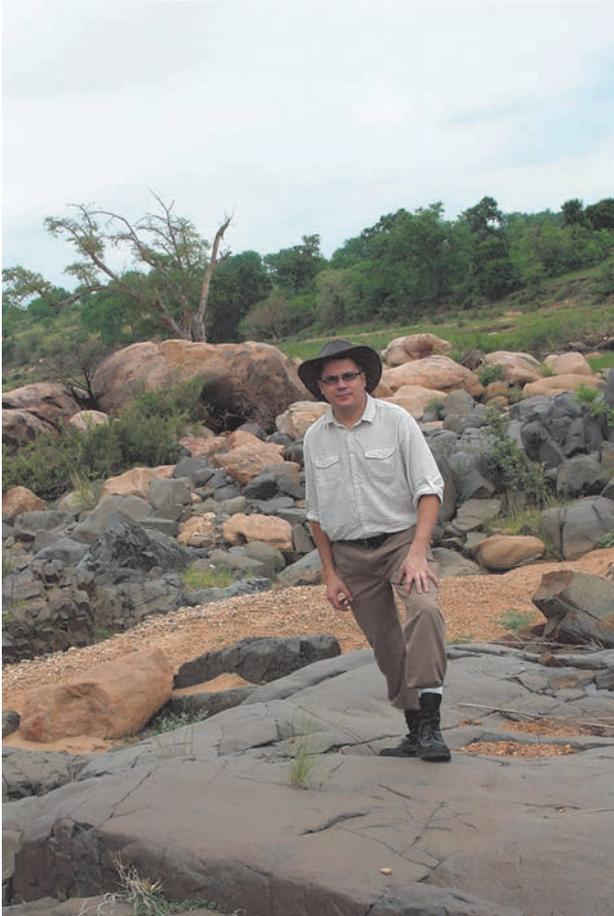
ности научного сотрудника. В 2005 г. по конкурсу избран заведующим лабораторией геохимии и моделирования природных и техногенных процессов, в 2009-м утвержден ОНЗ РАН в должности зам. директора по научной работе, продолжая по совместительству руководить лабораторией. С января 2017 года С. А. Светов – директор ИГ КарНЦ РАН и руководитель новой в структуре института лаборатории геохимии, четвертичной геологии и геоэкологии.

В марте 2004 г. на заседании диссертационного совета при Санкт-Петербургском государственном университете состоялась защита докторской диссертации С. А. Светова на тему «Эволюция магматических систем в зоне перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита» по специальности 25.00.04. – петрология, вулканология.

Основные направления научных исследований:

- изучение эволюции магматических систем и сопутствующих осадочных парагенезов в пределах архейских зеленокаменных структур восточной части Фенноскандинавского щита;
- геохимия и петрология высокомагнезиальных ассоциаций (коматиит-базальтовых) и андезитовых серий;
- геохимия магматических процессов;
- эволюция термального режима Земли от архея до протерозоя;
- математическая геология (синергетика и фрактальный анализ) и интернет-технологии в геологии.

Сергей Анатольевич – руководитель тем НИР, проектов ОНЗ РАН и РФФИ, участник



Командировка в Австралию

международных проектов по линии ЮАР-Россия, российско-индийского сотрудничества и научного сотрудничества со Скандинавскими странами и Финляндией.

Результаты работ С. А. Светова докладывались и обсуждались на российских и международных симпозиумах, конференциях и совещаниях. В 2001 г. он выступал с приглашенным докладом на 4-м Международном архейском симпозиуме «4IAS» в г. Перте (Австралия). Полученные в работах С. А. Светова научные результаты нашли свое отражение в целом ряде совместных публикаций, включая коллективные монографии. Участвовал в зарубежных командировках в Австралию, Индию, Францию, Норвегию, Швецию, Финляндию, ЮАР.

С. А. Светов – автор и соавтор около 180 публикаций, в т. ч. Петрология коматиит-толеитовых серий Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии: автореферат дис. ... канд. геол.-минер. наук, СПб., 1995; Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // Доклады Академии наук, 1999, т. 369, № 2 (в соавт.); Гео-

chemistry of the komatite-tholeite rock association in the Vedlozero-Segozero archean greenstone belt, Central Karelia // *Geochemistry International*, 2001; Позднеархейские коматииты Урагубско-Титовской структуры, северо-запад Кольского региона // *Петрология*, 2000, т. 8, № 2 (в соавт.); Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита // *Геохимия*, 2003, т. 41, № 8; New Data on Geochemistry of the Oldest (2.95–3.05 Ga) Andesite Association in Eastern Fennoscandia // *Doklady Earth Sciences*, 2003, vol. 389, no. 2 (в соавт.); The Oldest Adakites of the Fennoscandian Shield // *Doklady Earth Sciences*, 2004, vol. 397A, no. 6 (в соавт.); Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005; Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2009; Архитектура архейских конвергентных систем в сравнении с фанерозойскими аналогами (по данным FME-систематики вулканитов // *Литосфера*, 2010, № 3; Reading the Archive of Earth's Oxygenation (Springer Series: Frontiers in Earth's Sciences). 2013 (в соавт.); Контаминация – как фактор инициализации ликвационного фракционирования базальтовых расплавов // *Литосфера*, 2013, № 2; Акцессорные хромшпинелиды из мезоархейских коматиит-



