

Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр
Российской академии наук»

ТРУДЫ

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 11, 2018

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск
2018

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.

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.

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.; А. И. ГОЛУБЕВ, к. г.-м. н.; 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.; Н. Н. ФИЛАТОВ, чл.-корр. РАН, д. г. н., проф.; М. М. ФИЛИПPOB, д. г.-м. н.; Н. В. ШАРОВ, д. г.-м. н.; В. В. ЩИПЦОВ (отв. редактор), д. г.-м. н., проф.

Editorial Board of the «Precambrian Geology» Series

N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.); M. M. FILIPPOV, DSc (Geol.-Miner.); A. I. GOLUBEV, PhD (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.); 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.

ISSN 1997-3217 (печатная версия)

ISSN 2312-4504 (онлайн-версия)

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>

© ФИЦ «Карельский научный центр РАН», 2018

© Институт геологии КарНЦ РАН, 2018

УДК 552.3:552.11

СИЛЛЫ 2,2 МЛРД ЛЕТ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЦИРКОНА И ГЕОХИМИЯ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ РАЙОНА БОЛЬШОЗЕРА

А. В. Степанова¹, А. Н. Ларионов², Ю. О. Ларионова³

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

² Центр изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института имени А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Приведены новые данные о внутреннем строении тел, химическом составе пород и возрасте интрузий габбро-долеритов, расположенных в районе оз. Большозеро в Западной Карелии. Ятулийские габбро-долериты формируют в этом районе несколько тел, секущих вмещающие архейские и раннепротерозойские комплексы. По составу породы варьируют от меланократовых габбро до лейкократовых габбро-долеритов и габбро-пегматитов. Наблюдаемые вариации составов пород являются результатом дифференциации *in situ* и свидетельствуют в пользу пологого первичного залегания тел. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, что выразилось в замещении первичных магматических минералов амфиболом, эпидотом и титанитом. U-Pb SIMS (SHRIMP-II, VCEГЕИ) датирование цирконов из габбро-пегматитов показало, что возраст магматической кристаллизации габбро-долеритов составляет 2225 ± 20 млн лет. Он отвечает времени магматической кристаллизации базитов и подтверждает предположения о ятулийском возрасте габбро-долеритов Большозера. По химическому составу долериты Большозера относятся к базитам нормального ряда, исключение составляют габбро-пегматиты, для которых характерно резкое обогащение Na_2O , LILE и LREE. Характер распределения рассеянных элементов в породах, обогащение LREE и деплетированность Nb свидетельствуют о существенном вкладе процессов коровой контаминации в процессы эволюции первичных расплавов. Это подтверждает и изотопия Nd ($\epsilon_{\text{Nd}2200} = -0,3$). Анализ полученных данных и сопоставление с одновозрастными базитами в западной части Карельского кратона свидетельствует о принадлежности габбро-долеритов к крупной магматической провинции с возрастом 2,2 млрд лет, маркирующей окончание периода спада эндогенной активности в палеопротерозое.

К л ю ч е в ы е с л о в а: палеопротерозой; Карельский кратон; долериты; U-Pb датирование; циркон.

A. V. Stepanova, A. N. Larionov, Yu. O. Larionova. 2.2 GA MAFIC SILLS IN THE CENTRAL PART OF THE KARELIAN CRATON: U-Pb DATING OF ZIRCONS AND GEOCHEMISTRY OF GABBRO-DOLERITES IN THE LAKE BOLSHOZERO AREA

New age and compositional data for mafic igneous intrusions in the Bolshozero area, western Karelia, are reported. In this area, Jatulian gabbro-dolerites form several bod-

ies that cut through the host Archean and Paleoproterozoic supracrustal and granitoid rocks. Paleoproterozoic mafic igneous rocks vary in composition from melanogabbro to leucocratic gabbro-dolerites and gabbro-pegmatites. Such variations are probably caused by *in situ* fractional crystallization of the mafic melt, and point to a gently sloping primary orientation of the bodies. The gabbro-dolerites were altered under greenschist – epidote-amphibolite facies, which caused the replacement of primary magmatic minerals by amphibole, epidote, and titanite. According to the results of U-Pb SIMS (SHRIMP II, VSEGEI) dating of zircons extracted from the gabbro-pegmatites, the age of their magmatic crystallization is considered to be 2225 ± 20 Ma. This dating supports the assumption about the Jatulian age of magmatic crystallization of gabbro-dolerites in Bolshozero area. In their chemical composition, the gabbro-dolerites of Bolshozero area show a sub-alkaline series affinity, with the exception of gabbro-pegmatites, which are strongly enriched in Na_2O , LILE, and LREE. Trace element distribution, LREE enrichment and Nb depletion suggest that crustal contamination has contributed significantly to the evolution of the primary melts. This assumption is supported also by the Nd isotopic composition data ($\epsilon_{\text{Nd}2200} = -0.3$). The analysis of the available geochemical and age data and comparison with mafic igneous rocks of similar age located in the western part of the Karelian Craton suggest that mafic sills in Bolshozero area belong to the large igneous province aged ca. 2.22 Ga, which marks the termination of the Paleoproterozoic endogenic lull.

Key words: Paleoproterozoic; Karelian Craton; dolerites; U-Pb dating; zircon.

Введение

Средний палеопротерозой – время глобальных изменений геодинамических процессов и интенсивного плюмового магматизма, влиявших на геодинамику ранней Земли. Возрастом 2,2 млрд лет датируется время окончания периода «эндогенного затишья» [Condie et al., 2009; Condie, 2011; Spenser et al., 2018] и формирование крупной магматической провинции плюмовой природы. Магматические события с возрастом 2,2 млрд лет имели глобальное распространение [French, Heaman, 2004] и выявлены в докембрийских областях разных континентов – провинциях Сьюпериор и Слэйв на Канадском щите [Maurice, 2009; Buchan et al., 2012], в кратоне Дхарвар на Индийском щите [French, Heaman, 2010], провинции Хамерсли в Австралии [Müller et al., 2005], на Карельском кратоне Фенноскандинавского щита [Hanski et al., 2010].

На Карельском кратоне (рис. 1, а) событие 2,2 млрд лет (Koli event [Ernst, 2014]) представлено силлами карьялитов [Vuollo, Piiranen, 1992; Vuollo, Nuhma, 2005] (или силлами габбро-верлитовой ассоциации [Hanski, 1986, 1987]). В западной части Карельского кратона в пределах террейнов Рануа и Кианта базиты возраста 2,2 млрд лет формируют дифференцированные тела мощностью до 500 м и протяженностью до 100 км [Hanski et al., 2010]. Состав пород варьирует от верлитов и клинопироксенитов в нижних частях тел до гранофировых лейкогаббро в кровельных частях [Hanski, 1987; Vuollo, Piiranen, 1992]. Возраст базитов на территории Финляндии выдержан в узком интервале и составляет 2220 ± 10 млн лет [Hanski et al., 2010].

Ранее предполагалось, что аналогами силлов карьялитов в российской части Фенноскандинавского щита являются габброиды Печенгской структуры на Кольском полуострове [Hanski, 1986] и габбро-долеритовые интрузии Пудожгорского комплекса [Малашин и др., 2003]. Однако U-Pb датирование циркона и бадделеита из Пигульярвинской интрузии в составе габбро-верлитовой ассоциации Печенгской структуры показало, что возраст этих базитов составляет 1,98 млрд лет [Скуфьин, Баянова, 2006]. Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов, выделенных из габброидов Койкарско-Святнаволоцкого и Пудожгорского интрузивов на Карельском кратоне, свидетельствуют о том, что возраст кристаллизации этих интрузий составляет 1,98 млрд лет [Филиппов и др., 2007]. Другие потенциальные аналоги силлов габбро-верлитовой ассоциации в российской части Фенноскандинавского щита известны не были.

В этой работе приведены результаты U-Pb SIMS (SHRIMP II) датирования цирконов, новые данные о минеральном и химическом составе габбро-долеритов в центральной части Карельского кратона, которые являются возрастными и геохимическими аналогами силлов карьялитов с возрастом 2,2 млрд лет.

Геологическое положение объектов исследования

Палеопротерозойская Большезерская структура расположена в центральной части Карельского кратона вблизи границы Центрально-Карельского и Западно-Карельского

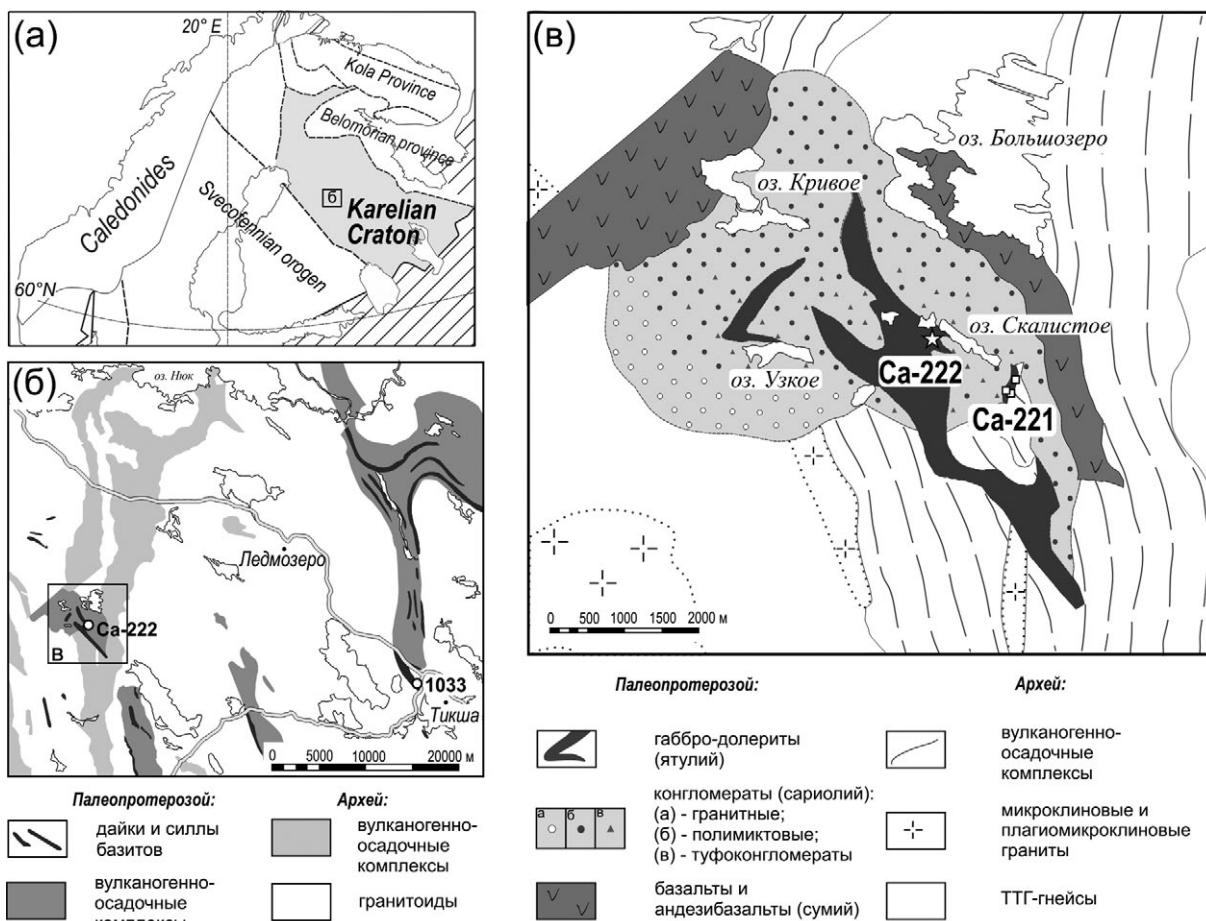


Рис. 1. Геологическое положение объектов исследования:

(а) схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита [Hölttä et al., 2008]; (б) схема геологического строения района оз. Большозеро – Тикша – Ледмозеро. Составлена на основе государственной геологической карты масштаба 1:200 000; (в) схема геологического строения района оз. Большозеро. Составлена на основе данных М. М. Стенаря [1972] и К. И. Хейсканена с соавт. [1977]. Звездочкой показано место отбора геохронологической пробы (64.182153° с. ш. 31.598079° в. д.)

Fig. 1. Geological position of the studied objects:

(a) scheme of main tectonic structures of the Fennoscandian Shield [Hölttä et al., 2008]; (б) schematic geological map of the Bolshozero – Tiksha – Ledmozero area (after 1:200 000 geological map); (в) schematic geological map of the Bolshozero area after [Stenar, 1972; Heiskanen et al., 1977]. The star points the position of the geochronological sample (N64.182153°, E31.598079°)

террейнов. Архейский гранитогнейсовый комплекс включает гранитоиды ТТГ-серии с возрастом около 2,8 млрд лет и санукитоидной серии с возрастом 2,71 млрд лет [Бибикова и др., 2005]. Супракрустальные комплексы архейского возраста являются частью субмеридионального Чедозерско-Нюкозерского зеленокаменного пояса (рис. 1, б) и представлены в районе Большозера мусковит-кварц-плагиоклазовыми и гранат-биотит-мусковит-хлорит-кварц-плагиоклазовыми сланцами и железистыми кварцитами [Стенарь, 1960; Хейсканен и др., 1977; Ранний..., 2005]. Возраст мусковит-кварц-плагиоклазовых сланцев (метариолитов) составляет 2730 млн лет [Бибикова и др., 2005].

Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы Большезерской структуры обнажаются на площади около 15 км² (рис. 1, в) и представлены андезибазальтами, туфоконгломератами, туфобрекчиями и конгломератами, относящимися к сумийскому и сариолийскому надгоризонтам палеопротерозоя [Стенарь, 1960; Хейсканен и др., 1977]. Образования сумия представлены массивными и миндалекаменными метавулканитами базальт-андезибазальтового ряда. Мощность лавовой толщи в восточной части района составляет до 250–300 м [Хейсканен и др., 1977]. Конгломераты, среди которых выделяются гранитные и полимиктовые, рассматриваются исследователями как сариолийские, мощ-

ность толщи составляет до 300 м [Стенарь, 1960, 1972; Хейсканен и др., 1977; Кулешевич, 2008].

Палеопротерозойские габброиды секут архейские и палеопротерозойские породы (рис. 1, в) и рассматривались всеми исследователями как ятулийские. Непосредственные контакты с вмещающими породами редки, в приконтактных зонах габброиды рассланцованы, наблюдается интенсивная амфиболизация и местами альбитизация пород [Кулешевич, 2008].

Методы исследования

Содержание петрогенных и редких элементов определялось на рентгено-флуоресцентном спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B. V.) в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнена путем сплавления 0,3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Анализ микроэлементов выполнен из прессованных образцов. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрацией выше 0,5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0,5 мас. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на приборе Thermo Scientific XSeries 2 в ЦКП КарНЦ РАН по стандартной методике [Светов и др., 2015]. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов BHVO-2, СГД-1А, СТ-1а. Относительное стандартное отклонение для большинства элементов не превышало 5 %, для V, Zn, Ga, Sn, Ba и Th составляло от 5 до 7 %, для Sc и Ce – 9,1–9,3 %.

Изотопный Sm-Nd анализ выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по стандартной методике [Ларионова и др., 2007]. Погрешность $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,23$ %, согласно измерениям стандарта BHVO-2 (2s по 8 измерениям).

Выделение цирконов проводилось по стандартной методике в тяжелых жидкостях и с применением методов магнитной сепарации в Лаборатории анализа вещества ИГЕМ РАН. U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004]. Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и Temora [Black et al.,

2003] в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~100 Å слоем 99,999% золота. Внутреннее строение цирконов и морфология изучались с использованием оптической микроскопии и сканирующей электронной микроскопии (катодолюминесценция (CL) и обратно-отраженные электроны (BSE)). Для анализа выбирались наиболее прозрачные, однородные в BSE области без видимых трещин и включений. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 [Ludwig, 2005a, b] с использованием общепринятых констант распада [Steiger, Jäger, 1977]. Поправка на нерадиоγενный свинец введена по модели [Stacey, Kramers, 1975] с использованием измеренного $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Внутреннее строение тел и петрографическая характеристика пород

Габбро-долериты формируют несколько тел сложной формы. Западное тело, обнажающееся к северу от оз. Узкое (рис. 1, в), по данным К. И. Хейсканена с соавторами, представляет собой «полого-секущий силл» мощностью до 250 м и протяженностью до 2,7 км [Хейсканен и др., 1977]. Восточное тело прослежено по простиранию на расстояние около 5 км (рис. 1, в) [Стенарь, 1960; Кулешевич, 2008] при видимой мощности до 700 м. Наблюдаемые в единичных случаях непосредственные контакты габбро-долеритов с вмещающими породами тектонизированы. По мнению Л. В. Кулешевич, габбро-долериты формируют не силлы, а серию дайкообразных тел северо-западного простирания [Кулешевич, 2008].

Нами были опробованы южная и центральная части восточного тела вблизи оз. Скалистое (рис. 1, в). Здесь существенно преобладают среднезернистые массивные лейкократовые метагаббро. В породах нет признаков внутрикамерной дифференциации, таких как ритмичная расслоенность или резкое изменение состава пород. Вместе с тем вблизи ЮВ-контакта с конгломератами обнажаются мелкозернистые массивные существенно клинопироксеновые кумулятивные меланократовые породы, содержание плагиоклаза в которых не превышает 15 % (рис. 2, б). Видимая мощность меланократовых базитов составляет первые метры, вглубь тела они сменяются среднезернистыми массивными метагаббро, содержащими шпильки габбро-пегматита. К западу и северо-западу от оз. Скалистого (рис. 1, в) преобладают лейкократовые, местами такситовые среднекрупнозернистые разновидности (рис. 2, а), со-

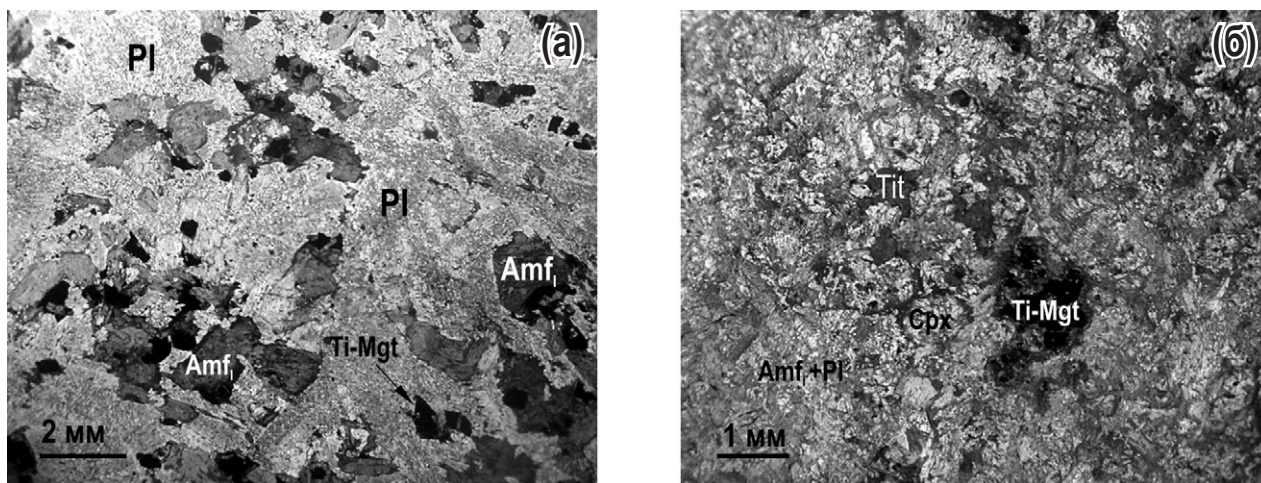


Рис. 2. Микрофотографии шлифов габбро-долеритов района оз. Большозеро:

(а) среднезернистый метадолерит габбро-офитовой структуры, вмещающий габбро-пегматит, обр. Са-221–2. Клинопироксен замещен амфиболом, плагиоклаз частично эпидотизирован; (б) меланогаббро кумулятивной структуры с реликтами Срх, обр. Са-221–4. Крупное зерно Ti-Mgt окружено каймой титанита

Fig. 2. Photomicrographs of gabbro-dolerites from the Bolshozero area:

(a) medium-grained dolerite hosted gabbro-pegmatite schlieren, sample Ca-221–2. Clinopyroxene is replaced by amphibole, plagioclase is partly replaced by epidote; (b) cumulative melanogabbro with relicts of clinopyroxene, sample Ca-221–4. The large grain of Ti-Mgt is mantled by titanite rim

держателе шпире габбро-пегматитов, размером до нескольких метров.