Кировск



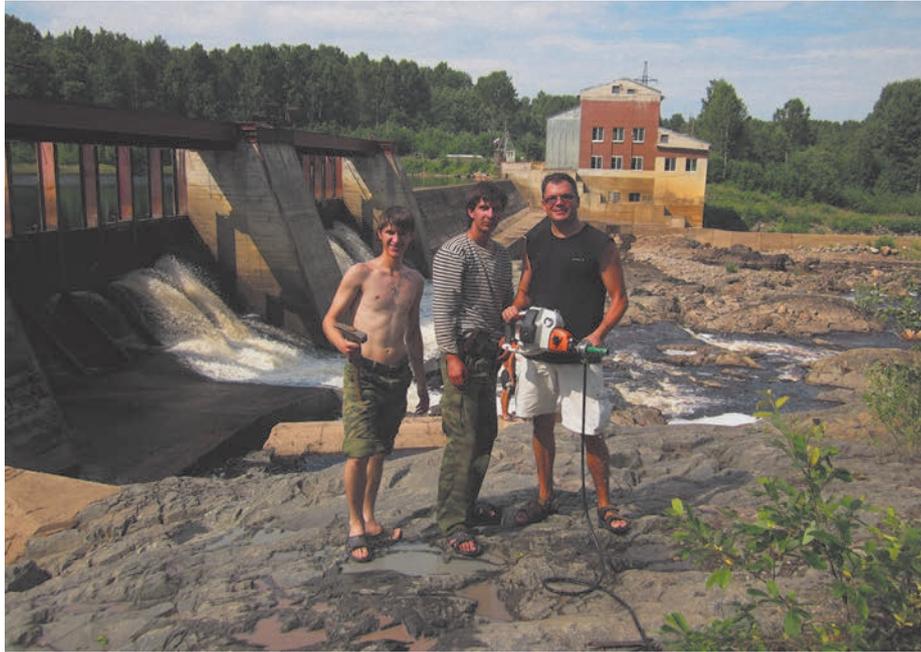
С. А. Светов и А. Б. Вревский в Лапландии (2010 г.)

тов Фенноскандинавского щита // Литосфера, 2014, № 6 (в соавт.); Реконструкция P-T параметров генерации и излияния мезоархейских коматиитовых расплавов по данным изучения акцессорных шпинелидов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7, 2014, № 4 (в соавт.); Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000. Новые подходы к составлению // Труды КарНЦ РАН, 2017,

№ 2 (в соавт.); Petrogenesis of siliceous high-Mg series: evidence from Early Paleoproterozoic mafic volcanic rocks of the Vodlozero domain, Fennoscandian Shield // Geoscience Frontiers, 2018, т. 9, № 1 (в соавт.); Геологический феномен «Вариолиты Ялгубского кряжа» от Ф. Ю. Левинсона-Лессинга до наших дней: минералого-геохимические аспекты // Зап. РМО, 2017, № 2 (в соавт.).



XII Всероссийское петрографическое совещание, 2015 г. На переднем плане С. А. Светов, О. И. Володичев, В. А. Глебовицкий



Рабочие дни на Гирвасском палеовулкане

По инициативе С. А. Светова разработаны WWW-проекты:

- Атлас текстур и структур архейских вулкано-генных пород (С. А. Светов, 2005–2006 гг.);
- Атлас текстур и структур архейских вулкано-генных пород (С. И. Рыбаков, С. А. Светов, А. И. Светова, 1999 г.);
- Архейские коматииты Карелии (на примере Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса) (С. А. Светов, 1998 г.).

Как специалист в архейской геологии зеленокаменных поясов С. А. Светов хорошо известен в России и за рубежом.

Некоторое время читал курс лекций по дисциплинам «Геохимия» и «Интерпретация геохимических данных», работая в Петрозаводском государственном университете профессором на кафедре геологии и геофизики горно-геологического факультета, разработал курс лекций по дисциплине «Геохимия» для студентов геологической специальности ПетрГУ.

Член диссертационного совета ИГГД РАН (СПб) по рассмотрению докторских и кандидатских диссертаций по специальности «общая и региональная геология», член бюро Научного совета РАН по проблемам геологии докембрия,



Геологическая экскурсия для участников XII Всероссийского петрографического совещания

член Ученого совета КарНЦ РАН, председатель Ученого совета ИГ КарНЦ РАН, председатель ГЭК по направлению «туризм» в ПетрГУ, заместитель отв. редактора серии «Геология докембрия» журнала «Труды Карельского научного центра РАН».

С. А. Светов – стипендиат Фонда содействия отечественной науке 1994–1995 гг., лауреат Фонда содействия отечественной науке по программе «Выдающиеся ученые. Кандидаты и доктора наук РАН» (2001 г.), лауреат гранта

Президента РФ для государственной поддержки молодых ученых, награжден Почетной грамотой РАН.

У геологов есть девиз: дорогу осилит идущий. Желаем Сергею Анатольевичу, чтобы сил хватало на любую дорогу – и в экспедициях, и в жизни.

*Редакционная коллегия серии
«Геология докембрия»,
сотрудники Института геологии КарНЦ РАН*

АЭЛИТА ВАЛЕРИЕВНА ПЕРВУНИНА (к 50-летию со дня рождения)



Свою трудовую деятельность в Институте геологии КарНЦ РАН Аэлита Валериевна Первунина начала в 1991 г. после завершения учебы на кафедре геологии месторождений полезных ископаемых геологического факультета Ленинградского государственного университета с дипломом по специальности «геологическая съемка, поиски и разведка месторождений». На начальном этапе она работала в лаборатории магматизма и палеовулканологии под руководством А. П. Светова. В 2005 году в диссертационном совете Д.002.47.01 при Институте геологии и геохронологии докембрия РАН защитила кандидатскую диссертацию на тему «Калевийский вулканогенно-осадочный лито-

генез Северного Приладожья» по специальностям 25.00.01 – Общая и региональная геология и 25.00.04 – Петрология и вулканология.

В настоящее время основные направления ее научной деятельности – это геология месторождений углеродсодержащих пород, вулканогенно-осадочный литогенез. Ей принадлежит приоритет в установлении аутигенной природы источника углеводородов в шунгитсодержащих породах Забогинского месторождения. А. В. Первунина обратила внимание на зависимость состава шунгитсодержащих пород месторождения от стадии преобразования органического вещества и степень влияния длительно существовавших источников тепла в зоне контакта с интрузиями на технологические свойства шунгитовых пород Максовской залежи. На основе оценки качества шунгитсодержащего сырья даны рекомендации по выбору способа переработки и направлениям использования малоуглеродистых и высокоуглеродистых месторождений Карелии. А. В. Первунина относится к апологетам того, что Нигозерское месторождение шунгитсодержащих пород является перспективным природным и индустриально-историческим объектом республики, способствующим развитию регионального туризма в культурно-историческом и научно-познавательном аспектах.

С 2009 года по настоящее время Аэлита Валериевна является ученым секретарем Института геологии КарНЦ РАН. Именно при выполнении этих обязанностей раскрылся весь гармонический спектр ее положительных природных качеств, которые притягивают, словно магнит, и помогают ей организовать процесс научных исследований. Очевидно, это связано с ее любовью к драматургии, музыке, живописи, повлиявшим на общее мировоззрение и миропонимание.

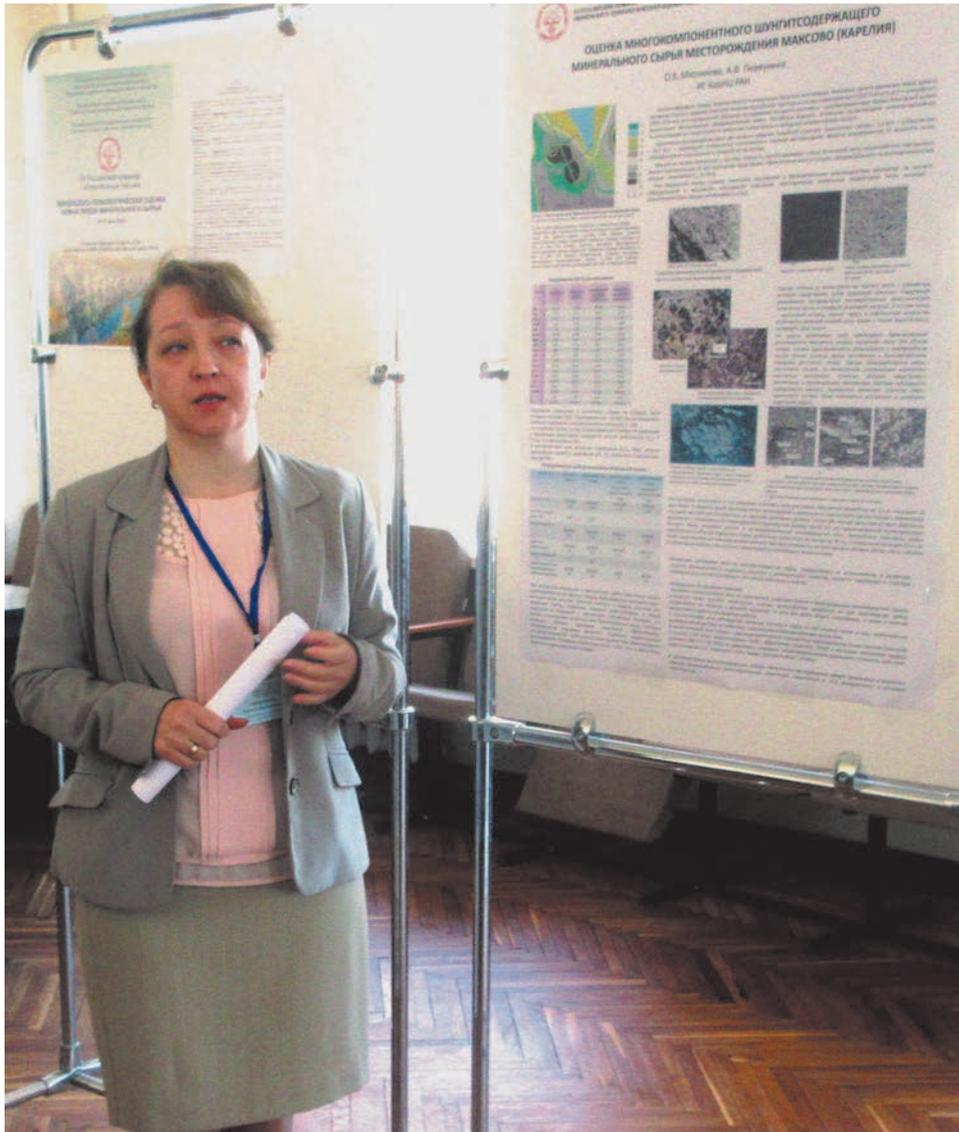
На протяжении своей работы в институте А. В. Первунина постоянно принимает актив-



Полевой сезон в Заонежье



Вручение Почетной грамоты КарНЦ РАН по случаю 50-летия Института геологии (грамоту вручает председатель Карельского научного центра А. Ф. Титов). 2011 г.



Доклад на сессии 12-го Российского семинара по технологической минералогии (Петрозаводск, 2019 г.)

ное участие в организации и проведении международных и всероссийских конференций, полевых геологических экскурсий, ежегодных научных студенческих конференций ПетрГУ, неизменно проявляя неформальное отношение к любому делу и высокую ответственность. Участвует с докладами в конференциях, имеет более 50 публикаций.

Аэлига Валериевна преподает на кафедре наук о Земле и геотехнологий Института лесных, горных и строительных наук ПетрГУ (в прошлом – кафедра геологии и геофизики). Ею разработаны и изданы учебное пособие и ряд методических указаний для студентов геологической специальности. Руководит учебной практикой, семинарами, дипломными и курсовыми работами, занимается профори-

ентационной деятельностью. Со студентами всегда находит общий язык, что способствует учебному процессу.