Габбро-долериты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации. Породы сохраняют первично-магматические текстурные особенности и реликты габбровых структур (рис. 2, а), но реликтовые магматические пироксены сохраняются редко (рис. 2, б). В большинстве случаев они полностью замещены актинолитом. Краевые части зерен амфибола сложены сине-зеленой роговой обманкой. Магматический плагиоклаз сохраняет лейстовидную и таблитчатую форму зерен и двойниковую структуру, но интенсивно сосюртитизирован (рис. 2, а). Рудные минералы представлены титано-магнетитом, по которому в виде каем развивается титанит. Мелкие зерна титано-магнетита замещены титанитом полностью.

Эпидотизация масштабно проявлена в габбро-долеритах. Центральные части некоторых шлифов габбро-пегматита выполнены эпидотом. Встречаются также эпидотовые жилы мощностью до 2 см. Выявлены зоны альбитизации и эпидот-гематитовые жилы северо-западного простирания [Кулешевич, 2008].

U-Pb датирование цирконов

Циркон для U-Pb датирования выделен из обр. Са-222 (масса около 3 кг), отобранного из шпире пегматоидных лейкократовых габбро

к СЗ от оз. Скалистое (рис. 1, в). Из пробы выделено более 200 зерен циркона, среди которых преобладают красновато-коричневые непрозрачные и полупрозрачные обломки крупных кристаллов с интенсивно корродированными поверхностями граней. Количество прозрачных зерен циркона в популяции составляет первые проценты. Для U-Pb анализа были отобраны 55 полупрозрачных и прозрачных зерен. Катодолюминесценция не выявляет структуры роста зерен: либо метамиктизация циркона затушевывает зональность роста, либо циркон рос сравнительно быстро. Последнее подтверждается обилием мелких включений. Подобные цирконы характерны для пегматитов. Изучение цирконов в BSE позволяет выявить в зернах участки, минимально подверженные метамиктным изменениям, без включений и сохранившие первичный состав и структуру (рис. 3). Эти участки характеризуются максимальной прозрачностью при изучении методами оптической микроскопии.

U-Pb изотопные анализы выполнены для восьми наиболее сохранных зерен (рис. 3). U-Pb возраст двух слабодискордантных (дискордантность 0,2–0,7 %) зерен циркона составляет 2221 ± 13 млн лет (СКВО = 0,35; вероятность 0,55) (рис. 3, табл. 1). Шесть аналитических точек дискордантны и определяют линию регрессии с верхним пересечением 2225 ± 20 млн лет и нижним пересечением 769 ± 35 млн лет (СКВО = 0,96) (рис. 3).

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов, образец Ca-222
Table 1. Results of U-Pb isotopic studies of zircon, sample Ca-222

	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Age	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Age	D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^-}{^{206}\text{Pb}^-}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	err corr
3.1	0,53	308	178	0,60	44,5	997,3 ±6,7	1474 ±32	48	5,973	0,72	0,0923	1,7	2,13	1,8	0,1673	0,72	,398
7.1	0,52	239	57	0,24	41	1165,6 ±8,3	1674 ±33	44	5,042	0,77	0,1027	1,8	2,808	2	0,1982	0,77	,393
4.1	1,69	241	289	1,24	53,8	1461 ±13	1949 ±53	33	3,921	1	0,1194	3	4,19	3,2	0,2544	1	,322
5.1	0,45	410	104	0,26	96,4	1552,6 ±8,9	1969 ±19	27	3,669	0,64	0,1208	1	4,538	1,2	0,2723	0,64	,527
6.1	--	108	213	2,05	29	1758 ±14	2128 ±24	21	3,191	0,93	0,1322	1,4	5,715	1,7	0,3135	0,93	,556
2.1	0,10	90	285	3,27	30,4	2141 ±17	2205 ±22	3	2,539	0,95	0,1382	1,3	7,5	1,6	0,3938	0,95	,596
1.1	0,08	477	763	1,65	168	2217 ±11	2220 ±11	0	2,436	0,61	0,13944	0,63	7,89	0,88	0,4104	0,61	,691
6.1RE	0,05	222	534	2,48	78,5	2218 ±14	2233 ±15	1	2,435	0,73	0,1405	0,86	7,953	1,1	0,4106	0,73	,646

Примечание. Приведенные ошибки – 1s; Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта Темога составляет 0,26 %. Содержание обыкновенного Pb скорректировано по измеренному ^{204}Pb . D, % – дискордантность.

Note. Errors are 1s; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively. 1s error in TEMORA standard calibration was 0.26 %. Common Pb corrected using measured ^{204}Pb . D, % discordance.

Химический состав пород и изотопная геохимия

По химическому составу габбро-долериты района Большозера относятся к базитам толеитовой серии. Содержание MgO в породах варьирует значительно – от 12 мас. % в меланогаббро краевой части тела до 4,6 мас. % в габбро-пегматитах. По соотношению SiO₂ и щелочей преобладают породы нормального ряда щелочности, за исключением габбро-пегматитов, в которых содержание Na₂O достигает 5,3 мас. % (рис. 4, табл. 2). Для меланогаббро характерно низкое содержание Al₂O₃ (6,1 мас. %) и обогащение CaO (до 14,9 мас. %) и максимальное среди опробованных пород содержание MgO. Повышено относительно других пород тела содержание Cr и Ni и ярко выражена деплетированность Sr (рис. 5, табл. 3). Для лейкогаббро характерно низкое содержание Mg, Cr и Ni и высокое содержание Na₂O. На мультиэлементных диаграммах отчетливо выражено обогащение лейкократовых габбро Sr и Ti (рис. 5). Для всех изученных образцов характерна деплетированность Nb(Nb/Nb* = 0,38–0,61), дифференцированный характер распределения REE ([La/Sm]_n = 0,9–1,8; [Gd/Yb]_n = 1,7–1,8). Содержание LILE в породах варьирует широко (рис. 5), наиболее вероятно, эти элементы были подвижны в ходе метаморфизма и не несут информации об их первичном соотношении в породах.

Датированный образец Ca-222 имеет близкую к нулю величину $\epsilon_{\text{Nd}(2200)} = -0,3$, что предполагает вклад корового материала в мантийный источник базитовых магм.

Обсуждение результатов

Возраст габбро-долеритов Большозера

Морфологические особенности и внутреннее строение циркона из обр. Ca-222, такие как корродированность граней, нарушенность структуры, интенсивные метамиктные изменения и многочисленные включения, вероятно, являются результатом высокой степени флюидной переработки пород либо указывают на изначальный рост циркона во флюидонасыщенной среде. В этих участках цирконы характеризуются высокой степенью дискордантности (рис. 3) и Th/U < 1,5 (табл. 1). Домены с ненарушенной структурой (BSE) дают конкордантные или незначительно дискордантные результаты (рис. 3, табл. 1) и Th/U > 1,5. Такие особенности позволяют интерпретировать эти участки как реликтовые, сохранившие первично-магматические характеристики, а получен-

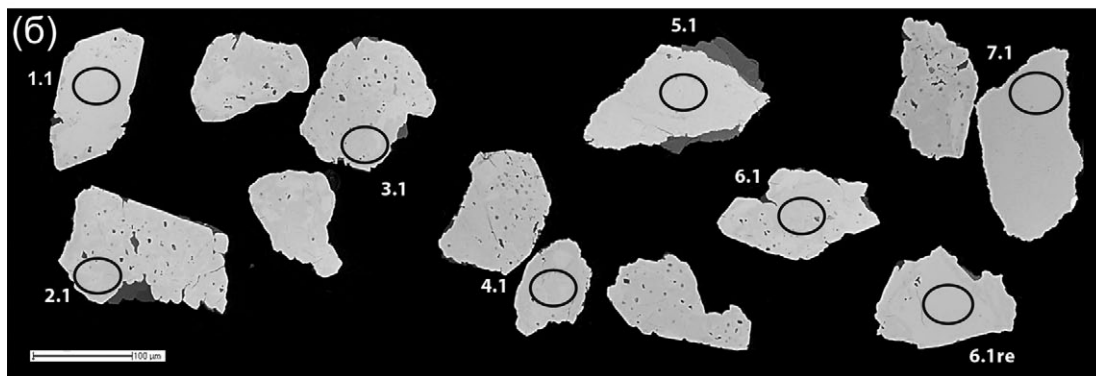
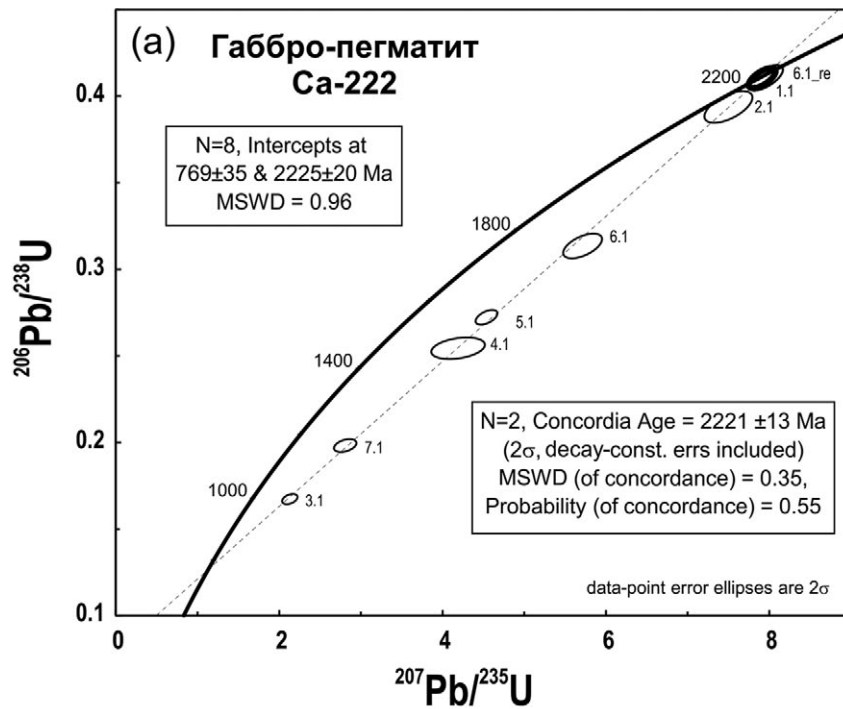


Рис. 3. (а) Диаграмма с конкордией для цирконов из образца Са-222; (б) фотографии цирконов из габбро-пегматита в обратно-отраженных электронах (BSE)

Fig. 3. (a) U-Pb Concordia diagram for zircons from the gabbro-pegmatite of the Bolshozero area; (b) back-scattered electron images of zircons from the Bolshozero area

ное значение возраста, равное 2221 ± 13 млн лет, рассматривать как возраст кристаллизации циркона из расплава. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что значение 2221 ± 13 млн лет определяет возраст кристаллизации габбро-долеритов, а изменения цирконов обусловлены переработкой пород в условиях зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации, в результате которых максимальным изменениям были подвержены метамиктные и насыщенные включения участки.

Аналогичные преобразования цирконов характерны и для силлов возраста 2,2 млрд лет на территории Финляндии. Их детальное изучение [Hanski et al., 2010] показало, что преобразования связаны с флюидной переработкой пород в процессе метаморфизма. Этими же

авторами было показано, что наиболее сохраненные области в зернах циркона, дающие конкордантные значения возраста, отвечают возрасту кристаллизации габброидов. Таким образом, результаты U-Pb датирования цирконов свидетельствуют о том, что габбро-долериты Большозера имеют возраст 2225 ± 20 млн лет и являются возрастными аналогами силлов карьялитов западной части Карельского кратона.

Внутреннее строение тел, процессы внутрикамерной дифференциации

Для габброидов района Большозера установлены вариации состава пород от меланократовых до лейкократовых габбро и габбро-пегматитов. Приуроченность кумулятив-

Таблица 2. Содержание окислов петрогенных элементов в габброидах района оз. Большозеро – п. Тикша
 Table 2. Concentrations of major element oxides in the gabbroic rocks of the Lake Bolshozero and Tiksha area

	Ca-221-1	Ca-221-2	Ca-221-4	Ca-222	1033/1	1033/2
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,51	46,91	49,24	51,59	51,57	48,18
TiO ₂	2,21	2,16	1,21	1,85	1,34	2,00
Al ₂ O ₃	11,82	11,72	6,06	13,57	8,02	13,01
Fe ₂ O ₃	18,14	18,04	13,02	14,73	13,13	17,92
MnO	0,216	0,216	0,194	0,169	0,287	0,163
MgO	5,89	5,99	12,46	4,32	10,26	5,35
CaO	10,06	9,88	14,84	7,03	11,56	6,9
Na ₂ O	3,14	3,25	1,59	5,25	2,42	4,24
K ₂ O	0,97	0,87	0,55	0,47	0,32	1,24
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,07	0,18	0,09	0,12
S	0,62	0,5	0,54	0,55		0,25
LOI	0,07	0,11	0,04	0,11	0,83	0,44
Сумма	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8

Примечание. Значения содержания приведены в мас. %. LOI – потери при прокаливании. Район оз. Большозеро: 1 – мелкозернистое метагаббро, 2 – среднезернистое метагаббро, 3 – мелкозернистое меланогаббро, 4 – пегматоидное габбро; район п. Тикша: 5 – среднезернистое метагаббро, 6 – крупнозернистое метагаббро.

Note. Concentrations are given in wt %. LOI – loss on ignition. Bolshozero area: 1 – fine-grained metagabbro, 2 – medium-grained metagabbro, 3 – fine-grained melanogabbro, 4 – coarse-grained metagabbro, v. Tiksha area: 5 – medium-grained metagabbro, 6 – coarse-grained metagabbro.

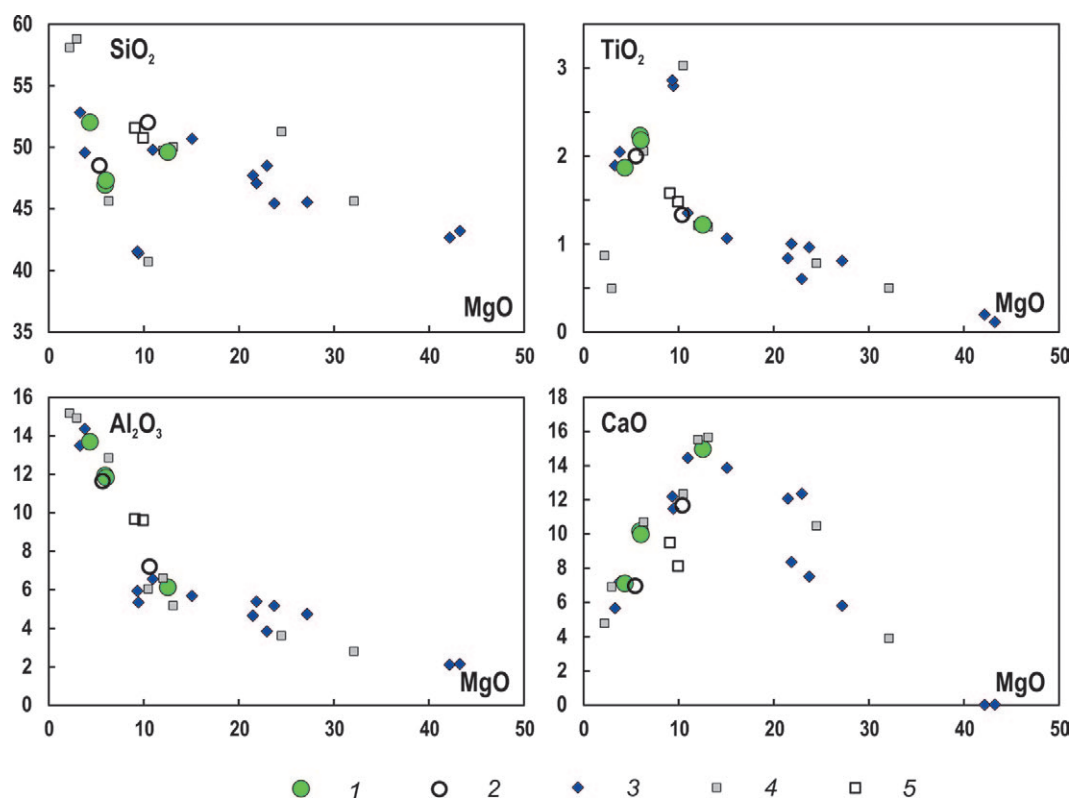


Рис. 4. Вариации содержания окислов главных элементов (мас. %) относительно MgO (мас. %) в ятулийских базитах Карельского кратона:

1 – габбро-долериты Большозера; 2 – габбро-долериты района п. Тикша; 3 – силлы габбро-верлитовой ассоциации [Hanski, 1987]; 4 – силл Коли; 5 – зоны закалки силла Коли [Vuollo, Piirani, 1992]

Fig. 4. Variation diagrams for selected major elements plotted vs MgO content (wt %) in ca. 2.2 Ga mafic igneous rocks of the Karelian Craton:

1 – gabbro-dolerites of the Bolshozero area; 2 – gabbro-dolerites of the Tiksha area; 3 – gabbro-wherlite (karjalite) mafic sills of Finland [Hanski, 1987]; 4 – Koli mafic sill; 5 – quenched margin zone of Koli sill [Vuollo, Piirani, 1992]

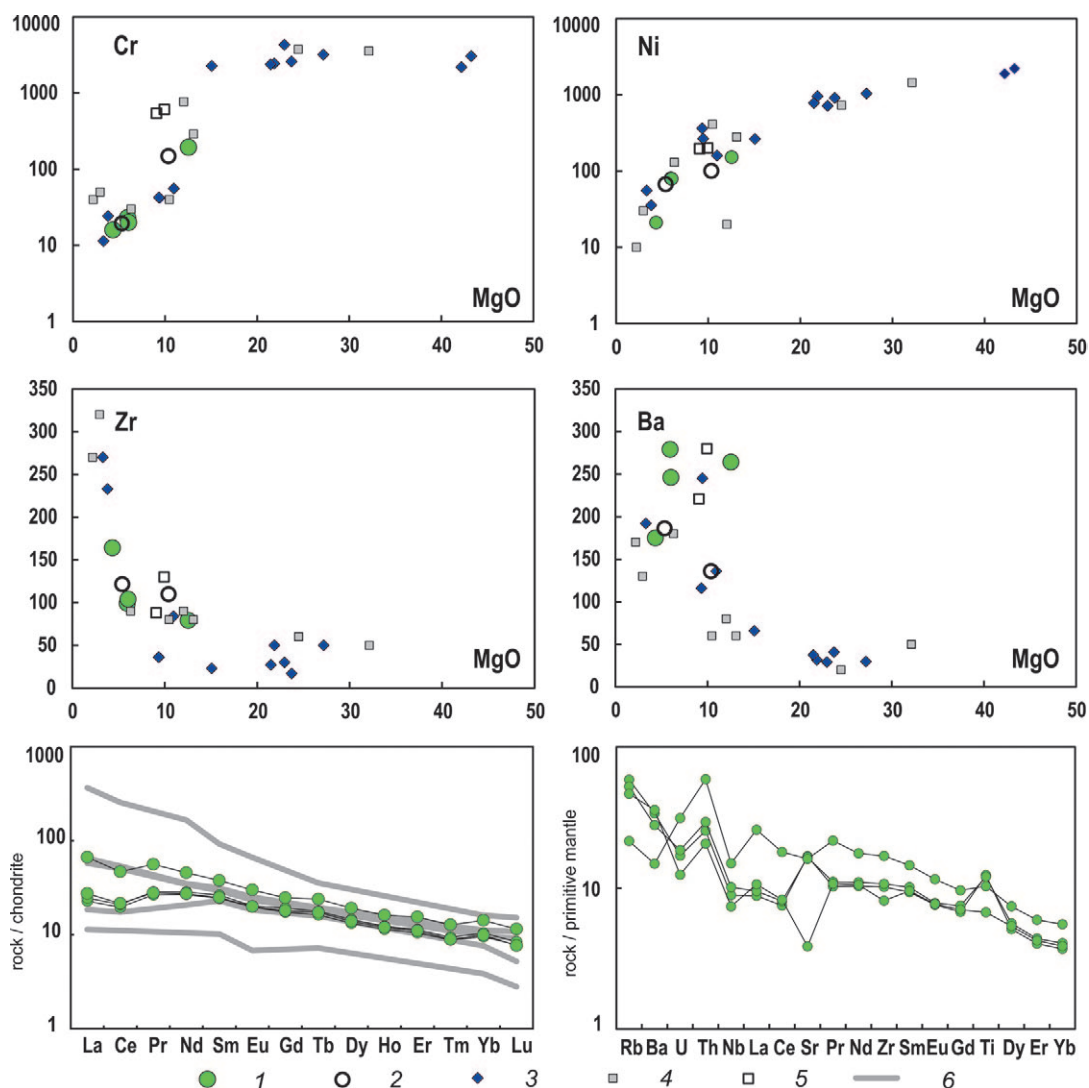


Рис. 5. Вариации содержания рассеянных элементов (ppm) относительно MgO (мас. %) и мультиэлементные диаграммы для рассеянных и редкоземельных элементов. Нормирование содержаний по хондриту [McDonough, Sun, 1995] и примитивной мантии [Hofmann, 1988]:

1–5 – как на рис. 4; 6 – содержание редкоземельных элементов в породах силла Коли [Vuollo, Piiranen, 1992]

Fig. 5. Variation diagrams for selected trace elements (ppm) plotted vs MgO content (wt %) and primitive mantle-normalized abundances of selected trace elements and chondrite-normalized REE abundances in ca. 2.2 Ga mafic igneous rocks in the Karelian Craton:

1–5 – as in Fig. 4; 6 – content of rare-earth elements in Koli mafic sill rocks [Vuollo, Piiranen, 1992]

ных меланогаббро к приконтактовой части тела и преимущественное распространение лейкократовых такситовых и пегматоидных габбро в центральной части тела позволяют предполагать, что вариации состава пород обусловлены процессами фракционной кристаллизации *in situ*. Наиболее вероятно, что меланократовые кумулаты формировались в результате гравитационного осаждения в нижней части магматической камеры. Они характеризуются максимальными концентрациями MgO, Cr, Ni и минимальным содержанием несовместимых

элементов, что также подтверждает их кумулятивную природу. Габбро-пегматиты характеризуются максимальными концентрациями SiO₂, Al₂O₃, Na₂O и несовместимых с базальтовым расплавом элементов и наиболее вероятно отражают состав остаточных расплавов. Вариации составов пород в пределах тела и их пространственное расположение предполагают первичное субгоризонтальное залегание тела и согласуются с данными К. И. Хейсканена с соавторами о полого-секущем залегании силлов в районе Большозера [Хейсканен и др., 1977].