Ведет активную научно-организационную деятельность. В период 2000–2009 гг. была ученым секретарем Европейской (Северо-Западной) региональной комиссии по вулканологии и палеовулканологии. Организовала ряд мероприятий, проводимых совместно с ПетрГУ (студенческие конференции с 2006 по 2014 гг., Дни науки в ПетрГУ 2013, 2014 гг. и т. д.). Действительный член Российского минералогического общества, член экспертного совета молодежных научно-инновационных проектов «У. М. Н. И. К.» Фонда содействия развитию малых инновационных предприятий, ответственный секретарь серии «Геология докембрия» на-



Геологическая экскурсия для участников XII петрографической конференции («Эколог», Карелия, 2015 г.)

учного журнала «Труды Карельского научного центра РАН». Последнее необходимо выделить особо, так как благодаря ей серия становится все более востребованной.

А. В. Первунина награждена Благодарственным письмом администрации Петрозаводского городского округа (2011 г.), Почетной грамотой ПетрГУ (2010 г.), Почетной грамотой ФАНО РФ (2019 г.), имеет благодарности ИГ КарНЦ РАН.

Наши самые искренние пожелания Аэлите Валериевне крепкого здоровья и дальнейших профессиональных успехов! Пусть ей всегда сопутствуют добро, удача и благосклонность судьбы!

*Редакционная коллегия
серии «Геология докембрия»,
сотрудники Института геологии КарНЦ РАН*

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

(требования к работам, представляемым к публикации
в «Трудах Карельского научного центра Российской академии наук»)

«Труды Карельского научного центра Российской академии наук» (далее – Труды КарНЦ РАН) публикует результаты завершённых оригинальных исследований в различных областях современной науки: теоретические и обзорные статьи, сообщения, материалы о научных мероприятиях (симпозиумах, конференциях и др.), персоналии (юбилеи и даты, потери науки), статьи по истории науки. Представляемые работы должны содержать новые, ранее не публиковавшиеся данные.

Статьи проходят обязательное рецензирование. Решение о публикации принимается редакционной коллегией серии или тематического выпуска Трудов КарНЦ РАН после рецензирования, с учётом научной значимости и актуальности представленных материалов. Редакционные серии и отдельные выпуски Трудов КарНЦ РАН оставляют за собой право возвращать без регистрации рукописи, не отвечающие настоящим правилам.

При получении редакцией рукопись регистрируется (в случае выполнения авторами основных правил её оформления) и направляется на отзыв рецензентам. Отзыв состоит из ответов на типовые вопросы анкеты и может содержать дополнительные расширенные комментарии. Кроме того, рецензент может вносить замечания и правки в текст рукописи. Авторам высылаются электронная версия анкеты и комментарии рецензентов. Доработанный экземпляр автор должен вернуть в редакцию вместе с первоначальным экземпляром и ответом на все вопросы рецензента не позднее чем через месяц после получения рецензии. Перед опубликованием авторам высылаются распечатанная версия статьи, которая вычитывается, подписывается авторами и возвращается в редакцию.

Журнал имеет полноценную электронную версию на базе Open Journal System (OJS), позволяющую перевести предоставление и редактирование рукописи, общение автора с редколлегией серий и рецензентами в электронный формат и обеспечивающую прозрачность процесса рецензирования при сохранении анонимности рецензентов (<http://journals.krc.karelia.ru/>).

Редакционный совет журнала «Труды Карельского научного центра РАН» (Труды КарНЦ РАН) определил для себя в качестве одного из приоритетов полную открытость издания. Это означает, что пользователям на условиях свободного доступа разрешается: читать, скачивать, копировать, распространять, печатать, искать или находить полные тексты статей журнала по ссылке без предварительного разрешения от издателя и автора. Учредители журнала берут на себя все расходы по редакционно-издательской подготовке статей и их опубликованию.

Содержание номеров Трудов КарНЦ РАН, аннотации и полнотекстовые электронные варианты статей, а также другая полезная информация, включая настоящие Правила, доступны на сайтах – <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

Почтовый адрес редакции: 185000, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, КарНЦ РАН, редакция Трудов КарНЦ РАН. Телефон: (8142) 762018.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

Статьи публикуются на русском или английском языке. Рукописи должны быть тщательно выверены и отредактированы авторами.

Объём рукописи (включая таблицы, список литературы, подписи к рисункам, рисунки) не должен превышать: для обзорных статей – 30 страниц, для оригинальных – 25, для сообщений – 15, для хроники и рецензий – 5–6. Объём рисунков не должен превышать 1/4 объёма статьи. Рукописи большего объёма (в исключительных случаях) принимаются при достаточном обосновании по согласованию с ответственным редактором.

При оформлении рукописи применяется полуторный межстрочный интервал, шрифт Times New Roman, кегль 12, выравнивание по обоим краям. Размер полей страницы – 2,5 см со всех сторон. Все страницы, включая список литературы и подписи к рисункам, должны иметь сплошную нумерацию в нижнем правом углу. Страницы с рисунками не нумеруются.

Рукописи подаются в электронном виде в формате MS Word на сайте <http://journals.krc.karelia.ru> либо на e-mail: trudy@krc.karelia.ru, или же представляются в редакцию лично (г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, каб. 502). К рукописи желательно прилагать два бумажных экземпляра, напечатанных на одной стороне листа формата А4 в одну колонку.

ОБЩИЙ ПОРЯДОК РАСПОЛОЖЕНИЯ ЧАСТЕЙ СТАТЬИ

Элементы статьи должны располагаться в следующем порядке: *УДК* курсивом на первой странице, в левом верхнем углу; заглавие статьи на русском языке заглавными буквами полужирным шрифтом; инициалы, фамилии всех авторов на русском языке полужирным шрифтом; полное название организации – места работы каждого автора в именительном падеже на русском языке курсивом (если авторов несколько и работают они в разных учреждениях, следует отметить арабскими цифрами соответствие фамилий авторов учреждениям, в которых они работают; если все авторы статьи работают в одном учреждении, можно не указывать место работы каждого автора отдельно); аннотация на русском языке; ключевые слова на русском языке; инициалы, фамилии всех авторов на английском языке полужирным шрифтом; название статьи на английском языке заглавными буквами полужирным шрифтом; аннотация на английском языке; ключевые слова на английском языке; текст статьи (статья экспериментального характера, как правило, должны иметь разделы: **Введение. Материалы и методы. Результаты и обсуждение. Выводы либо Заключение**); благодарности и указание источников финансирования выполненных исследований; списки литературы: с библиографическими описаниями на языке и алфавите оригинала (**Литература**) и транслитерированный в латиницу с переводом русскоязычных источников на английский язык (**References**); таблицы на русском и английском языках (на отдельных листах); рисунки (на отдельных листах); подписи к рисункам на русском и английском языках (на отдельном листе).

На отдельном листе дополнительные сведения об авторах: фамилии, имена, отчества всех авторов полностью на русском и английском языке; полный почтовый адрес каждой организации (страна, город) на русском и английском языке; должности, ученые звания, ученые степени авторов; адрес электронной почты для каждого автора; телефон для контактов с авторами статьи (можно один на всех авторов).

ЗАГЛАВИЕ СТАТЬИ должно точно отражать содержание статьи* и состоять из 8–10 значимых слов.

АННОТАЦИЯ** должна быть лишена вводных фраз, создавать возможно полное представление о содержании статьи и иметь объем не менее 200 слов. Рукопись с недостаточно раскрывающей содержание аннотацией может быть отклонена.

Отдельной строкой приводится перечень КЛЮЧЕВЫХ СЛОВ (не менее 5). Ключевые слова или словосочетания отделяются друг от друга точкой с запятой, в конце фразы ставится точка. Слова, фигурирующие в заголовке статьи, ключевыми являться не могут.

Раздел «Материалы и методы» должен содержать сведения об объекте исследования с обязательным указанием латинских названий и сводок, по которым они приводятся, авторов классификаций и пр. Транскрипция географических названий должна соответствовать атласу последнего года издания. Единицы физических величин приводятся по Международной системе СИ. Желательна статистическая обработка всех количественных данных. Необходимо возможно точнее обозначать местонахождения (в идеале – с точным указанием географических координат).

Изложение результатов должно заключаться не в пересказе содержания таблиц и графиков, а в выявлении следующих из них закономерностей. Автор должен сравнить полученную им информацию с имеющейся в литературе и показать, в чем заключается ее новизна. Следует ссылаться на табличный и иллюстративный материал так: на рисунки, фотографии и таблицы в тексте (рис. 1, рис. 2, табл. 1, табл. 2 и т. д.), фотографии, помещаемые на вкладышах (рис. I, рис. II). Обсуждение завершается формулировкой в разделе «Заключение» основного вывода, которая должна содержать конкретный ответ на вопрос, поставленный во «Введении». Ссылки на литературу в тексте даются фамилиями, например: Карху, 1990 (один автор); Раменская, Андреева, 1982 (два автора); Крутов и др., 2008 (три автора или более) либо начальным словом описания источника, приведенного в списке литературы, и заключаются в квадратные скобки. При перечислении нескольких источников работы располагаются в хронологическом порядке, например: [Иванов, Топоров, 1965; Успенский, 1982; Erwin et al., 1989; Атлас..., 1994; Longman, 2001].

ТАБЛИЦЫ нумеруются в порядке упоминания их в тексте, каждая таблица имеет свой заголовок. Заголовки таблиц, заголовки и содержание столбцов, строк, а также примечания приводятся на русском и английском языках. На полях бумажного экземпляра рукописи (слева) карандашом указываются места расположения таблиц при первом упоминании их в тексте. Диаграммы и графики не должны дублировать таблицы. Материал таблиц должен быть понятен без дополнительного обращения к тексту. Все сокращения, использованные в таблице, поясняются в Примечании, расположенном под ней. При повторении цифр в столбцах нужно их повторять, при повторении слов – в столбцах ставить кавычки. Таблицы могут быть книжной или альбомной ориентации (при соблюдении вышеуказанных параметров страницы).

РИСУНКИ представляются отдельными файлами с расширением TIF (* .TIF) или JPG. При первичной подаче материала в редакцию рисунки вставляются в общий текстовый файл. При сдаче материала, принятого в печать, все рисунки из текста статьи должны быть убраны и представлены в виде отдельных файлов в вышеуказанном формате. Графические материалы должны быть снабжены распечатками с указа-

* Названия видов приводятся на латинском языке КУРСИВОМ, в скобках указываются высшие таксоны (семейства), к которым относятся объекты исследования.

** Обращаем внимание авторов, что в связи с подготовкой журнала к включению в международные базы данных библиографических описаний и научного цитирования расширенная аннотация на английском языке, двуязычные таблицы и подписи к рисункам, а также транслитерированный в латиницу список использованной литературы приобретают особое значение.