Таблица 3. Содержание рассеянных элементов в габброидах района оз. Большозеро – п. Тикша и изотопный состав Nd в датированном образце

Table 3. Trace-element concentrations in the gabbroic rocks of the Lake Bolshozero and Tiksha area and Nd isotopic composition dated sample

	Ca-221-1	Ca-221-2	Ca-221-4	Ca-222	1033/1	1033/2
	1	2	3	4	5	6
Sc	21,3	22,1	44,9	13,9	-	-
V*	405	409	217	310	237	369
Cr*	23	20	194	16	145	19
Co*	43	42	41	12	24	46
Ni*	80	79	152	21	101	68
Cu*	164	190	107	91	86	60
Zn*	73	74	57	55	81	70
Rb*	34	30	26	19	8	38
Sr*	309	299	95	317	244	252
Y*	15	15	17	22	20	18
Zr*	99	104	79	164	108	120
Nb	5,50	6,27	4,57	9,24	6*	6*
Cs	1,27	1,16	1,05	0,49	-	-
Ba	204	169	216	89,9	-	-
La	5,42	5,84	6,52	15,9	-	-
Ce	12,0	12,9	13,2	28,8	-	-
Pr	2,48	2,68	2,6	5,24	-	-
Nd	12,3	13,1	12,6	20,9	-	-
Sm	3,62	3,92	3,7	5,61	-	-
Eu	1,11	1,14	1,12	1,68	-	-
Gd	3,48	3,84	3,6	4,94	-	-
Tb	0,59	0,64	0,62	0,86	-	-
Dy	3,27	3,58	3,42	4,73	-	-
Ho	0,63	0,68	0,66	0,89	-	-
Er	1,68	1,83	1,77	2,48	-	-
Tm	0,22	0,24	0,22	0,32	-	-
Yb	1,54	1,69	1,61	2,29	-	-
Lu	0,2	0,21	0,19	0,29	-	-
Hf	2,11	2,37	2,18	3,24	-	-
Ti	0,13	0,12	0,08	0,08	-	-
Pb	2,36	2,05	1,11	3,19	-	-
Th	2,07	2,39	1,68	4,80	-	-
U	0,34	0,38	0,25	0,64	-	-
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd				0,14469		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd				0,511862		

Примечание. Концентрации элементов приведены в ppm. * – концентрации определены методом XRF, «-» – элемент не определялся.

Note. Trace element concentrations are given in ppm. * – values measured by XRF method, «-» – not determined.

Сравнение с одновозрастными образованиями на территории Финляндии

Силлы карьялитов с возрастом 2220 млн лет на территории Финляндии по химическому составу варьируют от высокомагнезиальных ультраосновных пород в нижней части тел до средних пород в кровле тел [Hanski, 1987; Vuol-

lo, Piiranen, 1992] (рис. 4, 5). На вариационных диаграммах хорошо выражен тренд дифференциации в силлах карьялитов с оливинным и оливин-клинопироксеновым контролем в высокомагнезиальных разновидностях и клинопироксен-плагиоклазовым контролем вариаций составов низкомагнезиальных пород (рис. 4, 5). Меланократовые кумулаты (оливиниты и вер-

литы) характеризуются высокими концентрациями Mg, Cr, Ni и обеднены Al, Zr и другими несовместимыми элементами. Характерная особенность клинопироксенитов и меланократовых габбро – сочетание высоких концентраций CaO и низких Al_2O_3 (рис. 4, 5). Габброиды не имеют ярко выраженных особенностей состава, но для габбро-пегматитов и гранофиоров характерно резкое увеличение концентраций Na_2O в породах [Hanski, 1987]. Для силла Коли определен состав пород зон закалки [Vuollo, Piiganen, 1992] (рис. 4). Они отвечают умеренно-магнезиальным (до 9,5 мас. % MgO), умеренно Fe и Ti ($Fe_2O_3^{tot}$ до 15 мас. %, TiO_2 до 1,6 мас. %) низкоглиноземистым ($Al_2O_3 < 10$ мас. %) базитам и могут рассматриваться как исходные расплавы карьялитов. В ходе внутрикамерной дифференциации этих расплавов были сформированы высокомагнезиальные пироксеновые кумулаты и лейкократовые обогащенные SiO_2 и LIL-элементами остаточные расплавы. Изотопный состав Nd в силлах карьялитов варьирует в широких пределах, значения $\epsilon_{Nd(2200)}$ составляют от -0,5 до 1,5 [Hanski et al., 2010], что предполагает вклад коровой компоненты в процессы эволюции первичных расплавов.

Габброиды района Большозера отличаются от типичных силлов карьялитов прежде всего редуцированностью кумулятивного ряда: наиболее магнезиальные породы здесь представлены меланогаббро, а ряд дифференциации довольно узок. Вместе с тем все изученные образцы и по вариациям содержания главных элементов, и по характеру распределения рассеянных элементов хорошо укладываются в тренд дифференциации расплавов, сформировавших силлы с возрастом 2,2 млрд лет в западной части Карельского кратона (рис. 4, 5). Это позволяет рассматривать габбро-долериты Большозера как геохимические аналоги карьялитов.

Исходя из анализа геологических данных о распространении палеопротерозойских базитов в Западной и Центральной Карелии, нет оснований ожидать находок крупных дифференцированных силлов с возрастом 2,2 млрд лет. Вместе с тем на этой территории обнаружено множество мелких дайкообразных тел, часть из которых, вполне вероятно, относится к возрастной группе 2,2 млрд лет. Примером являются метагаббро района п. Тикша, расположенного в 15 км к югу от Большозера в южном замыкании палеопротерозойской вулканогенно-осадочной структуры Чирка-Кемь (рис. 1, б). Базиты района п. Тикша имеют близкую геологическую позицию и состав пород (рис. 3, 4; табл. 2, 3), аналогичный габбро-долеритам Большозера. Однако для получения

объективной картины распространения базитов с возрастом 2,2 млрд лет на Карельском кратоне необходимо проведение более детальных исследований.

Выводы

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Датирование цирконов, выделенных из габбро-долеритов района оз. Большозера, расположенного в центральной части Карельского кратона, показало, что возраст кристаллизации этих габброидов составляет 2225 ± 20 млн лет.
2. Анализ структуры тела свидетельствует о его дифференцированном строении, предполагает первичное пологое залегание и подтверждает предположение о полого-секущем залегании силлов габбро-долеритов Большозера.
3. По химическому составу, общему тренду внутрикамерной дифференциации и составу кумулятивных фаз, а также возрасту изученные базиты района оз. Большозера аналогичны силлам карьялитов на территории Финляндии.

Авторы признательны рецензентам журнала «Труды Карельского научного центра РАН», чьи критические замечания позволили существенно улучшить рукопись статьи.

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

Литература

- Бибикова Е. В., Самсонов А. В., Кирнозова Т. И., Петрова А. Ю. Геохронология архея Западной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 5. С. 3–20.
- Кулешевич Л. В. Геологическое строение и рудная минерализация Большозерской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 146–154.
- Ларионова Ю. О., Самсонов А. В., Шатагин К. Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 571–593.
- Малашин М. В., Голубев А. И., Иваников В. В., Филиппов Н. Б. Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс // Вестник СПбГУ. 2003. № 1. С. 3–33.

Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Светов С. А., Степанова А. В., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И., Парамонов А. С., Эхова М. В., Колодей В. А. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Скуфьин П. К., Баянова Т. Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом, Кольский полуостров // Петрология. 2006. № 6. С. 649–669.

Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозера (западная Карелия) // Труды Карельского филиала АН СССР. Материалы по геологии Карелии. 1960. № XXVI. С. 65–75.

Стенарь М. М. Район оз. Большозеро // Проблемы геологии среднего палеопротерозоя Карелии. / Ред. В. А. Соколов. Петрозаводск: Карелия, 1972. С. 56–67.

Филиппов Н. Б., Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Сергеев С. А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоксскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 49–68.

Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 216 с.

Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. Vol. 200, no. 1–2. P. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7

Buchan K. L., LeCheminant A. N., O. van Breemen. Malley diabase dykes of the Slave craton, Canadian Shield: U–Pb age, paleomagnetism, and implications for continental reconstructions in the early Paleoproterozoic Geological Survey of Canada Contribution 20110114 // Can. J. Earth Sci. 2012. Vol. 49, no. 2. P. 435–454. doi: 10.1139/e11-061

Condie K. C. Earth as an Evolving Planetary System. 2nd Ed. New York: Elsevier/Academic Press, 2011. 574 p.

Condie K. C., O'Neill C., Aster R. C. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 282, no. 1–4. P. 294–298. doi: 10.1016/j.epsl.2009.03.033

Ernst R. E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014. 667 p. doi: 10.1017/CBO9781139025300

French J. E., Heaman L. M. Precise U–Pb dating of Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Dharwar craton, India: Implications for the existence of the Neoproterozoic supercraton Sclavia // Precambrian Res. 2010. Vol. 183, no. 3. P. 416–441. doi: 10.1016/j.precamres.2010.05.003

French J. E., Heaman L. M., Chacko T., Rivard B. Global mafic magmatism and continental breakup at 2.2 Ga: evidence from the Dharwar Craton, India // Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs. 2004. Vol. 36, no. 5. 340 p.

Hanski E. The Gabbro-Wehrilite Association in the Eastern Part of the Baltic Shield // Geology and Metallogeny of Copper Deposits. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1986. P. 151–170.

Hanski E. Differentiated albite diabases – gabbro-wehrilite association // Geol. Surv. Finland. Rep. Investig. 1987. P. 35–44.

Hanski E., Huhma H., Vuollo J. SIMS zircon ages and Nd isotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 2010. Vol. 82, no. 1. P. 31–62.

Hofmann A. W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90, no. 3. P. 297–314.

Hölttä P., Balagansky V., Garde A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A. I., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M. J. Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. 2008. Vol. 31, no. 1. P. 13–19.

Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. London, Mem. 2004. Vol. 30, no. 1. P. 69–74.

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).

Maurice C., David J., O'Neil J., Francis D. Age and tectonic implications of Paleoproterozoic mafic dyke swarms for the origin of 2.2 Ga enriched lithosphere beneath the Ungava Peninsula, Canada // Precambrian Res. 2009. Vol. 174, no. 1–2. P. 163–180. doi: 10.1016/j.precamres.2009.07.007

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120, no. 3–4. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Müller S. G., Krapež B., Barley M. E., Fletcher I. R. Giant iron-ore deposits of the Hamersley province related to the breakup of Paleoproterozoic Australia: New insights from in situ SHRIMP dating of baddeleyite from mafic intrusions // Geology. 2005. Vol. 33, no. 7. P. 577–580. doi: 10.1130/G21482.1

Spencer C. J., Murphy J. B., Kirkland C. L., Liu Y. Was the supercontinent cycle activated by a Palaeoproterozoic tectono-magmatic lull? // Nat. Geosci. 2018. doi: 10.1038/s41561-017-0051-y

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26, no. 2. P. 207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36. P. 359–362.

Vuollo J., Huhma H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland // Dev. Precambrian Geol. 2005. Vol. 14. P. 195–236. doi: 10.1016/S0166-2635(05)80006-4

Vuollo J. I., Piirainen T. A. The 2.2 Ga old Koli layered sill: The low-Al tholeiitic (karjalitic) magma type

and its differentiation in northern Karelia, eastern Finland // *Geologiska Föreningens i Stock. Förhandlingar*. 1992. Vol. 114. P. 131–142.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., Quadt A. Von, Roddick J. C., Spiegel W. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newsl.*

1995. Vol. 19, no. 1. P. 1–23. doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Appl. Microanal. Tech. to Underst. Miner. Process. Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7, no. 1991. P. 1–35.

Поступила в редакцию 20.02.2018

References

Bibikova E. V., Samsonov A. V., Kirnozova T. I., Petrova A. Yu. Geokhronologiya arkheya Zapadnoi Karelii [The Archean geochronology of western Karelia]. *Stratigrafiya. Geol. korrelyatsiya* [Stratigraphy. Geol. correlation]. 2005. Vol. 13, no. 5. P. 459–475.

Filippov N. B., Trofimov N. N., Golubev A. I., Sergeev S. A., Huhma H. Novye geokhronologicheskie dannye po Koikarsko-Svyatnavolokskomu i Pudozhgorskому gabbro-doleritovym intruzivam [New geochronological data on Koikarsko-Svyatnavoloksky and Pudozhgorsky gabbro-dolerite intrusions]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Useful Minerals of Karelia]. Iss. 10. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2007. P. 49–68.

Kheiskanen K. I., Golubev A. I., Bondar' L. F. Orogennyi vulkanizm Karelii [Orogenic volcanism in Karelia]. Leningrad: Nauka, 1977. 216 p.

Kuleshevich L. V. Geologicheskoe stroenie i rudnaya mineralizatsiya Bol'shozerskoi struktury [Geology and ore mineralisation of the Bolshozero structure]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Useful Minerals of Karelia]. Iss. 11. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2008. P. 146–154.

Larionova Yu. O., Samsonov A. V., Shatagin K. N. Istochniki arkheiskikh sanukitoidov (vysoko-Mg subshchelochnykh granitoidov Karel'skogo kratona: Sm-Nd i Rb-Sr izotopno-geokhimicheskie dannye [Sources of Archean sanukitoids (High-Mg subalkaline granitoids) in the Karelian craton: Sm-Nd and Rb-Sr isotopic-geochemical evidence]. *Petrology*. 2007. Vol. 15, no. 6. P. 530–550.

Malashin M. V., Golubev A. I., Ivanikov V. V., Filippov N. B. Geokhimiya i petrologiya maficheskikh vulkanicheskikh kompleksov nizhnego proterozoya Karelii. I. Yatul'skii trappovyi kompleks [Geochemistry and petrology of mafic volcanic complexes of lower Proterozoic of Karelia: I. Jatulian trapp complex]. *Vestnik SPbGU* [Vestnik of St. Petersburg Univ.]. 2003. No. 1. P. 3–33.

Rannii dokembrii Baltiiskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic Shield]. St. Peterburg: Nauka, 2005. 711 p.

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Ekhova M. V., Kolodei V. A. Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP MS) analiz sostava gornyykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precision (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of chemical composition of rocks and minerals: technique and assessment of result accuracy by the example of the Early Precambrian mafic complexes]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2015. Vol. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Skuf'in P. K., Bayanova T. B. Ranneproterozoiskii vulkan tsentral'nogo tipa v Pechengskoi strukture i ego svyaz' s rondonosnym gabbro-verlitovym kompleksom,

Kol'skii poluostrov [Early Proterozoic central-type volcano in the Pechenga structure and its relation to the ore-bearing gabbro-wehrlite complex of the Kola Peninsula]. *Petrology*. 2006. Vol. 14, no. 6. P. 609–627.

Stenar' M. M. Osadochno-vulkanogennyye obrazovaniya raiona Bol'shozera (zapadnaya Kareliya) [Volcano-sedimentary rocks of the Bolshozero area (western Karelia)]. *Tr. Karel'skogo filiala AN SSSR. Mat. po geol. i Karelii* [Trans. of the Karelian Branch, Acad. Sci. of the USSR. Proceed. on the geol. of Karelia]. 1960. No. XXVI. P. 65–75.

Stenar' M. M. Raion oz. Bol'shozera [Lake Bolshozero area]. *Problemy geologii srednego paleoproterozoya Karelii* [Issues of the geology of the Middle Proterozoic of Karelia]. Petrozavodsk: Kareliya, 1972. P. 56–67.

Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol.* 2003. Vol. 200, no. 1–2. P. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7

Buchan K. L., LeCheminant A. N., O. van Breemen. Malley diabase dykes of the Slave craton, Canadian Shield: U-Pb age, paleomagnetism, and implications for continental reconstructions in the early Paleoproterozoic Geological Survey of Canada Contribution 20110114. *Can. J. Earth Sci.* 2012. Vol. 49, no. 2. P. 435–454. doi: 10.1139/e11-061

Condie K. C. Earth as an Evolving Planetary System. 2nd Ed. New York: Elsevier/Academic Press, 2011. 574 p.

Condie K. C., O'Neill C., Aster R. C. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 282, no. 1–4. P. 294–298. doi: 10.1016/j.epsl.2009.03.033

Ernst R. E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014. 667 p. doi: 10.1017/CBO9781139025300

French J. E., Heaman L. M. Precise U-Pb dating of Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Dharwar craton, India: Implications for the existence of the Neoproterozoic supercraton Sclavia. *Precambrian Res.* 2010. Vol. 183, no. 3. P. 416–441. doi: 10.1016/j.precamres.2010.05.003

French J. E., Heaman L. M., Chacko T., Rivard B. Global mafic magmatism and continental breakup at 2.2 Ga: evidence from the Dharwar Craton, India. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs*. 2004. Vol. 36, no. 5. P. 340.

Hanski E. The Gabbro-Wehrlite Association in the Eastern Part of the Baltic Shield. *Geology and Metallogeny of Copper Deposits*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1986. P. 151–170.

Hanski E. Differentiated albite diabases – gabbro-wehrlite association. *Geol. Surv. Finland. Rep. Investig.* 1987. C. 35–44.

Hanski E., Huhma H., Vuollo J. SIMS zircon ages and Nd isotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 2010. Vol. 82, no. 1. P. 31–62.

Hofmann A. W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 90, no. 3. P. 297–314.

Hölttä P., Balagansky V., Garde A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A. I., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M. J. Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes*. 2008. Vol. 31, no. 1. P. 13–19.

Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *Geol. Soc. London, Mem.* 2004. Vol. 30, no. 1. P. 69–74.

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: http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html (accessed: 02.01.2014).