нием желательного размера рисунка, пожеланий и требований к конкретным иллюстрациям. На каждый рисунок должна быть как минимум одна ссылка в тексте. Иллюстрации объектов, исследованных с помощью фотосъемки, микроскопа (оптического, электронного трансмиссионного и сканирующего), должны сопровождаться масштабными линейками, причем в подрисуночных подписях надо указать длину линейки. Приводить данные о кратности увеличения необязательно, поскольку при публикации рисунков размеры изменятся. Крупномасштабные карты желательно приводить с координатной сеткой, обозначениями населенных пунктов и/или названиями физико-географических объектов и разной фактурой для воды и суши. В углу карты желательна врезка с мелкомасштабной картой, где был бы указан участок, увеличенный в крупном масштабе в виде основной карты.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ приводятся на русском и английском языках, должны содержать достаточно полную информацию, для того чтобы приводимые данные могли быть понятны без обращения к тексту (если эта информация уже не дана в другой иллюстрации). Аббревиации расшифровываются в подрисуночных подписях, детали на рисунках следует обозначать цифрами или буквами, значение которых также приводится в подписях.

ЛАТИНСКИЕ НАЗВАНИЯ. В расширенных латинских названиях таксонов не ставится запятая между фамилией авторов и годом, чтобы была понятна разница между полным названием таксона и ссылкой на публикацию в списке литературы. Названия таксонов рода и вида печатаются курсивом. Вписывать латинские названия в текст от руки недопустимо. Для флористических, фаунистических и таксономических работ при первом упоминании в тексте и таблицах приводится русское название вида (если такое название имеется) и полностью – латинское, с автором и желательно с годом, например: водяной ослик (*Asellus aquaticus* (L. 1758)). В дальнейшем можно употреблять только русское название или сокращенное латинское без фамилии автора и года опубликования, например, для брюхоногого моллюска *Margarites groenlandicis* (Gmelin 1790) – *M. groenlandicus* или для подвида *M. g. umbilicalis*.

СОКРАЩЕНИЯ. Разрешаются лишь общепринятые сокращения – названия мер, физических, химических и математических величин и терминов и т. п. Все сокращения должны быть расшифрованы, за исключением небольшого числа общеупотребительных.

БЛАГОДАРНОСТИ. В этой рубрике выражается признательность частным лицам, сотрудникам учреждений и фондам, оказавшим содействие в проведении исследований и подготовке статьи, а также указываются источники финансирования работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ. Пристатейные ссылки и/или списки пристатейной литературы следует оформлять по ГОСТ Р 7.0.5-2008. Библиографическая ссылка. Общие требования и правила составления (http://www.bookchamber.ru/GOST_P_7.0.5.-2008). Список работ представляется в алфавитном порядке. Все ссылки даются на языке оригинала (названия на японском, китайском и других языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в русской транскрипции). Сначала приводится список работ на русском языке и на языках с близким алфавитом (украинский, болгарский и др.), а затем – работы на языках с латинским алфавитом. В списке литературы между инициалами ставится пробел.

ТРАНСЛИТЕРИРОВАННЫЙ СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ (REFERENCES). Приводится отдельным списком, повторяя все позиции основного списка литературы. Описания русскоязычных работ указываются в латинской транслитерации, рядом в квадратных скобках помещается их перевод на английский язык. Выходные данные приводятся на английском языке (допускается транслитерация названия издательства). При наличии переводной версии источника можно указать его библиографическое описание вместо транслитерированного. Библиографические описания прочих работ приводятся на языке оригинала. Для составления списка рекомендуется использование бесплатных онлайн-сервисов транслитерации, вариант BSI.

Внимание! С 2015 года каждой статье, публикуемой в «Трудах Карельского научного центра РАН», редакцией присваивается уникальный идентификационный номер цифрового объекта (DOI) и статья включается в базу данных Crossref. **Обязательным условием является указание в списках литературы DOI для тех работ, у которых он есть.**

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ 1-Й СТРАНИЦЫ

УДК 631.53.027.32:635.63

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМОВ ПРЕДПОСЕВНОГО ЗАКАЛИВАНИЯ СЕМЯН НА ХОЛОДОУСТОЙЧИВОСТЬ РАСТЕНИЙ ОГУРЦА

Е. Г. Шерудило¹, М. И. Сысоева¹, Г. Н. Алексейчук², Е. Ф. Марковская¹

¹ Институт биологии Карельского научного центра РАН

² Институт экспериментальной ботаники НАН Республики Беларусь им. В. Ф. Купревича

Аннотация на русском языке

Ключевые слова: *Cucumis sativus* L.; кратковременное снижение температуры; устойчивость.

E. G. Sherudilo, M. I. Sysoeva, G. N. Alekseichuk, E. F. Markovskaya. EFFECTS OF DIFFERENT REGIMES OF SEED HARDENING ON COLD RESISTANCE IN CUCUMBER PLANTS

Аннотация на английском языке

Keywords: *Cucumis sativus* L.; temperature drop; resistance.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ТАБЛИЦЫ

Таблица 2. Ультраструктура клеток мезофилла листа в последствии 10-минутного охлаждения (2 °С) проростков или корней пшеницы

Table 2. Ultrastructure of leaf mesophyll cells after the exposure of wheat seedlings or roots to 10 min of chilling at 2 °C

Показатель Index	Контроль Control	Охлаждение проростков Seedling chilling	Охлаждение корней Root chilling
Площадь среза хлоропласта, мкм ² Chloroplast cross-sectional area, μm ²	10,0 ± 0,7	13,5 ± 1,1	12,7 ± 0,5
Площадь среза митохондрии, мкм ² Mitochondria cross-sectional area, μm ²	0,4 ± 0,03	0,5 ± 0,03	0,6 ± 0,04
Площадь среза пероксисомы, мкм ² Peroxisome cross-sectional area, μm ²	0,5 ± 0,1	0,5 ± 0,1	0,7 ± 0,1
Число хлоропластов на срезе клетки, шт. Number of chloroplasts in cell cross-section	9 ± 1	8 ± 1	10 ± 1
Число митохондрий на срезе клетки, шт. Number of mitochondria in cell cross-section	8 ± 1	8 ± 1	10 ± 1
Число пероксисом на срезе клетки, шт. Number of peroxisomes in cell cross-section	2 ± 0,3	2 ± 0,3	3 ± 0,4

Примечание. Здесь и в табл. 3: все параметры ультраструктуры измеряли через 24 ч после охлаждения.