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120, no. 3–4. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Maurice C., David J., O'Neil J., Francis D. Age and tectonic implications of Paleoproterozoic mafic dyke swarms for the origin of 2.2 Ga enriched lithosphere beneath the Ungava Peninsula, Canada. *Precambrian Res.* 2009. Vol. 174, no. 1–2. P. 163–180. doi: 10.1016/j.precamres.2009.07.007

Müller S. G., Krapež B., Barley M. E., Fletcher I. R. Giant iron-ore deposits of the Hamersley province re-

lated to the breakup of Paleoproterozoic Australia: New insights from in situ SHRIMP dating of baddeleyite from mafic intrusions. *Geology*. 2005. Vol. 33, no. 7. P. 577–580. doi: 10.1130/G21482.1

Spencer C. J., Murphy J. B., Kirkland C. L., Liu Y. Was the supercontinent cycle activated by a Palaeoproterozoic tectono-magmatic lull? *Nat. Geosci.* 2018. doi: 10.1038/s41561-017-0051-y

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 26, no. 2. P. 207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. P. 359–362.

Vuollo J., Huhma H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. *Dev. Precambrian Geol.* 2005. Vol. 14. P. 195–236. doi: 10.1016/S0166-2635(05)80006-4

Vuollo J. I., Piirainen T. A. The 2.2 Ga old Koli layered sill: The low-Al tholeiitic (karjalitic) magma type and its differentiation in northern Karelia, eastern Finland. *Geologiska Föreningens i Stock. Förhandlingar.* 1992. Vol. 114. P. 131–142.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., Quadt A. Von, Roddick J. C., Spiegel W. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* 1995. Vol. 19, no. 1. P. 1–23. doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Appl. Microanal. Tech. to Underst. Miner. Process. Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7, no. 1991. P. 1–35.

Received February 20, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Степанова Александра Владимировна

ведущий научный сотрудник лаб. геологии и геодинамики докембрия
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: sa07sa@mail.ru

Ларионов Александр Николаевич

старший научный сотрудник
Центр изотопных исследований Всероссийского
научно-исследовательского геологического института
имени А. П. Карпинского
Средний пр. В. О., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106
эл. почта: Alexander_Larionov@vsegei.ru

Ларионова Юлия Олеговна

научный сотрудник лаб. изотопной геохимии
и геохронологии
Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН
Старомонетный пер., 35, Москва, Россия, 119017
эл. почта: ukalarionova@gmail.com

CONTRIBUTORS:

Stepanova, Alexandra

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: sa07sa@mail.ru

Larionov, Alexander

Centre of Isotopic Research, A. P. Karpinsky Russian
Geological Research Institute
74 Sredniy Pr., 199106 St. Petersburg, Russia
e-mail: Alexander_Larionov@vsegei.ru

Larionova, Yulia

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy
and Geochemistry, Russian Academy of Sciences
35 Staromonetnyi Per., 119017 Moscow, Russia
e-mail: ukalarionova@gmail.com

УДК 552.42 + 552.48

U-Pb ВОЗРАСТ УНАСЛЕДОВАННОГО ЦИРКОНА В ЛЕЙКОСОМЕ СЕРЫХ ГНЕЙСОВ РАЙОНОВ САЛМА И ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

**Т. В. Картушинская¹, В. В. Балаганский^{1,2}, И. А. Горбунов¹,
А. Н. Ларионов³, П. А. Львов^{3,4}**

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

² Мурманский государственный технический университет, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Приводятся результаты датирования унаследованного циркона в лейкосомах районов Салма и Гридино. Лейкосомы образовались во время палеопротерозойского расщепления и будинажа архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (серых) гнейсов, вмещающих амфиболиты, в которых присутствуют реликты эклогитов. Кристаллы циркона содержат округлые ядра, обычно занимающие $\geq 90\%$ объема кристалла и имеющие тонкую осцилляторную зональность, типичную для циркона из гранитоидов. Они окружены каймами с грубой зональностью, образующими призматические кристаллы с высокой степенью идиоморфизма. Ядра датированы U-Pb методом на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP II. U-Pb возраст ядер циркона из лейкосомы района Салма, рассчитанный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, равен 2740 ± 8 млн лет, причем возрасты большинства ядер являются конкордантными. Для ядер циркона из лейкосомы района Гридино получен конкордантный возраст 2831 ± 8 млн лет (Concordia age). Обе датировки интерпретируются как возраст кристаллизации магматических протолитов гнейсов, из которых выплавились лейкосомы. В районе Гридино намечены эпизоды последующей переработки гнейсов 2,76–2,73 и 2,71–2,68 млрд лет назад. Все полученные датировки отвечают этапам обширного формирования тоналитовых гнейсов в Беломорье на рубеже 2,8 млрд лет, внедрения новой генерации гранитоидов на рубеже 2,74 млрд лет и последующей переработки на рубеже 2,7 млрд лет. Самые древние возрасты единичных зерен, унаследованных гранитоидными расплавами в районе Гридино, составляют $\sim 3,15$ млрд лет.

Ключевые слова: SHRIMP II; мигматизация; плагиогранитогнейсы; Беломорье; Фенноскандинавский щит.

**T. V. Kartushinskaya, V. V. Balagansky, I. A. Gorbunov, A. N. Larionov,
P. A. L'vov. U-Pb AGE OF INHERITED ZIRCONS FROM LEUCOSOMES
IN GREY GNEISSES OF THE SALMA AND GRIDINO STUDY AREAS,
BELOMORIAN PROVINCE**

Inherited zircons in leucosomes from the Salma and Gridino study areas have been dated. The leucosomes were formed in Palaeoproterozoic shear zones cross-cutting

Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (grey) gneisses, which host amphibolites with eclogite relics. Zircon crystals contain rounded inherited cores, whose proportion is usually $\geq 90\%$ of grain volume. The cores display a fine oscillatory zoning typical for zircon from granitoids, and are enveloped by rims that show a coarse zoning and define the highly euhedral prismatic morphology. The cores have been analyzed by the U-Pb SIMS (SHRIMP II) technique. Cores of the zircon from a leucosome from the Salma study area have yielded an upper intercept age of 2740 ± 8 Ma, and most of them have concordant ages. Cores of the zircon from the Gridino leucosome have given a concordia age of 2831 ± 8 Ma. Both these datings are interpreted as the time of crystallization of igneous protoliths of grey gneisses in which the leucosomes occur. In the Gridino study area the grey gneisses seem to have been reworked 2.76–2.73 and 2.71–2.68 Ga ago. All the obtained dates are consistent with the stages of the extensive formation of the grey gneisses in the Belomorian region at ca. 2.8 Ga, the emplacement of a new generation of granitoids at 2.74 Ga, and a reworking at ca. 2.7 Ga. The oldest ages of individual crystals inherited by igneous protoliths of the Gridino grey gneisses are ~ 3.15 Ga.

Key words: SHRIMP II; migmatization; TTG gneiss; Belomorian region; Fennoscandian Shield.

Эта работа посвящается памяти Виктора Андреевича Глебовицкого, многосторонний и огромный вклад которого в изучение метаморфизма пород Беломорской провинции и особенно столь ярко проявленной в них мигматизации трудно переоценить.

Введение

Архейская Беломорская провинция, сложенная в основном архейскими тоналит-тронджемит-гранодиоритовыми (далее серыми) гнейсами, отличается широким развитием раннедокембрийских эклогитов [Володичев и др., 2004; Mints et al., 2010; Щипанский и др., 2012а; Пожиленко и др., 2016]. Особое внимание к этим столь древним эклогитам привлекают находки в них микровключений алмаза и муассanita [Сидоров, Щипанский, 2017], которые вместе с ультравысокобарическими эклогитами палеопротерозоя Гренландии [Glassley et al., 2014] являются доказательствами образования раннедокембрийских эклогитов в условиях глубинной субдукции. Следовательно, от установления возраста беломорских ультравысокобарических эклогитов зависит определение начала действия тектоники литосферных плит в современном виде. В первой детальной работе по эклогитам, изученным и датированным в районе села Гридино, был обоснован их архейский возраст [Володичев и др., 2004], подтвержденный позднее в работе [Li et al., 2015]. Находки эклогитовых парагенезисов в палеопротерозойских дайках базитов [Травин, Козлова, 2005] и последующие изотопные исследования привели к выводу о проявлении эклогитового метаморфизма в палеопротерозое [Скублов и др., 2011; Yu et al., 2017]. Структур-

ные наблюдения не противоречат образованию эклогитов как в архее, так и в палеопротерозое [Слабунов и др., 2011; Babarina, Sibelev, 2015; Balagansky et al., 2015]. Тем не менее проявление архейского эклогитового метаморфизма в Беломорье до сих пор является предметом острейших дискуссий.

Один из подходов к оценке возраста эклогитового метаморфизма заключается в изучении истории проявления деформаций, метаморфизма и гранитоидного магматизма, включая мигматитообразование, в амфиболитах с реликтами эклогитов и вмещающих их серых гнейсах [например, Babarina, Sibelev, 2015; Balagansky et al., 2015]. С этой целью нами было начато геохронологическое изучение мигматитов в породах участков Куру-Ваара, Салма и Гридино, в которых развиты эклогиты (рис. 1, а, б). Для датирования выбирались те мигматиты, образование лейкосомы которых однозначно привязано к конкретным этапам геологической истории указанных участков. В данном сообщении излагаются результаты датирования унаследованных ядер циркона из лейкосом участков Широкая Салма и Избная Луда (соответственно районы Салма и Гридино). Результаты датирования циркона, образовавшегося при кристаллизации лейкосомы, будут рассмотрены в отдельной работе.

Геологическая характеристика

Участок Широкая Салма находится на востоке Ёнско-Риколатвинской зоны Беломорской провинции (рис. 1, б). Породы этого участка обнаруживают очень высокую степень деформации, связанную с образованием Широкосалминской зоны сдвигового течения (сдвиговой

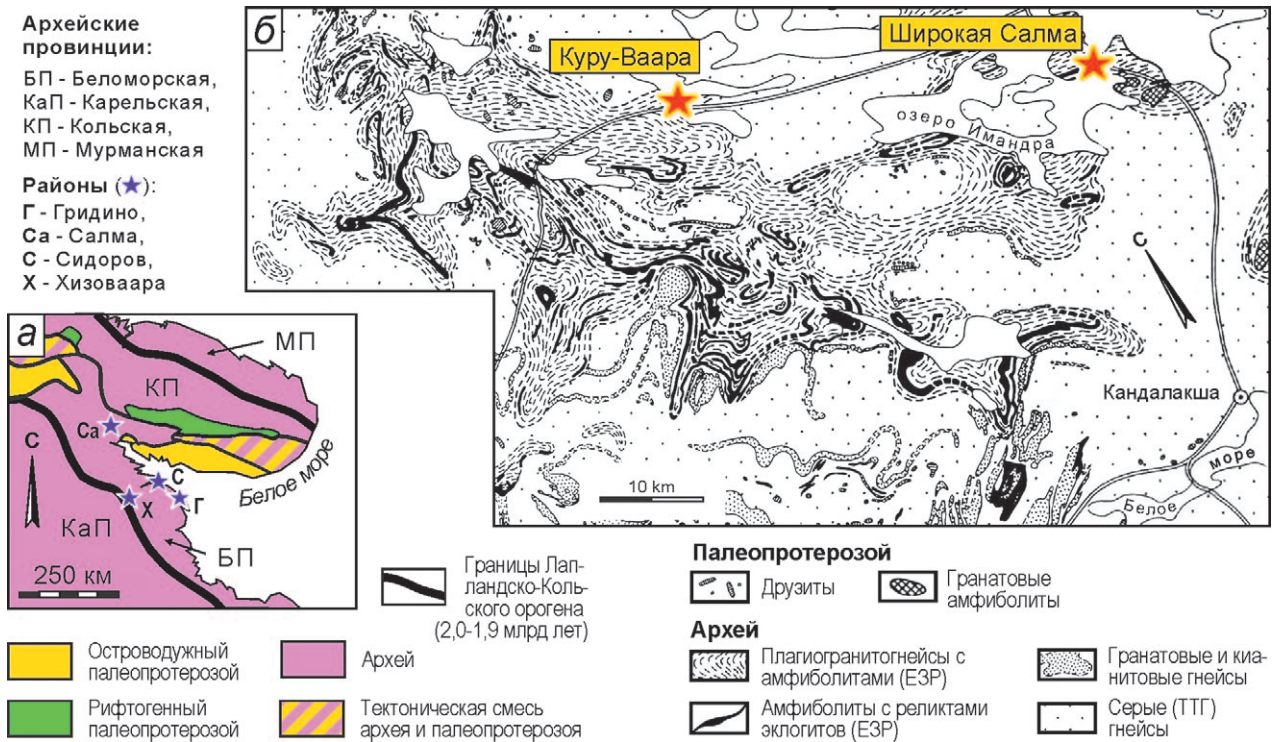


Рис. 1. (а) Схема геологического строения северо-востока Фенноскандинавского щита (по: [Балаганский и др., 2006] с упрощениями); (б) геологическая карта Ёнско-Риколатвинской зоны (ЕРЗ) Беломорской провинции (по: [Пожиленко, 1987], с упрощениями и добавлениями)

Fig. 1. (a) Scheme of geological structure of the north-eastern Fennoscandian Shield (after [Balagansky et al., 2006] with simplifications); (b) a geological map of the Enskoye-Rikolatva zone (ERZ) of the Belomorian Province (after [Pozhilenko, 1987], with simplifications and additions)

зоны) во время лапландско-кольской коллизионной орогении 1,91–1,94 млрд лет назад [Балаганский и др., 2006]. Во время этой деформации архейские серые гнейсы и фрагменты амфиболитовых будин были милонитизированы и затем мигматизированы с образованием плагноклаз-микроклиновой пегматоидной лейкосомы. Шейки некоторых крупных будин были залечены такой же лейкосомой. Реликты полностью симплектитизированных эклогитов сохранились только в отдельных будинах, а во всех остальных они были полностью преобразованы в амфиболиты. Самая представительная будина с реликтами эклогитов (67°30'9,8880" с. ш. 32°21'0,1440" в. д.) была впервые описана Н. Е. Козловой [Balagansky, Kozlova, 1992]. Внутреннее строение будины является резко несогласным с вмещающими сильно расщепленными серыми гнейсами (рис. 2). Во время деформации будина вращалась, после чего ее восточное и западное окончания частично были залечены упомянутым выше пегматоидным материалом. Образование этого материала является одним из самых поздних событий, связанных с палеопротерозойской лапландско-кольской коллизией, которая привела к поч-

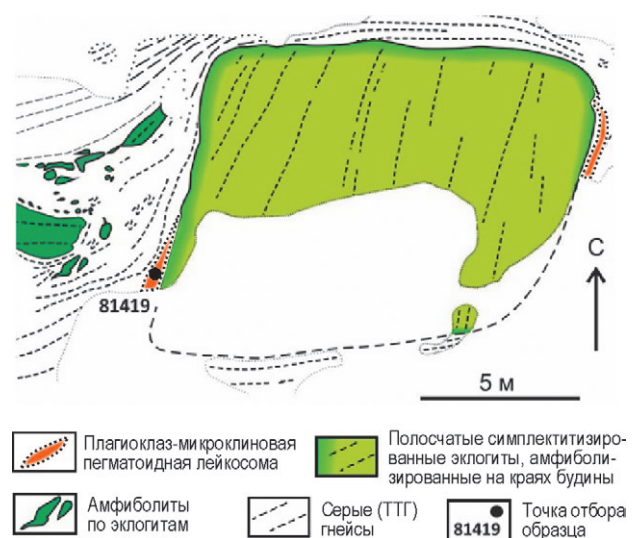


Рис. 2. Будина симплектитизированных эклогитов в серых гнейсах участка Широкая Салма

Fig. 2. Boudin of symplectic eclogites in grey gneisses of the Shirokaya Salma study area

ти повсеместному уничтожению эклогитов [Balagansky et al., 2015].

Район Гридино (рис. 1, а) сложен серыми гнейсами архея, которые вмещают архейские

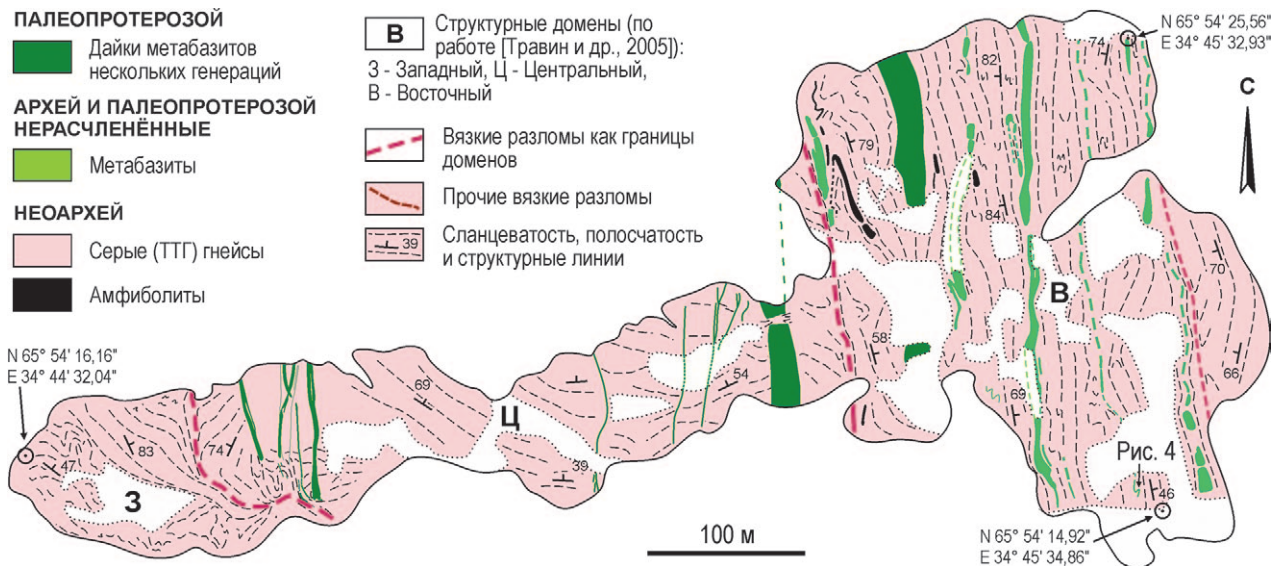


Рис. 3. Схема геологического строения о. Избная Луда (сост. И. А. Горбунов с использованием материалов В. В. Балаганского, Т. В. Картушинской, О. А. Максимова, С. В. Мудрука и О. С. Сибелева, собранных при участии А. М. Лезжова и С. С. Храповицкого)

Fig. 3. Scheme of geological structure of Iznaya Luda Island (compiled by I. A. Gorbunov with the use of materials of V. V. Balagansky, T. V. Kartushinskaya, O. A. Maksimov, S. V. Mudruk and O. S. Sibelev collected with the help of A. M. Lezzhov and S. S. Khrapovitsky)

амфиболиты с реликтами эклогитов [Володичев и др., 2004] и эклогитизированные палеопротерозойские дайки [Травин, Козлова, 2005]. В линейных зонах северо-западного простирания серые гнейсы содержат многочисленные тела, фрагменты и будины («обломки») основных и ультраосновных пород и интерпретируются как своеобразные тектонические брекчии (зоны меланжа). Серые гнейсы и тектонические брекчии прорываются палеопротерозойскими основными дайками нескольких генераций [Степанов, Степанова, 2006], что определяет архейский возраст брекчий и деление деформаций на додайковые и постдайковые [Babarina, Sibelev, 2015].

Постдайковые деформации проявлены неравномерно. Один из ярких примеров их проявления можно наблюдать на о. Избная Луда (рис. 3). В строении острова выделены Западный, Центральный и Восточный домены, при этом серые гнейсы и дайки Восточного домена испытали в палеопротерозое интенсивное рассланцевание [Травин и др., 2005]. Это рассланцевание почти полностью уничтожило додайковые деформации и сопровождалось мигматизацией серых гнейсов, наложенной на архейские мигматиты.

В одном из обнажений (65°54'15,6024" с. ш. 34°45'33,6276" в. д.) дайка базитов неясного возраста (неоархей или палеопротерозой), интерпретируемых как метагаббро умеренно-щелочного и нормального ряда [Степанов, Степанова, 2006], смята в асимметричные,

сжатые до изоклинали складки. В замке одной из них развиты жилы лейкосомы (с невыраженной мелансомой), расположенные веерообразно вблизи ее округлого замка и параллельно осевой плоскости на удалении от него (рис. 4). Такая область внешней поверхности

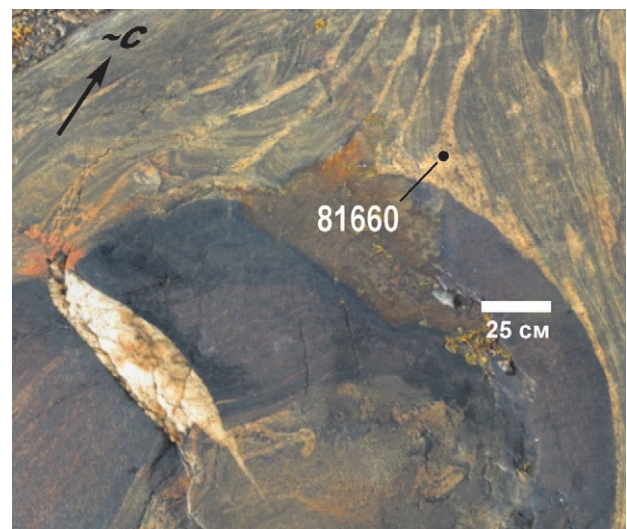


Рис. 4. Лейкосома сложной морфологии в замковой части складки, в которую смята дайка метагаббро умеренно-щелочного и нормального ряда, и место взятия образца 81660

Fig. 4. Leucosome of complex morphology in the hinge part of the fold, in which metagabbro dike of moderate alkaline and normal types is squeezed, and sampling site 81660

замка является зоной пониженного давления за счет локального растяжения при смятии в складку компетентной дайки базитов [Fossen, 2010]. Лейкосомы, параллельные осевым поверхностям складок, могут образовываться как инъекционным путем, так и *in situ* [Vernon, Clarke, 2008]. Одним из механизмов образования лейкосомы параллельной осевой плоскости *in situ* может быть течение или диффузия местных расплавов в зоны пониженного давления [Vernon, Clarke, 2008], как в нашем случае. Рядом с контактом дайки мощность жил увеличивается, а сами они сливаются друг с другом, образуя единое жильное тело сложной конфигурации.

Краткая характеристика лейкосом и циркона

Участок Широкая Салма. Лейкосома в обр. 81419 представляет собой крупнозернистую светлую породу с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Главные минералы представлены микроклином (50–60 %), плагиоклазом (10–15 %), кварцем (20–25 %) и амфиболом (7–10 %), а второстепенные – биотитом (2–3 %) и титанитом (1–2 %). Среди акцессориев присутствуют апатит, циркон, рутил, алланит, эпидот и клиноцоизит. На диаграммах $Or - Q - (Ab+An)$ [Streckeisen, 1976] и $Ab - An - Or$ [O'Connor, 1965] эта лейкосома находится в поле гранита ($SiO_2 = 70,26$; $Na_2O = 3,47$; $K_2O = 4,25$ мас. %; $Mg\# = 0,18$).

Циркон в лейкосоме 81419 представлен морфологически однородной популяцией призматических кристаллов с хорошей огранкой (рис. 5, а), внутреннее строение которых отличается сложной зональностью. На катодолюминесцентных (CL) изображениях кристаллов во всех без исключения зернах наблюдаются ядра, обычно занимающие ~ 90 % объема кристалла. Они окружены как минимум двумя поздними каймами. Внешняя кайма максимально развита на пирамидальных головках кристаллов и сложена несколькими полосками, цвет которых на CL-изображениях варьирует от темно-серого до черного (рис. 5, б). Полосы параллельны граням кристаллов и имеют одинаковую морфологию. Такие структурные особенности кристаллов характерны для магматического циркона [Corfu et al., 2003], что позволяет связывать образование внешней каймы с кристаллизацией расплава лейкосомы.

Ядра имеют округлые контуры и отличаются тонкой осцилляторной зональностью (рис. 5, в–д). Границы зон, как правило, параллельны общему призматическому контуру ядер. От-

дельные ядра имеют вид очень хорошо развитых кристаллов, подвергшихся слабому растворению, которое обусловило их округлый облик (рис. 5, в). Внешняя кайма всех без исключения кристаллов отделена от ядра промежуточной каймой, резко выделяющейся на CL-изображениях светло-серым до белого цветом. Эта светлая промежуточная кайма нередко под значительными углами срезает тонкую осцилляторную зональность округлых ядер. Все указанные особенности строения ядер и каем характерны для ксеногенного циркона, унаследованного магматическим расплавом [Corfu et al., 2003]. В свою очередь, призматические кристаллы с тонкой осцилляторной зональностью являются типичными для магматического циркона.

Участок Избная Луда. Лейкосома в обр. 81660 также имеет крупнозернистое массивное сложение и гранобластовую структуру. Главными минералами являются кварц (50–55 %) и плагиоклаз (35–40 %), а второстепенными – биотит (1–3 %) и роговая обманка (1–2 %). Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, эпидотом, титанитом и пиритом.

Циркон из лейкосомы 81660 представлен разнообразными по морфологии зернами, среди которых заметно преобладают хорошо сформированные кристаллы, варьирующие по морфологии от коротко- до длиннопризматических (рис. 5, е–л). Как и циркон из лейкосомы участка Широкая Салма, он имеет сложное строение, обусловленное наличием древних ядер и нескольких поздних обрастаний. Однако в отличие от циркона Широкой Салмы доля самой внешней каймы, определяющей правильную призматическую морфологию кристаллов, варьирует от ~80 % (рис. 5, ж) до ~20 % (рис. 5, к). На катодолюминесцентных изображениях эта внешняя кайма хорошо выделяется светло-серым цветом (рис. 5, ж–л), что, по предварительным данным изотопного анализа, обусловлено низким содержанием урана (от 1 до 10 ppm). Другой важной чертой этой каймы является зональность, в которой границы зон параллельны граням призм и бипирамид призматических кристаллов. Более древние ядра и каймы, вокруг которых росла самая поздняя кайма, имеют округлую форму и, как правило, тонкую осцилляторную зональность (рис. 5, ж–л).

Слабоудлиненные зерна с округлыми очертаниями находятся в подчиненном количестве. Они отличаются тем, что внешняя кайма, аналогичная описанной выше, очень тонкая и нередко прерывистая, а ее доля составляет несколько процентов (рис. 5, м–п). Таким об-

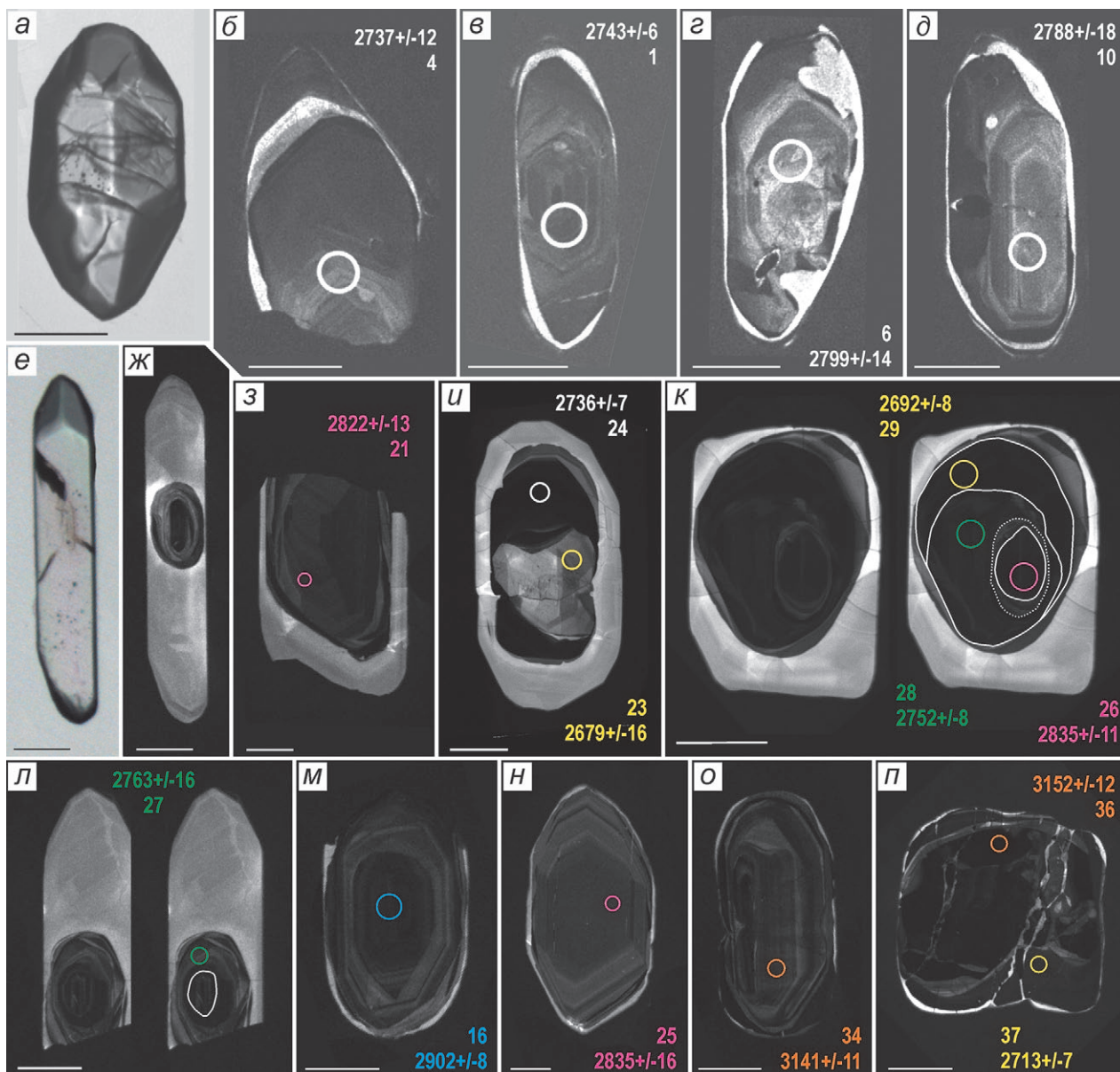


Рис. 5. Изображения кристаллов циркона из лейкосом участков Широкая Салма (а–д) и Избная Луда (е–п): оптические (а, е) и катодолюминесцентные (б–д, ж–п). Кружки – участки датирования; цифры обозначают номер анализа в таблице и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в млн лет ($\pm 1\sigma$). Масштабный штрих – 100 микрон

Fig. 5. Images of zircon crystals from the leucosomes of the areas of the Shirokaya Salma (a–d) and Izbnyaya Luda (e–p): optical (a, e) and cathodoluminescent (б–д, ж–п). The circles indicate the dating area; the numbers indicate the analysis number in the table and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age in mln years ($\pm 1\sigma$). Scale dashed lines – 100 microns

разом, округлая эллипсоидная морфология этих зерен циркона определяется округлостью более ранних цирконовых зерен, которую мы связываем с их растворением в тоналит-трондьемит-гранодиоритовом (далее плагиогранитном) расплаве лейкосомы. В единичных случаях видно, что частичному растворению подвергались хорошо ограненные кристаллы с тонкой осцилляторной зональностью, один из которых практически избежал растворения (рис. 5, н).

Многие ядра циркона окружены каймами нескольких генераций, образование которых предшествовало росту внешней каймы. Эти ранние каймы имеют как тонкую, так и более грубую ростовую зональность, причем на катодолюминесцентных изображениях цвет зон варьирует от серого и темно-серого до почти черного. Все ядра и ранние каймы имеют округлые очертания. Самые яркие примеры кристаллов циркона со сложным внутренним строением приведены на рис. 5, и, к, л, о, п.

События, сформировавшие циркон. Сложное строение циркона в сочетании с огранкой кристаллов и характером зональности позволяет выделить в истории пород обоих участков два главных события. Более молодое из них – это образование гранитной пегматоидной лейкосомы в шейках будин с реликтами симплектизированных эклогитов на участке Широкая Салма и плагиогранитной пегматоидной лейкосомы, связанной со складкой, на участке Избная Луда. Более древнее событие, определению возраста которого посвящена данная работа, – это кристаллизация циркона в магматическом протолите вмещающих серых гнейсов, унаследованного расплавом лейкосом и иногда окруженного каймами, которые предшествовали образованию лейкосом.

Методика датирования

Датирование выполнено в ЦИИ ВСЕГЕИ на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II, принцип работы которого описан в [Williams, 1998]. Рабочие параметры датирования приведены в [Larionov et al., 2004]. Pb/U-отношения были нормализованы относительно цирконового стандарта TEMORA [Black et al., 2003]. Погрешность при калибровке стандарта TEMORA составила 0,68 %. В качестве «стандарта концентрации урана» использован циркон 91500 [Wiedenbeck et al., 1995]. При выполнении данного исследования для стандарта 91500 был получен $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1065 ± 7 млн лет ($n = 6$). Все данные обработаны с использованием компьютерных программ К. Р. Людвига SQUID 1.02 и Isoplot/Ex 3.00, а также величин констант распада урана, приведенных в работе [Steiger, Jäger, 1977]. Поправка на нерадиоогенный Pb выполнена с использованием измеренных $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и модельных значений в работе [Stacey, Kramers, 1975]. Аналитические погрешности изотопных отношений, указанных в таблице, и возрастов составляют 1σ , а значения возрастов, приведенные в тексте и на рисунке, рассчитаны на уровне 2σ .

Результаты датирования

Участок Широкая Салма. В 13 ядрах циркона из лейкосомы 81419 были сделаны 14 изотопных анализов (табл.). Точки датирования показаны на рис. 5, б–д. Девять анализов дали близкие друг к другу конкордантные возрасты (эллипс аналитической погрешности перекрывает конкордию). Конкордантный возраст, рассчитанный по этим девяти анализам, составля-

ет 2727 ± 9 млн лет (Concordia age), но высокая величина среднего квадратичного взвешенного отношения (СКВО) этой датировки, равная 13, не позволяет считать этот возраст окончательным. Два анализа (№№ 2 и 5 в табл.) дали субконкордантные возрасты (эллипсы аналитической погрешности находятся рядом с конкордией), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ значения которых совпадают с возрастом 2,73 млрд лет. Для одного ядра получены сильно дискордантные значения возраста ($D = 46\%$, № 12 в табл.). По этим 12 анализам была построена дискордия с возрастом верхнего пересечения 2740 ± 8 млн лет (рис. 6, а). Низкая величина СКВО, равная 0,95, позволяет принять данную датировку приемлемой.

Наконец, два ядра (рис. 5, г, д) имеют дискордантные возрасты около 2,8 млрд лет (№№ 6 и 10 в табл.). Они заметно отклоняются от дискордии, рассчитанной по всем остальным ядрам кристаллов циркона, и поэтому не были приняты в расчет.

Для самых поздних каем по пяти точкам был получен конкордный возраст 1866 ± 48 млн лет. Детальному рассмотрению этих каем с привлечением новых аналитических данных будет посвящена отдельная статья.

Участок Избная Луда. В обр. 81660 пегматоидной лейкосомы были сделаны 24 определения возраста ядер в 19 идиоморфных призматических кристаллах, образование которых связывается с кристаллизацией лейкосомы. Для 13 округлых ядер с тонкой осцилляционной зональностью (рис. 5, з, к (точка 26), н; №№ 15, 17–22, 25–26, 30, 32–33, 35 в табл.), идентичной таковой в унаследованных ядрах циркона из лейкосомы Широкой Салмы и типичной для тоналит-трондьемит-гранодиоритовых пород, рассчитан конкордантный возраст 2831 ± 8 млн лет (Concordia age) при СКВО конкордантности, равном 0,81 (рис. 6, б).

В цирконе лейкосомы Избной Луды ядра унаследованного магматического циркона возраста 2,83 млрд лет часто отделены от идиоморфной внешней каймы одной или несколькими промежуточными каймами циркона (рис. 5, з–м). На рис. 5, к, показан кристалл циркона, в котором внешняя кайма отделена от округлого ядра возраста 2835 ± 22 млн лет четырьмя промежуточными каймами. Датирование двух из них дало конкордантные $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты 2752 ± 16 млн лет для более древней из них и 2692 ± 16 млн лет для более молодой (рис. 5, к; соответственно №№ 28 и 29 в табл.). С учетом того, что принципиально отличающиеся друг от друга участки кристалла, показанного на рис. 5, и, также имеют разные возрасты,

Изотопные данные для ядер кристаллов циркона из лейкосом на границах между базитами и серыми гнейсами
Isotope data for zircon crystals nuclei from the leucosomes at the boundary between basites and grey gneisses

№ п/п No.	Точка Point	$^{206}\text{Pb}_e, \% ^1$	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*,$ ppm ²	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb},$ ± 1σ, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb},$ ± 1σ, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U},$ ± 1σ, %	Rho ³	Возраст ± 1σ, млн лет Age ± 1σ, mln yrs		D ⁴
											$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
Гранитная (плагиоклаз-микроклиновая) лейкосома 81419, участок Широкая Салма Granite (plagioclase-microcline) leucosome 81419, the Shirokaya Salma area													
1	1.1	0,08	217	200	0,95	97,3	0,1901 ± 0,36	13,70 ± 1,2	0,5229 ± 1,14	0,95	2711 ± 6	2743 ± 6	1,4
2	2.1	-	49	43	0,89	21,4	0,1882 ± 0,79	13,06 ± 1,7	0,5033 ± 1,46	0,88	2628 ± 31	2727 ± 13	4,4
3	3.1	0,32	22	18	0,86	9,77	0,1890 ± 1,19	13,65 ± 2,2	0,5240 ± 1,87	0,84	2716 ± 41	2734 ± 20	0,8
4	4.1	-	48	37	0,81	21,5	0,1894 ± 0,75	13,73 ± 1,7	0,5258 ± 1,48	0,89	2714 ± 33	2737 ± 12	0,6
5	6.1	0,10	46	37	0,82	20,6	0,1865 ± 0,81	13,28 ± 1,7	0,5163 ± 1,49	0,88	2683 ± 33	2712 ± 13	1,3
6	7.1	-	39	26	0,67	17,2	0,1967 ± 0,85	13,79 ± 1,8	0,5083 ± 1,57	0,88	2649 ± 34	2799 ± 14	6,0
7	8.1	-	294	47	0,17	131,0	0,1867 ± 1,63	13,30 ± 2,0	0,5168 ± 1,11	0,56	2685 ± 24	2713 ± 27	1,3
8	11.1	0,17	26	27	1,06	11,7	0,1908 ± 1,02	13,74 ± 2,0	0,5223 ± 1,77	0,87	2709 ± 39	2749 ± 17	1,8
9	12.1	-	55	44	0,82	24,7	0,1884 ± 0,68	13,48 ± 1,6	0,5191 ± 1,42	0,90	2695 ± 31	2728 ± 11	1,5
10	13.1	0,17	34	34	1,05	14,6	0,1954 ± 1,12	13,51 ± 1,9	0,5015 ± 1,60	0,82	2620 ± 34	2788 ± 18	7,3
11	14.1	0,02	112	75	0,69	49,9	0,1886 ± 0,54	13,49 ± 1,5	0,5186 ± 1,40	0,93	2693 ± 31	2730 ± 9	1,7
12	15.1	-	3910	1132	0,30	893,0	0,1737 ± 3,82	6,37 ± 4,0	0,2659 ± 1,05	0,26	1520 ± 14	2594 ± 64	46,3
13	15.2	0,02	200	22	0,11	88,1	0,1901 ± 1,63	13,43 ± 2,0	0,5126 ± 1,15	0,58	2668 ± 25	2743 ± 27	3,3
14	16.1	-	128	138	1,11	54,9	0,1902 ± 0,43	13,13 ± 1,3	0,5007 ± 1,19	0,94	2617 ± 26	2744 ± 7	5,6

Плагиогранитная лейкосома 81660, участок Избная Луда
Plagiogranite leucosome 81660, the Izbnaya Luda area