Note. Here and in Tab. 3 all ultrastructure parameters were measured 24 h after chilling.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ПОДПИСИ К РИСУНКУ

Рис. 1. Северный точильщик (*Hadrobregmus confuses* Kraaz.)

Fig. 1. Woodboring beetle *Hadrobregmus confuses* Kraaz.

Рис. 5. Результаты изучения кристаллитов и демпферных зон в образце кварца из Дульдурги:

(а) – электронная микрофотография кварца; (б) – картина микродифракции, полученная для участка 1 в области кристаллитов; (в) – картина микродифракции, отвечающая участку 2 в области демпферных зон

Fig. 5. Results of the study of crystallites and damping zones in a quartz sample from Dul'durga:

(а) – electron microphotograph of the quartz sample; (б) – microdiffraction image of site 1 in the crystallite area; (в) – microdiffraction image corresponding to site 2 in the damping area

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ СПИСКА ЛИТЕРАТУРЫ

Ссылки на книги

Вольф Г. Н. Дисперсия оптического вращения и круговой дихроизм в органической химии / Ред. Г. Снатцке. М.: Мир, 1970. С. 348–350.

Патрушев Л. И. Экспрессия генов. М.: Наука, 2000. 830 с.

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques / Eds P. V. Sundaram, F. L. Eckstein. N. Y., San Francisco: Acad. Press, 1978. P. 169–188.

В транслитерированном списке литературы:

Vol'f G. N. Dispersiya opticheskogo vrashheniya i krugovoj dikhroizm v organicheskoy khimii [Optical rotatory dispersion and circular dichroism in Organic Chemistry]. Ed. G. Snattske. Moscow: Mir, 1970. P. 348–350.

Patrushev L. I. Ekspressiya genov [Gene expression]. Moscow: Nauka, 2000. 830 p.

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques. Eds P. V. Sundaram, F. L. Eckstein. N. Y., San Francisco: Acad. Press, 1978. P. 169–188.

Ссылки на статьи

Викторов Г. А. Межвидовая конкуренция и сосуществование экологических гомологов у паразитических перепончатокрылых // Журн. общ. биол. 1970. Т. 31, № 2. С. 247–255.

Grove D. J., Loisesides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri* // J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12, no. 4. P. 507–516.

Noctor G., Queval G., Mhamdi A., Chaouch A., Foyer C. H. Glutathione // Arabidopsis Book. American Society of plant Biologists, Rockville, MD. 2011. doi:10.1199/tab.0142

В транслитерированном списке литературы:

Viktorov G. A. Mezhhvidovaya konkurentsia i sosushhestvovanie ehkologicheskikh gomologov u paraziticheskikh pereponchatokrylykh [Interspecific competition and coexistence ecological homologues in parasitic Hymenoptera]. Zhurn. obshh. biol. [Biol. Bull. Reviews]. 1970. Vol. 31, no. 2. P. 247–255.

Grove D. J., Loisesides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri*. J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12, no. 4. P. 507–516.

Noctor G., Queval G., Mhamdi A., Chaouch A., Foyer C. H. Glutathione. Arabidopsis Book. American Society of plant Biologists, Rockville, MD. 2011. doi: 10.1199/tab.0142

Ссылки на материалы конференций

Марьинских Д. М. Разработка ландшафтного плана как необходимое условие устойчивого развития города (на примере Тюмени) // Экология ландшафта и планирование землепользования: тезисы докл. Всерос. конф. (Иркутск, 11–12 сент. 2000 г.). Новосибирск, 2000. С. 125–128.

В транслитерированном списке литературы:

Mar'inskikh D. M. Razrabotka landshaftnogo plana kak neobkhodimoe uslovie ustoichivogo razvitiya goroda (na primere Tyumeni) [Landscape planning as a necessary condition for sustainable development of a city (example of Tyumen)]. Ekologiya landshafta i planirovanie zemlepol'zovaniya: Tezisy dokl. Vseros. konf. (Irkutsk, 11–12 sent. 2000 g.) [Landscape ecology and land-use planning: abstracts of all-Russian conference (Irkutsk, Sept. 11–12, 2000)]. Novosibirsk, 2000. P. 125–128.

Ссылки на диссертации или авторефераты диссертаций

Шефтель Б. И. Экологические аспекты пространственно-временных межвидовых взаимоотношений землероек Средней Сибири: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1985. 23 с.

Лозовик П. А. Гидрогеохимические критерии состояния поверхностных вод гумидной зоны и их устойчивости к антропогенному воздействию: Дис. ... докт. хим. наук. Петрозаводск, 2006. 481 с.

В транслитерированном списке литературы:

Sheftel' B. I. Ekologicheskie aspekty prostranstvenno-vremennykh mezhhvidovykh vzaimootnoshenii zemlerоек Srednei Sibiri [Ecological aspects of spatio-temporal interspecies relations of shrews of Middle Siberia]: Summary of PhD (Cand. of Biol.) thesis. Moscow, 1985. 23 p.

Lozovik P. A. Gidrogeokhimicheskie kriterii sostoyaniya poverkhnostnykh vod gumidnoi zony i ikh ustoichivosti k antropogennomu vozdeistviyu [Hydrogeochemical criteria of the state of surface water in humid zone and their tolerance to anthropogenic impact]: DSc (Dr. of Chem.) thesis. Petrozavodsk, 2006. 481 p.

Ссылки на патенты

Патент РФ № 2000130511/28.04.12.2000.