15	3.1	0,10	62	69	1,16	28,7	0,1976 ± 0,84	14,74 ± 1,5	0,5410 ± 1,3	0,84	2788 ± 29	2807 ± 14	0,7
16	3.1re	0,11	168	90	0,55	80,4	0,2096 ± 0,50	16,08 ± 1,2	0,5565 ± 1,0	0,90	2852 ± 24	2902 ± 8	1,8
17	4.1	0,09	67	58	0,89	31,3	0,2004 ± 0,82	15,08 ± 1,5	0,5456 ± 1,3	0,84	2807 ± 29	2829 ± 13	0,8
18	4.1re	0,08	71	61	0,88	34,5	0,1980 ± 0,78	15,32 ± 1,5	0,5613 ± 1,2	0,85	2872 ± 29	2810 ± 13	-2,2
19	4.2	0,07	110	106	1,00	53,0	0,2025 ± 0,61	15,59 ± 1,3	0,5584 ± 1,1	0,88	2860 ± 26	2846 ± 10	-0,5
20	5.1	0,02	55	50	0,95	26,2	0,2004 ± 0,86	15,39 ± 1,6	0,5570 ± 1,3	0,84	2854 ± 30	2829 ± 14	-0,9
21	6.1	0,18	70	60	0,89	33,0	0,1995 ± 0,81	15,04 ± 1,5	0,5468 ± 1,2	0,84	2812 ± 28	2822 ± 13	0,4
22	6.1re	0,14	63	64	1,05	30,7	0,2027 ± 0,83	15,86 ± 1,5	0,5676 ± 1,3	0,84	2898 ± 30	2848 ± 14	-1,7
23	7.1	0,21	65	20	0,32	28,7	0,1829 ± 0,96	12,87 ± 1,6	0,5106 ± 1,3	0,80	2659 ± 28	2679 ± 16	0,7
24	7.2	0,04	242	71	0,30	107,0	0,1893 ± 0,44	13,36 ± 1,1	0,5117 ± 1,0	0,92	2664 ± 23	2736 ± 7	2,7
25	8.1	0,10	42	52	1,27	20,3	0,2011 ± 0,99	15,57 ± 1,7	0,5613 ± 1,4	0,82	2872 ± 33	2835 ± 16	-1,3
26	9.1	0,08	135	206	1,57	64,5	0,2010 ± 0,67	15,34 ± 1,3	0,5535 ± 1,1	0,85	2840 ± 25	2835 ± 11	-0,2
27	9.1re	0,24	53	22	0,43	23,2	0,1924 ± 0,99	13,56 ± 1,7	0,5109 ± 1,3	0,81	2661 ± 29	2763 ± 16	3,9
28	9.2	0,04	172	4	0,03	79,0	0,1912 ± 0,51	14,07 ± 1,1	0,5336 ± 1,0	0,90	2757 ± 23	2752 ± 8	-0,1
29	9.3	0,07	230	31	0,14	104,0	0,1843 ± 0,46	13,39 ± 1,1	0,5268 ± 1,0	0,91	2728 ± 22	2692 ± 8	-1,3

Продолжение табл.
Table (continued)

№ п/п No.	Точка Point	$^{206}\text{Pb}_e, \%^1$	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*,$ ppm ²	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb},$ $\pm 1\sigma, \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U},$ $\pm 1\sigma, \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U},$ $\pm 1\sigma, \%$	Rho ³	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет Age $\pm 1\sigma$, mln yrs		D ⁴
											$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
30	10.1	0.16	67	60	0.92	31.5	0.2003 ± 0.82	15.13 ± 1.5	0.5480 ± 1.2	0.83	2817 ± 28	2829 ± 13	0,4
31	10.1re	0.13	99	13	0.14	47.5	0.2087 ± 0.65	16.04 ± 1.3	0.5575 ± 1.1	0.87	2856 ± 26	2896 ± 11	1,4
32	11.1re	0.17	80	106	1.36	38.6	0.1998 ± 0.76	15.37 ± 1.4	0.5580 ± 1.2	0.84	2858 ± 28	2824 ± 12	-1,2
33	12.1re	0.27	40	88	2.27	19.4	0.1992 ± 1.10	15.38 ± 1.8	0.5601 ± 1.5	0.80	2867 ± 34	2820 ± 18	-1,7
34	13.1re	0.30	84	29	0.36	40.1	0.2431 ± 0.68	18.67 ± 1.3	0.5570 ± 1.2	0.86	2854 ± 27	3141 ± 11	10,0
35	14.1	0.17	98	112	1.18	45.3	0.1996 ± 0.69	14.81 ± 1.3	0.5381 ± 1.1	0.86	2775 ± 26	2823 ± 11	1,7
36	15.1	0.71	1771	320	0.19	94.1	0.2449 ± 0.77	2.072 ± 1.2	0.06137 ± 0.96	0.78	383.9 ± 3.6	3152 ± 12	721,0
37	15.2	0.07	266	33	0.13	117.0	0.1867 ± 0.43	13.13 ± 1.1	0.5102 ± 1.0	0.92	2657 ± 22	2713 ± 7	2,1
38	16.1re	0.17	76	14	0.20	36.8	0.2132 ± 0.72	16.56 ± 1.4	0.5633 ± 1.2	0.86	2880 ± 28	2930 ± 12	1,7

Примечание. ⁽¹⁾ $^{206}\text{Pb}_e$ – обыкновенный свинец. ⁽²⁾ $^{206}\text{Pb}^*$ – радиогенный свинец; поправка на обыкновенный свинец сделана с использованием измеренного ^{204}Pb . ⁽³⁾ Rho – коэффициент корреляции между погрешностями отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. ⁽⁴⁾ Дискордантность, рассчитанная по формуле $D = [(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \text{ age} / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age}) - 1] \times 100$.

Note. ⁽¹⁾ $^{206}\text{Pb}_e$ – ordinary lead. ⁽²⁾ $^{206}\text{Pb}^*$ – radiogenic lead; the correction for ordinary lead is made with the use of measured ^{204}Pb . ⁽³⁾ Rho – correlation coefficient between the margins of the relations $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. ⁽⁴⁾ The discordancy is calculated by formula $D = [(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \text{ age} / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age}) - 1] \times 100$.

можно наметить периоды роста каем 2,76–2,74 и 2,71–2,68 млрд лет назад (рис. 6, в; соответственно №№ 24, 27, 28 и 23, 29, 37 в табл.).

В пяти случаях оказалось, что в популяции циркона также присутствуют реликты более древних кристаллов (рис. 5, м, о, п). Для трех из них (№№ 16, 31, 38 в табл.) были получены три близкие субконкордантные $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировки 2,90; 2,90 и 2,93 млрд лет (рис. 6, в). В двух случаях древние реликты имеют дискордантные $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты 3,14 и 3,15 млрд лет (№№ 34 и 36 в табл.; наименее дискордантный показан на рис. 6, в). Эти кристаллы интерпретируются как ксеногенные относительно магматического протолита серых гнейсов. Они указывают на существование более древней континентальной коры, в истории которой можно предполагать этапы ее образования и (или) преобразования возраста 2,90–2,93 и 3,14–3,15 млрд лет (рис. 6, в). Реликты такой древней коры в Фенноскандинавском щите являются единичными (см. обзор в работе [Слабунов и др., 2006]).

По десяти точкам рассчитан конкордный возраст самых поздних каем – 1935 ± 34 млн лет. Эти данные также будут подробно рассмотрены в отдельной работе, совместно с возрастом каем цирконов участка Широкая Салма.

Обсуждение и выводы

Участок Широкая Салма. Мы полагаем, что циркон, слагающий ксеногенные ядра с тонкой осцилляторной зональностью в кристаллах циркона из пегматоидной лейкосомы 81419, имеет возраст 2740 ± 8 млн лет. Он интерпретируется как возраст кристаллизации магматического протолита серых гнейсов, вмещающих будину амфиболитов с реликтами симплектизированных эклогитов. Два кристалла циркона возраста 2,79–2,80 млрд лет рассматриваются как захваченные или унаследованные этим магматическим протолитом, внедрившимся 2,74 млрд лет назад.

Участок Избная Луда. Образование циркона с тонкой осцилляторной зональностью, который слагает доминирующую часть по количеству и объему ядер в кристаллах циркона в лейкосоме 81660, связывается с кристаллизацией магматического расплава, давшего начало плагиогранитам, преобразованным затем в серые гнейсы. Соответственно, возраст этого циркона 2831 ± 8 млн лет рассматривается как время магматической кристаллизации плагиогранитов.

Результаты датирования циркона, выделенного непосредственно из серых гнейсов участ-

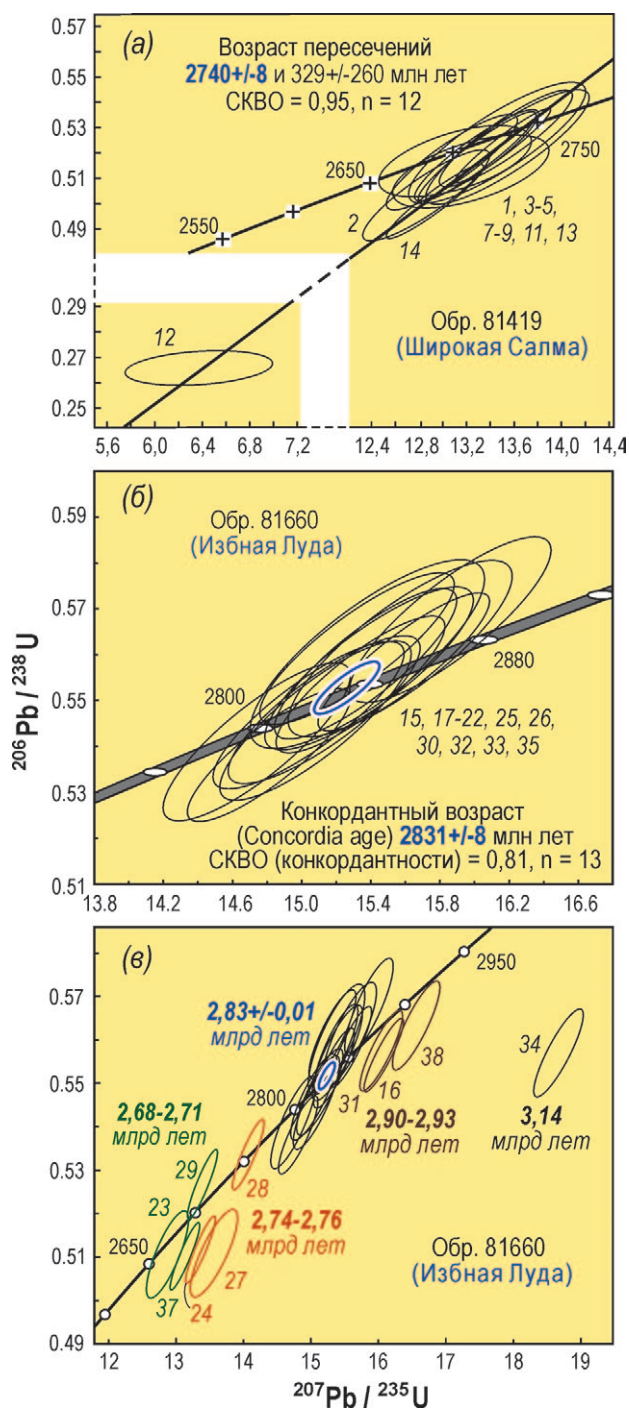


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для ядер кристаллов циркона (эллипсы погрешности отвечают 2σ ; числа у эллипсов – номера анализов в таблице)

Fig. 6. Concordia diagrams for zircon crystals nuclei (margin ellipses mark 2σ ; ellipses numbers – analyses numbers in the table)

ка Избная Луда [Докукина и др., 2009, 2012], не противоречат этому выводу. Большая часть циркона была датирована классическим U-Pb методом по нескольким фракциям, включающим десятки зерен. Почти все возрасты этого циркона дискордантны, и все приводимые

значения возраста получены по пересечению дискордий с конкордией. На катодолюминесцентных изображениях [Докукина и др., 2012] видно, что по крайней мере часть зерен состоит из древних ядер, окруженных более молодыми каймами. Более того, дискордии построены по циркону, имеющему различные и морфологию, и внутреннее строение. Это обычно для гранитоидов и серогнейсовых полиметаморфических комплексов архея, как давно известно из многочисленных литературных источников [например, Kröner, Jaekel, 1994; Corfu et al., 2003]. Поэтому большинство архейских датировок для серых гнейсов являются, по нашему мнению, возрастными смешениями. Они означают лишь то, что возраст одних генераций циркона близок или превышает 2,82 млрд лет, возраст других меньше 2,65 млрд лет, а возраст третьих варьирует между этими двумя значениями. В пределах аналитических погрешностей возраст самых древних фракций циркона совпадает с возрастом наиболее распространенных ядер зерен циркона из лейкосомы 81660. Мы склонны полагать, что эти древние фракции почти полностью образованы кристаллами циркона возраста 2,83 млрд лет.

Более определенные выводы следуют из результатов датирования циркона из даек метабазитов на ионном микрозонде SHRIMP II [Докукина и др., 2009, 2012]. В дайке базитов, прорывающей серые гнейсы участка Варгас (~6 км к СЗ от участка Избная Луда), выявлено разнообразие зерен циркона, часть из которых имеет осцилляторную зональность. Эта зональность сходна с таковой в изученных нами унаследованных ядрах возраста 2831 ± 8 млн лет, а также в магматическом цирконе из гранитоидов [Corfu et al., 2003]. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты циркона (одно конкордантное и два субконкордантных значения) составляют 2836 ± 46 , 2811 ± 50 и 2804 ± 20 млн лет соответственно, при этом утверждается, что данный циркон имеет геохимические черты сходства с магматическим цирконом из вмещающих серых гнейсов [Докукина и др., 2009]. Дискордия, построенная с учетом данных для этих и аналогичных им по внутреннему строению кристаллов циркона, дает возраст верхнего пересечения 2822 ± 39 млн лет [Докукина и др., 2012], который в пределах аналитической погрешности совпадает с полученным нами возрастом 2831 ± 8 млн лет. Наконец, в дайке оливиновых метагаброноритов участка Избная Луда также было выявлено разнообразие кристаллов циркона по возрасту, морфологии и внутреннему строению, при этом возраст наиболее древних зерен составил 2840 млн лет [Слабунов и др.,

2011]. С учетом всех этих данных, а также не-редкого присутствия в базитах кристаллов цир-кона, захваченных из вмещающих кислых по-род [например, Баянова, 2004; Miao et al., 2010; Villasaca et al., 2011], мы интерпретируем все эти кристаллы циркона как захваченные бази-товыми расплавами из серых гнейсов. Поэто-му кристаллизация магматических протолитов серых гнейсов участков Избная Луда и Варгас связывается нами с датировкой 2831 ± 8 лет.

Более древние единичные ядра цирко-на из лейкосомы 81660 возраста 2,90–2,93 и 3,14–3,15 млрд лет интерпретируются как захваченные или унаследованные плагиогран-нитным расплавом из более древних коровых источников осадочного и (или) магматическо-го происхождения. Более молодые каймы вок-руг ядер возраста 2831 ± 8 млн лет, за исклю-чением самой внешней каймы, связываемой с кристаллизацией лейкосомы, по-видимому, отражают структурно-метаморфические пре-образования плагиогранитов в серые гней-сы 2,76–2,74 и 2,71–2,68 млрд лет назад. Для более определенных выводов требуется зна-чительно большее количество аналитических данных.

Сопоставление с другими участками Бе-ломорья. Возраст кристаллизации магмати-ческого протолита серых гнейсов участка Ши-рокая Салма 2740 ± 8 млн лет даже без учета погрешностей анализа практически идентичен таковому серых гнейсов соседнего эклогитово-го участка Узкая Салма, равному 2737 ± 21 млн лет [Konilov et al., 2011]. Почти одновременно с внедрением магматических протолитов этих гнейсов накапливались кислые и основные вул-каниты Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса, расположенного в 24 км к СВ от участ-ка Широкая Салма (2,75–2,67 млрд лет [Кис-лицын и др., 2000]). Сходный возраст имеют и кислые метавулканиты кислогубской свиты (2718 ± 10 млн лет [Чашин и др., 2004]), обна-жающиеся в 6 км далее к СВ от участка Воче-Ламбина. Мигматизированные парагнейсы чупинской свиты на участке оз. Долгое имеют возраст 2710 ± 15 млн лет, а субсогласно зале-гающие в них тела гранат-микроклиновых лей-когранитов, которые, в свою очередь, связаны с лейкосомами мигматитов, – 2706 ± 14 млн лет [Слабунов и др., 2016]. При этом в работе [Бибикова и др., 2004] время проявления ме-таморфизма высоких давлений в беломорских парагнейсах оценивается в 2710 ± 15 млн лет.

Возрастными аналогами гранитоидов воз-раста 2831 ± 8 млн лет района Гридино (пре-имущественно тоналитового состава [Доку-кина и др., 2012]) являются трондьемитовые

гнейсы возраста 2830 ± 5 млн лет, слагающие фундамент Воче-Ламбинского зеленокамен-ного пояса [Морозова, 2012]. В составе этого фундамента присутствуют дайки метаграно-диоритов возраста 2814 ± 4 млрд лет [Моро-зова и др., 2011] и тоналитовые гнейсы воз-раста 2807 ± 10 млн лет [Balashov et al., 1992]. Последним разновозрастны трондьемитовые гнейсы возраста 2805 ± 11 млн лет участка Ку-ру-Ваара [Щипанский и др., 2012б] (рис. 1, б). Гранитоиды возраста примерно 2,8 млрд лет также известны на участке Хизоваара (рис. 1, а), на котором обнажаются метадио-риты и метатрондьемиты возраста 2826 ± 18 и 2804 ± 27 млн лет соответственно [Бибикова и др., 2003]. В то же время в беломорских па-рагнейсах установлены зональные цирконы метаморфического генезиса (амфиболитовая фация) возраста 2820 ± 15 млн лет [Бибикова и др., 2004]. Наконец, унаследованное ядро циркона с осцилляторной зональностью грани-тоидного типа из кислой пегматитовой жилы, рвущей дайку базитов, секущих серые гнейсы на о. Сидоров (рис. 1, а), то есть в ситуации, аналогичной таковой в районе Гридино, имеет конкордантный возраст 2820 ± 28 млн лет [Бе-резин и др., 2013].

Таким образом, полученные данные со-гласуются с выводом о том, что становление континентальной коры северной части Бело-морской провинции протекало в два этапа – 2,83–2,80 и 2,76–2,72 млрд лет [Слабунов, 2008]. Важно, что эти два этапа оказываются разделенными периодом метаморфизма и деформации. На это указывает нахождение в гальке конгломератов Воче-Ламбинского зе-ленокаменного пояса возраста 2,75–2,66 млрд лет двух разновидностей серых гнейсов и пег-матоидной жилы, смятых в складку, при этом магматический протолит одной из разновид-ностей серых гнейсов из гальки имеет воз-раст 2807 ± 7 млн лет [Кислицын и др., 2000]. В. А. Глебовицкий с соавт. [2017] пришли к вы-воду, что в архейской истории Беломорской провинции заметно выделяется крупный этап формирования древнейших тоналитовых гней-сов на рубеже 2,8 млрд лет и последующего их преобразования, включая мигматизацию, на рубеже 2,7 млрд лет. Полученные нами ре-зультаты подтверждают этот вывод и детализи-руют архейскую историю Беломорья, которая насыщена эпизодами кислого магматизма, ме-таморфизма, мигматизации и деформации [на-пример, Ранний..., 2005; Слабунов и др., 2006].

Авторы благодарны А. В. Антонову за высо-кокачественные изображения кристаллов цир-

кона в катодоллюминесценции и обратно-рассеянных электронах, а также Е. А. Селивановой и М. Ю. Глазуновой за помощь в минералогических исследованиях. Замечания Т. В. Каулиной и С. В. Мудрука после тщательного прочтения рукописи сделали ее более строгой и понятной.

Петрографическое изучение проведено согласно плану НИР ГИ КНЦ РАН (тема № 0231-2015-0004), а изотопные данные были получены при финансовой поддержке проекта РФФИ 16-05-01031А.

Литература

Балаганский В. В., Минц М. В., Дэйли Дж. С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPROBE / Ред. А. Ф. Морозов, Н. И. Павленкова. М.: Геос, 2006. С. 158–171.

Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

Березин А. В., Скублов С. Г., Марин Ю. Б., Мельник А. Е., Богомолов Е. С. Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // ДАН. 2013. Т. 448, № 1. С. 64–75. doi: 10.7868/S0869565213010180

Бибикова Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb циркононой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 227–244.

Бибикова Е. В., Самсонов А. В., Щипанский А. А., Богина М. М., Грачева Т. В., Макаров В. А. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 289–320.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В., Конилов А. Н., Кузенко Т. И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Глебовицкий В. А., Седова И. С., Ларионов А. Н., Бережная Н. Г. Изотопная периодизация магматических и метаморфических событий на рубеже архея и палеопротерозоя в Беломорском поясе, Фенноскандинавский щит // ДАН. 2017. Т. 476, № 4. С. 435–439. doi: 10.7868/S0869565217280179

Докукина К. А., Каулина Т. В., Конилов А. Н. Датирование реперных событий в истории докембрийских сложнодислоцированных комплексов (на примере Беломорской эклогитовой провинции) // ДАН. 2009. Т. 425, № 1. С. 83–88.

Докукина К. А., Баянова Т. Б., Каулина Т. В., Травин А. В., Минц М. В., Конилов А. Н., Серов П. А. Беломорская эклогитовая провинция: последовательность событий и возраст формирования маг-

матических и метаморфических пород ассоциации Гридино // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 10. С. 1335–1373.

Кислицын Р. В., Балаганский В. В., Манттари И. Возраст супракомплекса полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров, по результатам U-Pb датирования по циркону // Общие вопросы расчленения докембрия: Материалы III Всероссийского совещания (Апатиты, 13–17 июня 2000 г.). Апатиты, 2000. С. 103–106.

Морозова Л. Н. Геология, геохимия и возраст гранитоидов полигона Воче-Ламбина (Кольский полуостров): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты, 2012. 22 с.

Морозова Л. Н., Баянова Т. Б., Серов П. А. Основные этапы гранитообразования в архее северо-востока Балтийского щита (на примере полигона Воче-Ламбина) // Литосфера. 2011. № 6. С. 14–26.

Пожиленко В. И. Метагипербазиты Енско-Риколатвинской зоны северо-западного Беломорья // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987. С. 83–87.

Пожиленко В. И., Конилов А. Н., Ван К. В. Эклогиты северо-восточной части Ёнского сегмента Беломорья: новые данные // Труды Ферсмановской научной сессии. 2016. Вып. 13. С. 118–122.

Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Сидоров М. Ю., Щипанский А. А. Фазы углерода в УНР-эклогитах и эклогитовых породах Беломорской провинции: результаты исследований методом рамановской спектроскопии // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем: мат-лы междунар. науч. конф. и путеводитель науч. экскурсий (Петрозаводск, 29–31 мая 2017 г.). Петрозаводск, 2017. С. 224–228.

Скублов С. Г., Астафьев Б. Ю., Марин Ю. Б., Березин А. В., Мельник А. Е., Пресняков С. Л. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // ДАН. 2011. Т. 439, № 6. С. 795–802.

Слабунов А. И., Азимов П. Я., Глебовицкий В. А., Жанг Л., Кевлич В. И. Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // ДАН. 2016. Т. 467, № 1. С. 71–74. doi: 10.7868/S0869565216070239

Слабунов А. И., Володичев О. И., Скублов С. Г., Березин А. В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габбро-норитов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // ДАН. 2011. Т. 437, № 2. С. 238–242.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Балаганский В. В., Сорьонен-Вард П., Володичев О. И., Щипанский А. А., Светов С. А., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Степанов В. С. Архей

Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

Степанов В. С., Степанова А. В. Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 55–71.

Травин В. В., Козлова Н. Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2005. Т. 405, № 3. С. 376–380.

Травин В. В., Степанов В. С., Докукина К. А. Характеристика и условия образования тектонотропа острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 40–49.

Чащин В. В., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Кислогубская свита верхнеархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров, Россия): стратотипический разрез и U-Pb возраст // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 3–15.

Щипанский А. А., Ходоревская Л. И., Конилов А. Н., Слабунов А. И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика. 2012а. Т. 53, № 1. С. 3–29.

Щипанский А. А., Ходоревская Л. И., Слабунов А. И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012б. Т. 53, № 3. С. 341–364.

Babarina I. I., Sibelev O. S. Deformation events in the Gridino zone, Belomorian Province, Fennoscandian Shield: relationships between mafic dike swarms and eclogite-bearing mélange // Int. Geol. Rev. 2015. Vol. 57, no. 11–12. P. 1607–1618. doi: 10.1080/00206814.2014.971079

Balagansky V. V., Kozlova N. Ye. A short outline of the main structural features of archaean rocks in the Shirokaya Salma area, the Kola Peninsula / Ed. F. P. Mitrofanov. Apatity: Kola Science Center RAS, 1992. 9 p.

Balagansky V. V., Shchipansky A. A., Slabunov A. I., Gorbunov I. A., Mudruk S. V., Sidorov M. Yu., Azimov P. Ya., Egorova S. V., Stepanova A. V., Voloshin A. V. Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crustal architecture, timing, and tectonic implications // Int. Geol. Rev. 2015. Vol. 57, no. 11–12. P. 1541–1563. doi: 10.1080/00206814.2014.958578

Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity: KSC RAS, 1992. P. 13–34.

Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. Vol. 200, no. 1–2. P. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7

Corfu F., Hancher J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Rev. Mineral. Geochem. 2003. Vol. 53, no. 1. P. 469–500. doi: 10.2113/0530469

Fossen H. Structural Geology. New York: Cambridge University Press, 2010. 480 p.

Glassley W. E., Korstgård J. A., Sørensen K., Platon S. W. A new UHP metamorphic complex in the ~1.8 Ga Nagssugtoqidian Orogen of West Greenland // Am. Mineral. 2014. Vol. 99. P. 1315–1334. doi: 10.2138/am.2014.4726

Konilov A. N., Schipansky A. A., Mints M. V., Dokukina K. A., Kaulina T. V., Bayanova T. B., Natapov L. M., Belousova E. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of mesoarchean oceanic crust // Ultrahigh-Pressure Metamorphism 25 Years after the discovery of coesite and diamond / Eds. L. F. Dobrzhinetskaya, S. W. Faryad, S. Wallis, S. Cuthbert. Amsterdam; Boston: Elsevier, 2011. P. 623–664. doi: 10.1016/B978-0-12-385144-4.00018-7

Kröner A., Jaeckel P. Precise dating of granitoids by single zircon geochronology: a nightmare! // US Geological Survey Circular. 1994. Iss. 1107. 181 p.

Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Geological Society, London, Memoirs. 2004. Vol. 30. P. 69–74. doi: 10.1144/gsl.mem.2004.030.01.07

Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // Precambrian Res. 2015. Vol. 268. P. 74–96. doi: 10.1016/j.precamres.2015.07.009

Miao L., Zhang F., Liu D., Shi Y., Xie H. Zircon SHRIMP U-Pb dating for gabbro at Chaotiehe in the Haicheng area, eastern Liaoning // Chin. Sci. Bull. 2010. Vol. 55, no. 4–5. P. 403–410. doi: 10.1007/s11434-009-0404-z

Mints M. M., Belousova E. A., Konilov A. N., Natapov L. M., Shchipansky A. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Dokukina K. A., Kaulina T. V. Mesoarchean Subduction Processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. 2010. Vol. 38, no. 8. P. 739–781. doi: 10.1130/G31219.1

O'Connor J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 1965. 525B. P. 79–84.

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. Vol. 26. P. 207–221. doi: 10.1016/0012-821x(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planetary Science Letters. 1977. Vol. 36, no. 3. P. 359–362. doi: 10.1016/0012-821x(77)90060-7

Streckeisen A. To each plutonic rock its proper name // Earth-Sci. Rev. 1976. Vol. 12. P. 1–33.

Vernon R. H., Clarke G. L. Principles of Metamorphic Petrology. New York: Cambridge University Press, 2008. 446 p.

Villaseca C., Orejana D., Belousova E., Armstrong R. A., Pérez-Soba C., Jeffries T. E. U-Pb isotopic ages and Hf isotope composition of zircons in Variscan gabbros from central Spain: evidence of variable crustal contamination // *Mineral. Petrol.* 2011. Vol. 101, no. 3–4. P. 151–167. doi: 10.1007/s00710-010-0142-6

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J. C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses // *Geostandards Newsletter.* 1995. Vol. 19, no 1. P. 1–23. doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

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

Yu H. L., Zhang L. F., Wei C. J., Li X. L., Guo J. H. Age and P-T conditions of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia // *J. Metamorph. Geol.* 2017. Vol. 35, no. 8. P. 855–869. doi: 10.1111/jmg.12258

Поступила в редакцию 28.02.2018

References

Balaganskii V. V., Mints M. V., Daly J. S. Paleoproterozoiskii Laplandsko-Kol'skii orogen [The Palaeoproterozoic Lapland-Kola orogen]. *Stroenie i dinamika litosfery Vostochnoi Evropy: rezul'taty issledovaniy po programmam EUROPROBE* [Structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. Results of the studies under the EUROPROBE Program]. Moscow: Geos, 2006. P. 158–171.

Bayanova T. B. Vozrast reперnykh geologicheskikh kompleksov Kol'skogo regiona i dlitel'nost' protsessov magmatizma [Age of key geologic complexes of the Kola Region and duration of magmatic processes]. St. Petersburg: Nauka, 2004. 174 p.

Berezin A. V., Skublov S. G., Marin Yu. B., Mel'nik A. E., Bogomolov E. S. Novoe proyavlenie eklogitov v Belomorskom podvizhnom poyase: geologiya, usloviya metamorfizma i izotopnyi vozrast [New occurrence of eclogite in the Belomorian mobile belt: Geology, metamorphic conditions, and isotope age]. *DAN* [Dokl. Earth Sciences], 2013. Vol. 448, no. 1. P. 43–53. doi: 10.1134/S1028334X13010029

Bibikova E. V., Bogdanova S. V., Glebovitskii V. A., Claesson S., Skiöld T. Etapy evolyutsii Belomorskogo podvizhnogo poyasa po dannym U-Pb tsirkonovoi geokhronologii (ionnyi mikrozonod NORDSIM) [Evolution of the Belomorian belt: NORDSIM U-Pb Zircon dating of the Chupa paragneisses, magmatism, and metamorphic stages]. *Petrology.* 2004. Vol. 12, no. 3. P. 195–210.

Bibikova E. V., Samsonov A. V., Shchipanskii A. A., Bogina M. M., Gracheva T. V., Makarov V. A. Khizovaarskaya struktura Severo-Karel'skogo zelenokamennogo poyasa kak akkretirovannaya ostrovnaya duga pozdnego arkhaya: izotopno-geokhronologicheskie i petrologicheskie dannye [The Hisovaara structure in the northern Karelian greenstone belt as a late Archean accreted Island arc: Isotopic geochronological and petrological evidence]. *Petrology.* 2003. Vol. 11, no. 3. P. 289–320.

Chashchin V. V., Bayanova T. B., Levkovich N. V. Kislogubskaya svita verkhnearkheiskogo Tersko-Allarechenskogo zelenokamennogo poyasa (Kol'skii poluostrov, Rossiya): stratotipicheskii razrez i U-Pb vozrast [The Kislaya Guba Formation of the Late Archean Terskii-Allarechensk greenstone belt (Kola Peninsula, Russia): Stratotype and U-Pb age]. *Stratigraphy and Geological Correlation.* 2004. Vol. 12, no. 6. P. 541–552.

Dokukina K. A., Kaulina T. V., Konilov A. N. Datirovanie reперnykh sobytii v istorii dokembriiskikh slozh-

nodslotsirovannykh kompleksov (na primere Belomorskoi eklogitovoi provintsii) [Dating of key events in the Precambrian polystage complexes: An example from Archaean Belomorian Eclogite Province, Russia]. *DAN* [Dokl. Earth Sciences], 2009. Vol. 425, no. 1. P. 296–301. doi: 10.1134/s1028334x09020275

Dokukina K. A., Bayanova T. B., Kaulina T. V., Travin A. V., Mints M. V., Konilov A. N., Serov P. A. Belomorskaya eklogitovaya provintsia: posledovatel'nost' sobytii i vozrast formirovaniya magmaticheskikh i metamorficheskikh porod assotsiatsii Gridino [The Belomorian eclogite province: Sequence of events and age of the igneous and metamorphic rocks of the Gridino association]. *Russian Geology and Geophysics.* 2012. Vol. 53, no. 10. P. 1023–1054. doi: 10.1016/j.rgg.2012.08.006

Glebovitskii V. A., Sedova I. S., Larionov A. N., Berezhnaya N. G. Izotopnaya periodizatsiya magmaticheskikh i metamorficheskikh sobytii na rubezhe arkhaya i paleoproterozoya v Belomorskom poyase, Fennoskandinavskii shchit [An isotopic timing of the magmatic and metamorphic events at the turn of the Archaean and Proterozoic within the Belomorian Belt, Fennoscandinavian Shield]. *DAN* [Dokl. Earth Sciences], 2017. Vol. 476, no. 2. P. 1143–1146. doi: 10.1134/S1028334X1710004X

Kislitsyn R. V., Balaganskii V. V., Manttari I. Vozrast suprakompleksa poligona Voche-Lambina, Kol'skii poluostrov, po rezul'tatam U-Pb datirovaniya po tsirkonu [Age of the supracrustal complex of the Voche-Lambina study area, Kola Peninsula, according to results of a U-Pb zircon dating]. *Obshchie voprosy raschleneniya dokembriya: materialy III Vseross. Soveshch. (Apatity, 13–17 iyunya 2000 g.)* [General issues of Precambrian subdivision: Proceed. of the III all-Russ. conf. (Apatity, June 13–17, 2000)]. Apatity, 2000. P. 103–105.

Morozova L. N. Geologiya, geokhimiya i vozrast granitoidov poligona Voche-Lambina (Kol'skii poluostrov) [Geology, geochemistry and age of granitoid rocks in the Voche-Lambina area (Kola Peninsula)]: Summary of PhD (Cand. of Geol.-Min.) thesis. Apatity, 2002. 22 p.

Morozova L. N., Bayanova T. B., Serov P. A. Osnovnye etapy granitoobrazovaniya v arkhayevostoka Baltiiskogo shchita (na primere poligona Voche-Lambina) [Main stages of the formation of granitic rocks in the Archaean, northeastern Baltic shield (an example from the Voche-Lambina area)]. *Litosfera* [Litosphere]. 2011. No. 6. P. 14–26.

Pozhilenko V. I. Metagiperbazity Yonsko-Rikolatvin-skoi zony severo-zapadnogo Belomor'ya [Metahyperbasites of the Yona-Rikolatva area of the Belomorian province]. *Bazit-giperbazitovyi magmatizm glavnykh strukturno-formatsionnykh zon Kol'skogo poluostrova* [Mafic and ultramafic magmatism of the main structural-formational zones of the Kola Peninsula]. Apatity: Kol. fil. AN SSSR, 1987. P. 83–87.

Pozhilenko V. I., Konilov A. N., Van K. V. Eklogity severo-vostochnoi chasti Enskogo segmenta Belomor'ya: novye dannye [Eclogites of the northeastern Yona segment of the Belomorian province: new data]. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii* [Proceed. of the Fersman Scientific Session]. 2016. Vol. 13. P. 118–122.

Rannii dokembrii Baltiiskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic Shield]. St. Petersburg: Nauka, 2005. 711 p.

Shchipanskii A. A., Khodorevskaya L. I., Konilov A. N., Slabunov A. I. Eklogity Belomorskogo poyasa (Kol'skii poluostrov): geologiya i petrologiya [Eclogites from the Belomorian Mobile Belt (Kola Peninsula): Geology and petrology]. *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2012a. Vol. 53, no. 1. P. 1–21. doi: 10.1016/j.rgg.2011.12.001

Shchipanskii A. A., Khodorevskaya L. I., Slabunov A. I. Geokhimiya i izotopnyi vozrast eklogitov belomorskogo poyasa (Kol'skii poluostrov): svidetel'stvo o subdutsirovavshei arkheiskoi okeanicheskoi kore [The geochemistry and isotopic age of eclogites from the Belomorian Belt (Kola Peninsula): Evidence for subducted Archean oceanic crust]. *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2012b. Vol. 53, no. 3. P. 262–280. doi: 10.1016/j.rgg.2012.02.004

Sidorov M. Yu., Shchipanskii A. A. Fazy ugleroda v UHP eklogitakh i eklogitovykh porodakh Belomorskoj provintsii: rezul'taty issledovaniy metodom ramanovskoi spektroskopii [Carbon mineral phases in UHP eclogites and eclogitic rocks of the Belomorian province: results of a Raman spectroscopy study]. *Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoem: mat-ly mezhdunar. nauch. konf. i putevoditel' nauch. ekskursii (Petrozavodsk, 29–31 maya 2017 g.)* [Early Precambrian vs Modern geodynamics: Extended abstracts and field trip guide book. (Petrozavodsk, May 29–31, 2017)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2017. P. 125–128.

Skublov S. G., Astaf'ev B. Yu., Marin Yu. B., Berezin A. V., Mel'nik A. E., Presnyakov S. L. New data on the age of eclogites from the Belomorian mobile belt at Gridino settlement area. *DAN* [Dokl. Earth Sciences]. 2011. Vol. 439, no. 2. P. 1163–1170. doi: 10.1134/S1028334X11080290

Slabunov A. I. Geologiya i geodinamika arheiskikh podvizhnykh poyasov (na primere Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita) [Geology and geodynamics of the Archean mobile belts (case of the Belomorian province of the Fennoscandian Shield)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2008. 296 p.

Slabunov A. I., Kevlich V. I., Azimov P. Y., Glebovitskii V. A., Zhang L. Archaean and palaeoproterozoic migmatizations in the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Petrology, geochronology, and geodynamic

settings. *DAN* [Dokl. Earth Sciences]. 2016. Vol. 467, no. 1. P. 259–263.

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balaganskii V. V., Sorjonen-Ward P., Volodichev O. I., Shchipanskii A. A., Svetov S. A., Cherkulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. Arkhei Baltiiskogo shchita: geologiya, geokhronologiya, geodinamicheskie obstanovki [The Archean of the Baltic Shield: Geology, geochronology, and geodynamic settings]. *Geotectonica* [Geotectonics]. 2006. Vol. 40, no. 6. P. 409–433. doi: 10.1134/S001685210606001X

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Skublov S. G., Berezin A. V. Glavnye stadii formirovaniya paleoproterozoi-skikh eklogitirovannykh gabbro-noritov po rezul'tatam U-Pb (SHRIMP) datirovaniya tsirkonov i izucheniya ikh genezisa [Main stages of the formation of paleoproterozoic eclogitized gabbro-norite: Evidence from U-Pb (SHRIMP) dating of zircons and study of their genesis]. *DAN* [Dokl. Earth Sciences]. 2011. Vol. 437, no. 1. P. 396–400. doi: 10.1134/S1028334X11030202

Stepanov V. S., Stepanova A. V. Rannie paleoproterozoi-skie metagabbro raiona s. Gridino (Belomorskii podvizhnyi poyas) [Early Paleoproterozoic metagabbro of the Gridino area (Belomorian province)]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Iss. 9. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2006. P. 55–71.

Travin V. V., Kozlova N. E. Lokal'nye sdvigovye deformatsii kak prichina eklogitizatsii (na primere struktur Gridinskoi zony melanzha, Belomorskii podvizhnyi poyas) [Local shear deformations as a cause of eclogitization: Evidence from the Gridino melange zone, Belomorian Mobile Belt]. *DAN* [Dokl. Earth Sciences]. 2005. Vol. 405A, no. 9. P. 1275–1278.

Travin V. V., Stepanov V. S., Dokukina K. A. Harakteristika i usloviya obrazovaniya tektonitov ostrova Izbnya Luda (raion sela Gridino, severo-zapadnoe Belomor'e) [Description and conditions of the formation of tectonites in the Izbnya Luda island area (Gridino area, northwestern Belomorian province)]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Iss. 8. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. P. 40–49.

Volodichev O. A., Slabunov A. I., Bibikova E. V., Konilov A. N., Kuzenko T. I. Arkheiskie eklogity Belomorskogo podvizhnogo poyasa, Baltiiskii shchit [Archean eclogites in the Belomorian mobile belt, Baltic Shield]. *Petrology*. 2004. Vol. 12, no. 6. P. 540–560.

Babarina I. I., Sibelev O. S. Deformation events in the Gridino zone, Belomorian Province, Fennoscandian Shield: relationships between mafic dike swarms and eclogite-bearing mélange. *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57, no. 11–12. P. 1607–1618. doi: 10.1080/00206814.2014.971079

Balagansky V. V., Kozlova N. Ye. A short outline of the main structural features of archaean rocks in the Shirokaya Salma area, the Kola Peninsula. Apatity: KSC RAS, 1992. 9 p.