Еськов Д. Н., Серегин А. Г. Оптико-электронный аппарат // Патент России № 2122745. 1998. Бюл. № 33.

В транслитерированном списке литературы:

Patent RF № 2000130511/28. 04. 12.2000 [Russian patent No. 2000130511/28. December 4, 2000].

Es'kov D. N., Seregin A. G. Optiko-elektronnyi apparat [Optoelectronic apparatus]. Patent Rossii № 2122745 [Russian patent No. 2122745]. 1998. Bulletin No. 33.

Ссылки на архивные материалы

Гребенщиков Я. П. К небольшому курсу по библиографии: материалы и заметки, 26 февр. – 10 марта 1924 г. // ОР РНБ. Ф. 41. Ед. хр. 45. Л. 1–10.

В транслитерированном списке литературы:

Grebenshchikov Ya. P. K nebol'shomu kursu po bibliografii: materialy i zametki, 26 fevr. – 10 marta 1924 g. [Brief course on bibliography: the materials and notes, Febr. 26 – March 10, 1924]. OR RNB. F. 41. St. un. 45. L. 1–10.

Ссылки на интернет-ресурсы

Паринов С. И., Ляпунов В. М., Пузырев Р. Л. Система Соционет как платформа для разработки научных информационных ресурсов и онлайн-сервисов // Электрон. б-ки. 2003. Т. 6, вып. 1. URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (дата обращения: 25.12.2015).

Демография. Официальная статистика / Федеральная служба государственной статистики [Электронный ресурс]. URL: <http://www.gks.ru/> (дата обращения: 25.12.2015).

В транслитерированном списке литературы:

Parinov S. I., Lyapunov V. M., Puzyrev R. L. Sistema Sotsionet kak platforma dlya razrabotki nauchnykh informatsionnykh resursov i onlainovykh servisov [Socionet as a platform for development of scientific information resources and online services]. *Elektron. b-ki [Digital library]*. 2003. Vol. 6, iss. 1. URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (accessed: 25.11.2006).

Demografija. Oficial'naja statistika [Demography. Official statistics]. *Federal'naja sluzhba gosudarstvennoj statistiki [Federal state statistics service]*. URL: <http://www.gks.ru/> (accessed: 25.12.2015).

Ссылки на электронные ресурсы на CD-ROM

Государственная Дума, 1999–2003 [Электронный ресурс]: электронная энциклопедия / Аппарат Гос. Думы Федер. Собрания Рос. Федерации. М., 2004. 1 CD-ROM.

В транслитерированном списке литературы:

Gosudarstvennaya Duma, 1999–2003 [State Duma, 1999–2003]. Electronic encyclopedia. The office of the State Duma of the Federal Assembly of the Russian Federation. Moscow, 2004. 1 CD-ROM.

Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences

No. 10, 2019

“PRECAMBRIAN GEOLOGY”

TABLE OF CONTENTS

T. A. Myskova, P. A. Lvov. FORMATION OF THE KHEDOZERO-BOLSHOZERSKAYA STRUCTURE OF THE BALTIC SHIELD IN THE LIGHT OF NEW GEOCHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL DATA . . .	5
V. I. Ivashchenko. ORE POTENTIAL OF THE ARAMINLAMPI MASSIF. THE QUESTION OF EXTENDING THE KOTALAHTI NICKEL BELT TO THE LAKE LADOGA AREA (PRILADOZHYE)	30
G. B. Melent'ev. SOURCES OF ABNORMALLY HIGH CONCENTRATIONS OF TANTALUM, BERYLLIUM, AND YTTRIUM-EARTH RARE METALS: COMMERCIAL VALUE AND SEARCH PROBLEMATICS	50
A. G. Nikiforov, A. M. Ruchyov. GARNET AND RARE-METALS RESOURCES OF THE VYSOTA-181 ORE OCCURRENCE, NORTH KARELIA	62
O. M. Dzhmansartova. PALEOPROTEROZOIC MINISTROMATOLITES OF KARELIA: STRUCTURE AND COMPOSITION	71
SHORT COMMUNICATIONS	
A. V. Dmitrieva. THE ORIGIN OF AMPHIBOLITE CLASTS IN GRAWACKE FROM THE ELMUS STRUCTURE ACCORDING TO THE STUDY OF RARE AND RARE-EARTH ELEMENTS DISTRIBUTION (VEDLOZERO-SEGOZERO GREENSTONE BELT, KARELIA)	79
CHRONICLE	
K. V. Shekov. International Conference "Challenges of underground space use" (Petrozavodsk, June 20–21, 2019).	86
V. V. Shchiptsov. The 14 th International Congress on Applied Mineralogy (ICAM-2019)	90
DATES AND ANNIVERSARIES	
Sergei A. Svetov (on the 50 th anniversary)	94
Aelita V. Pervunina (on the 50 th anniversary)	99
INSTRUCTIONS FOR AUTHORS	103

Научный журнал

**Труды Карельского научного центра
Российской академии наук**
№ 10, 2019

ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Печатается по решению Ученого совета
Федерального исследовательского центра
«Карельский научный центр Российской академии наук»*

Выходит 12 раз в год

Издание зарегистрировано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций
Регистрационная запись ПИ № ФС 77-72429 от 28.02.2018 г.

Редактор А. И. Мокеева
Компьютерная верстка Г. О. Предтеченский

Подписано в печать 21.10.2019. Дата выхода 31.10.2019. Формат 60x84¹/₈.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 11,8. Усл. печ. л. 12,8.
Тираж 150 экз. Заказ 579. Цена свободная

Учредитель и издатель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр «Карельский научный центр Российской академии наук»
185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

Оригинал-макет: Редакция научного издания «Труды КарНЦ РАН»

Типография: Редакционно-издательский отдел КарНЦ РАН
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50