Balagansky V. V., Shchipansky A. A., Slabunov A. I., Gorbunov I. A., Mudruk S. V., Sidorov M. Yu., Azimov P. Ya., Egorova S. V., Stepanova A. V., Voloshin A. V. Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crust-

al architecture, timing, and tectonic implications. *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57, no. 11–12 P. 1541–1563. doi: 10.1080/00206814.2014.958578

Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula. *Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland*. Apatity: KSC RAS, 1992. P. 13–34.

Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol.* 2003. Vol. 200, no. 1–2. P. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7

Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of zircon textures. *RiMG*. 2003. Vol. 53, no. 1. P. 469–500. doi: 10.2113/0530469

Fossen H. *Structural Geology*. New York: Cambridge University Press, 2010. 480 p.

Glassley W. E., Korstgård J. A., Sørensen K., Platon S. W. A new UHP metamorphic complex in the ~1.8 Ga Nagssugtoqidian Orogen of West Greenland. *Am. Min.* 2014. Vol. 99. P. 1315–1334. doi: 10.2138/am.2014.4726

Konilov A. N., Schipansky A. A., Mints M. V., Dokukina K. A., Kaulina T. V., Bayanova T. B., Natapov L. M., Belousova E. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of mesoarchean oceanic crust. *Ultrahigh-Pressure Metamorphism 25 Years after the discovery of coesite and diamond*. Amsterdam; Boston: Elsevier, 2011. P. 623–664. doi: 10.1016/B978-0-12-385144-4.00018-7

Kröner A., Jaeckel P. Precise dating of granitoids by single zircon geochronology: a nightmare! *US Geological Survey Circular*. 1994. Iss. 1107. 181 p.

Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Geological Society, London, Memoirs. 2004. Vol. 30. P. 69–74. doi: 10.1144/gsl.mem.2004.030.01.07

Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia. *Precambrian Res.* 2015. Vol. 268. P. 74–96. doi: 10.1016/j.precamres.2015.07.009

Miao L., Zhang F., Liu D., Shi Y., Xie H. Zircon SHRIMP U-Pb dating for gabbro at Chaotiehe

in the Haicheng area, eastern Liaoning. *Chin. Sci. Bull.* 2010. Vol. 55, no. 4–5. P. 403–410. doi: 10.1007/s11434-009-0404-z

Mints M. M., Belousova E. A., Konilov A. N., Natapov L. M., Shchipansky A. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Dokukina K. A., Kaulina T. V. Mesoarchean Subduction Processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*. 2010. Vol. 38, no. 8. P. 739–781. doi: 10.1130/G31219.1

O'Connor J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.* 1965. No. 525B. P. 79–84.

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *EPSL*. 1975. Vol. 26. P. 207–221. doi: 10.1016/0012-821x(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *EPSL*. 1977. Vol. 36, no. 3. P. 359–362. doi: 10.1016/0012-821x(77)90060-7

Streckeisen A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 1976. Vol. 12. P. 1–33.

Vernon R. H., Clarke G. L. *Principles of Metamorphic Petrology*. New York: Cambridge University Press, 2008. 446 p.

Villaseca C., Orejana D., Belousova E., Armstrong R. A., Pérez-Soba C., Jeffries T. E. U-Pb isotopic ages and Hf isotope composition of zircons in Variscan gabbros from central Spain: evidence of variable crustal contamination. *Mineral. Petrol.* 2011. Vol. 101, no. 3–4. P. 151–167. doi: 10.1007/s00710-010-0142-6

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J. C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses. *Geostandards Newsletter*. 1995. Vol. 19, no. 1. P. 1–23. doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology Special Publication*. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Yu H. L., Zhang L. F., Wei C. J., Li X. L., Guo J. H. Age and P-T conditions of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia. *J. Metamorph. Geol.* 2017. Vol. 35, no. 8. P. 855–869. doi: 10.1111/jmg.12258

Received February 28, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Картушинская Татьяна Владимировна

инженер 1-й категории
Геологический институт – обособленное подразделение
Федерального государственного бюджетного учреждения
науки Федерального исследовательского центра
«Кольский научный центр Российской академии наук»
(ГИ КНЦ РАН)
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., Россия,
184209
эл. почта: tanja_1992@mail.ru

CONTRIBUTORS:

Kartushinskaya, Tat'yana

Geological Institute, Kola Science Centre,
Russian Academy of Sciences (GI KSC RAS)
14 Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia
e-mail: tanja_1992@mail.ru

Балаганский Виктор Валентинович

ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.
Геологический институт – обособленное подразделение
Федерального государственного бюджетного учреждения
науки Федерального исследовательского центра
«Кольский научный центр Российской академии наук»
(ГИ КНЦ РАН)
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., Россия,
184209

профессор каф. геологии и полезных ископаемых
Мурманский государственный технический университет,
Апатитский филиал
Академгородок, 50а, Апатиты, Мурманская обл., Россия,
184209
эл. почта: balagan@geoksc.apatity.ru

Горбунов Илья Александрович

младший научный сотрудник
Геологический институт – обособленное подразделение
Федерального государственного бюджетного учреждения
науки Федерального исследовательского центра
«Кольский научный центр Российской академии наук»
(ГИ КНЦ РАН)
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., Россия,
184209
эл. почта: gorbunov51@yandex.ru

Ларионов Александр Николаевич

старший научный сотрудник
Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского
Средний пр. В. О., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106
эл. почта: alexander_larionov@vsegei.ru

Львов Павел Алексеевич

научный сотрудник
Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского
Средний пр. В. О., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106
старший лаборант
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: Pavel_Lvov@vsegei.ru

Balagansky, Viktor

Geological Institute, Kola Science Centre,
Russian Academy of Sciences (GI KSC RAS)
14 Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia
Murmansk State Technical University, Apatity Branch
50a Academgorodok, 184209 Apatity, Murmansk Region,
Russia
e-mail: balagan@geoksc.apatity.ru

Gorbunov, Il'ya

Geological Institute, Kola Science Centre,
Russian Academy of Sciences (GI KSC RAS)
14 Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia
e-mail: gorbunov51@yandex.ru

Larionov, Alexander

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute
74 Sredniy Pr., 199106 St. Petersburg, Russia
e-mail: alexander_larionov@vsegei.ru

L'vov, Pavel

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute
74 Sredniy Pr., 199106 St. Petersburg, Russia
Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: Pavel_Lvov@vsegei.ru

УДК 552:552.163:552.18:552.4 (470.22)

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОНЬГОМНАВОЛОКСКОГО ГРАНУЛИТ-ЭНДЕРБИТ-ЧАРНОКИТОВОГО КОМПЛЕКСА БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Н. Е. Король

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

Рассмотрены и впервые выделены и обобщены геолого-петрологические и минералогические особенности полиэтапной метаморфической эволюции пород Поньгомнаволоцкого гранулит-эндербит-чарнокитового (ГЭЧ) комплекса Беломорского подвижного пояса. В состав ГЭЧ-комплекса входят два интрузивных массива, внедрение которых произошло в РТ-условиях гранулитовой фации метаморфизма. Досконально исследован первый Поньгомнаволоцкий массив эндербитов – чарнокитоидов (2728 Ma) с ксенолитами и реликтовыми участками основных гранулитов – двупироксен-плагиоклазовых и двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Выделяются два гранулитовых этапа с последующим этапом диафтореза. Исследованы, установлены и проанализированы последовательность, типы и характер метаморфических и метасоматических процессов, РТ-параметры (Т_РF, Т_РWQ), характеризующие становление и преобразование парагенезисов основных гранулитов и эндербитов – чарнокитоидов в условиях гранулитовой фации метаморфизма на I и их позднюю изофациальную перекристаллизацию на II этапе метаморфической эволюции ГЭЧ-комплекса. Детальное изучение габброидов – габбро-диоритов – двупироксеновых кварцевых диоритов – гранодиоритов второго Поньгомнаволоцкого массива показало, что данные образования отличаются от одноименных средних-кислых пород первого массива по геологическим, петрологическим и геохронологическим (2416 Ma) данным, а также существованием одного гранулитового этапа в метаморфической эволюции. В изученных разновидностях пород этого массива не обнаружены проявления процессов изофациального реметаморфизма, характеризующего второй этап, но зафиксированы последующие диафторические изменения, проявленные достаточно интенсивно. На данной стадии исследований очевидно, что принадлежность обоих массивов к единому ГЭЧ-комплексу требует дополнительного изучения, осмысления и обоснования.

Ключевые слова: метаморфизм; гранулитовая фация; парагенезис; термометрия; диафторез.

N. E. Korol. METAMORPHIC EVOLUTION OF THE PONGOMNAVOLOK GRANULITE-ENDERBITE-CHARNOCKITE COMPLEX, BELOMORIAN MOBILE BELT

The geological, petrological and mineralogical characteristics of the multi-stage metamorphic evolution of rocks in the Pongomnavolok granulite-enderbite-charnockite (GEC) complex of the Belomorian mobile belt are discussed and the first attempt to identify and generalize them is made. The GEC complex consists of two intrusive massifs,

which intruded under granulite-facies PT-conditions. The first (2728 Ma) Pongomnavolok enderbite-charnockitoid massif with xenoliths and relict mafic granulite – bipyroxene-amphibole crystalline schist units was studied in detail. Two granulite stages, followed by a diaphthoresis stage, are distinguished. The sequence, types and patterns of metamorphic and metasomatic processes and PT-parameters (TPF, TWQ) characterizing the formation and transformation of the parageneses of mafic granulites and enderbite-charnockitoids under granulite-facies conditions at stage I and their late isofacies recrystallization at stage II of the metamorphic evolution of the GEC complex were studied and analyzed. The detailed study of gabbroids-gabbro-diorites-bipyroxene quartz diorites-granodiorites from the second Pongomnavolok massif showed that they differ from the homonymous intermediate-felsic rocks of massif I in that there is one granulite stage in their metamorphic evolution, as shown by geological, petrological and geochronological (2416 Ma) data. The rock varieties of this massif displayed no signs of isofacies remetamorphism characteristic of stage II, but more recent intensive diaphthoretic alterations have been revealed. At this stage of the study, it is obvious that further investigation, re-thinking and substantiation are needed to prove that both massifs belong to the same GEC complex.

Key words: metamorphism; granulite facies; paragenesis; thermobarometry; diaphthoresis.

Введение

Архейские гранулит-эндербит-чарнокитовые (ГЭЧ) комплексы: Нотозерский (оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро), Керчугский (оз. Керчуг), Вичанский (п-ова Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть) и Поньгомнаволоокский (п-ов Поньгомнаволоок губы Поньгомы Белого моря) расположены (рис. 1) в пределах Западно-Беломорского (ЗБД) и Восточно-Беломорского (ВБД) доменов Беломорского подвижного пояса (БПП). Поньгомнаволоокский ГЭЧ-комплекс находится практически на границе зоны сочленения обоих доменов. Установлено, что ЗБД и ВБД различаются геодинамическими обстановками и типами P-T-t трендов [Volodichev, 2014]. Спецификой metamorphic эволюции ГЭЧ-комплексов является умереннобарический гранулитовый метаморфизм с последующим, наложенным, высокобарическим – кианитовой (амфиболитовой) фации, связанным с широко проявленным коллизионным этапом развития БПП.

Район губы Поньгомы Белого моря (рис. 1) сложен глубокометаморфизованными беломорскими образованиями – различными амфиболитами и гнейсами, эклогитоподобными (Grt-Cpx-Pl)¹ породами, испытавшими интенсивные процессы мигматизации и метасоматоза. Здесь О. И. Володичевым [1975] впервые

для БПП была выделена фация двупироксеновых гнейсов (гранулитовая) умеренных давлений в качестве наиболее раннего (домигматитового) периода metamorphic эволюции беломорских образований.

Полуостров Поньгомнаволоок расположен в южной части губы Поньгомы Белого моря и известен в своей геологической истории развитием гиперстенсодержащих пород. Впервые о присутствии здесь массива гиперстеновых диоритов сообщил Н. Г. Судовиков [1937], эти породы изучались К. А. Шуркиным [1964], В. С. Степановым и А. И. Слабуновым [1994], Т. Ф. Зингер с коллегами [Zinger et al., 1996] и другими. На территории полуострова всеми исследователями выделяются два разновозрастных интрузивных массива – ранний и более поздний (рис. 2).

Первый интрузивный массив сложен эндербитами: ортопироксеновыми ± двупироксеновыми диоритами – кварцевыми диоритами нормального и субщелочного ряда – тоналитами-плагиогранитами – чарнокитоидами известково-щелочной серии (табл. 1). Среди последних разновидностей пород распространены преимущественно чарнокиты (ортопироксеновые граниты), редко чарноэндербиты (двупироксеновые гранодиориты), очень редко щелочнополевошпатовые чарнокиты (двупи-

¹ Символы минералов по Kretz [1983] с добавлениями: Ab – альбит, Ac – акмит, Amp – амфибол, An – анортит, And – андалузит, Aug – авгит, Anz – андезин, Bt – биотит, Ca-Ts – молекула чермака, Cpx – моноклинный пироксен, Di – диопсид, Ed – эденит, Ep – энстатит, Fe-Ed – ферроэденит, Fe-Prg – ферропаргасит, Fe-Ts – феррочермакит, Fs – ферросилит, Grt – гранат, Hbl – обыкновенная роговая обманка, Hd – ге-

денбергит, Hs – гастингсит, Jd – жадеит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ky – кианит, Lbr – лабрадор, Mag – магнетит, Mg-Hs – магнезиогастингсит, Mg-Sdg – магнезиосаданагаит, Olg – олигоклаз, Орх – ромбический пироксен, Or – ортоклаз, Pgt – пижонит, Pl – плагиоклаз, Prg – паргасит, Px – пироксен, Qtz – кварц, Sdg – саданагаит, Sil – силлиманит, Ti-Mag – титаномагнетит, Ts – чермакит, Wo – волластонит.

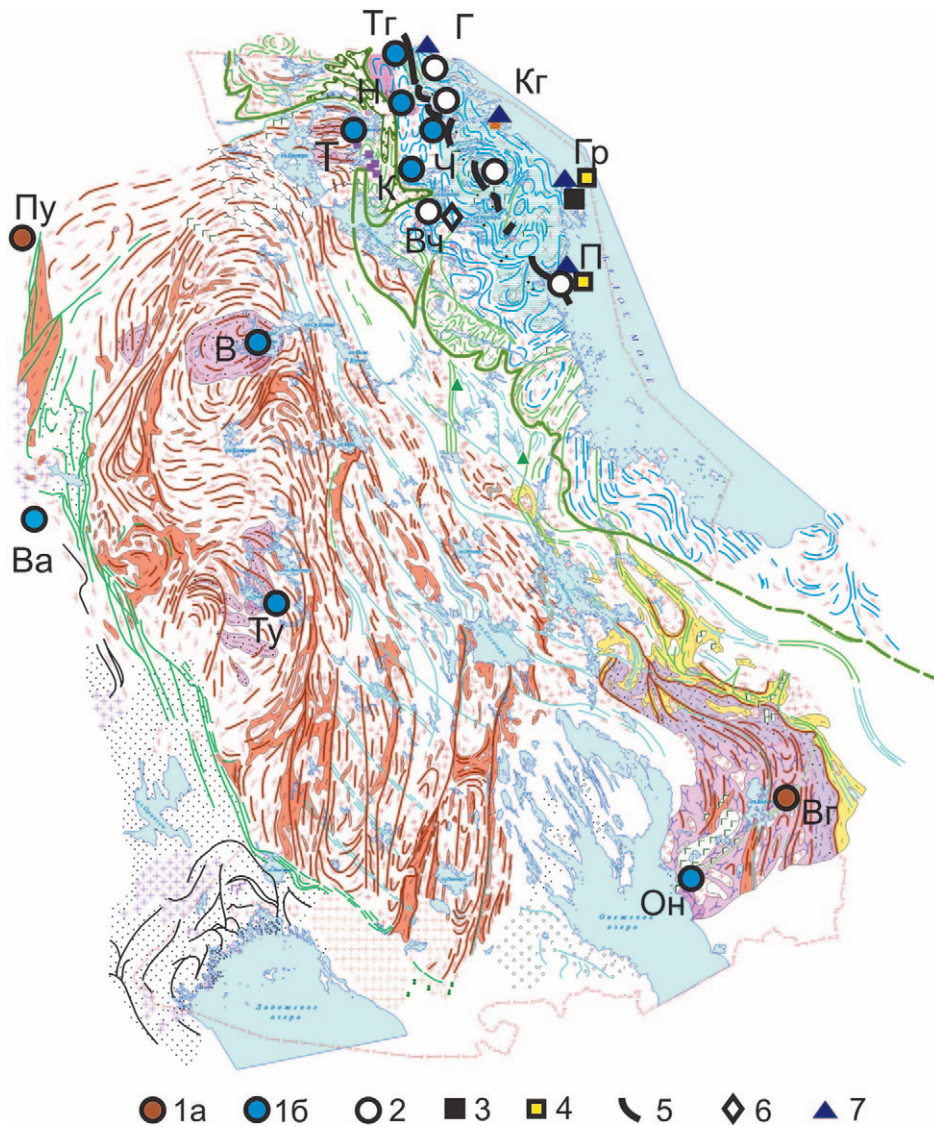


Рис. 1. Гранулитовые и эклогитовые комплексы Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса на «Карте метаморфизма и транспрессиональной тектоники докембрия Карелии и сопредельных территорий», м-ба 1:1000000, составленной О. И. Володичевым в 2001 году [Володичев и др., 2011]:

1–6 – архейские: 1–4 – доколлизийные: 1 – ареального типа (1а – 3,15–3,10 млрд лет, Пудасъярвинский (Пу) и Выг (Вг) комплексы, 16 – 2,78–2,63 млрд лет, Варпайсъярви (Ва), Вокнаволок (В), Тулос (Ту), Онежский (Он), Тикшозеро (Т), Нотозеро (Н), Тупая губа (Тг), Керчуг (К), Чупа (Ч)); 2 – в супракрустальных немигматизированных породах (метавулканисты Вичан – (Вч), «сухие» чупинские гранат-биотитовые гнейсы (Ч), Поньгома (П), включая Поньгомнаволок, и др.); 3 – эклогиты Гридино (Гр); 4 – эндербиты в зонах меланжа (Поньгома, Гридино); 5–6 – периода архейской коллизии: 5 – кyanит-ортоклазовая фация (Поньгома, Тупая губа); 6 – кyanит-гиперстеновая фация (Вичаны). 7 – палеопротерозойские эклогиты по дайкам (Гридино, Красная губа (Кг), Горелый (Г), губа Поньгома)

Fig. 1. Granulite and eclogite complexes of the Karelian Craton and the Belomorian mobile belt on the "Map of Precambrian metamorphism and transpression tectonics in Karelia and adjacent territories" (1:1000 000 scale) compiled by O. I. Volodichev in 2001 [Volodichev et al., 2011]:

1–6 – Archean: 1–4 – pre-collisional: 1 – areal-type: 1a – 3.15–3.10 Ga, Pudasjarvi (Пу) and Vyg (Вг) complexes; 16 – 2.78–2.63 Ga, Varpaisjarvi (Ва), Voknavolok (В), Tulos (Ту), Onega (Он), Tikshozero (Т), Notozero (Н), Tupaya Guba (Тг), Kerchug (К), Chupa (Ч); 2 – in supracrustal non-migmatized rocks (Vichany metavolcanics – (Вч), «dry» Chupa garnet-biotite gneisses (Ч), Pongoma (П), including Pongomnavolok, etc.); 3 – Gridino eclogites (Гр); 4 – enderbites in mélangé zones (Pongoma, Gridino); 5–6 – Archean collision period: 5 – kyanite-orthoclase facies (Pongoma, Tupaya Guba); 6 – kyanite-hypersthene facies (Vichany); 7 – Paleoproterozoic eclogites after dykes (Gridino, Krasnaya Guba (Кг), Gorely (Г), Guba Pongoma).

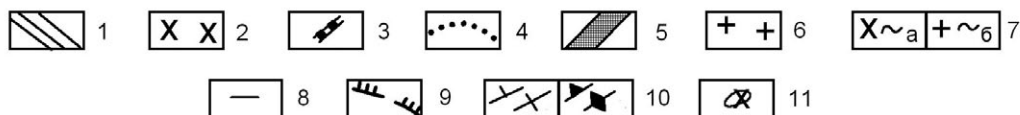
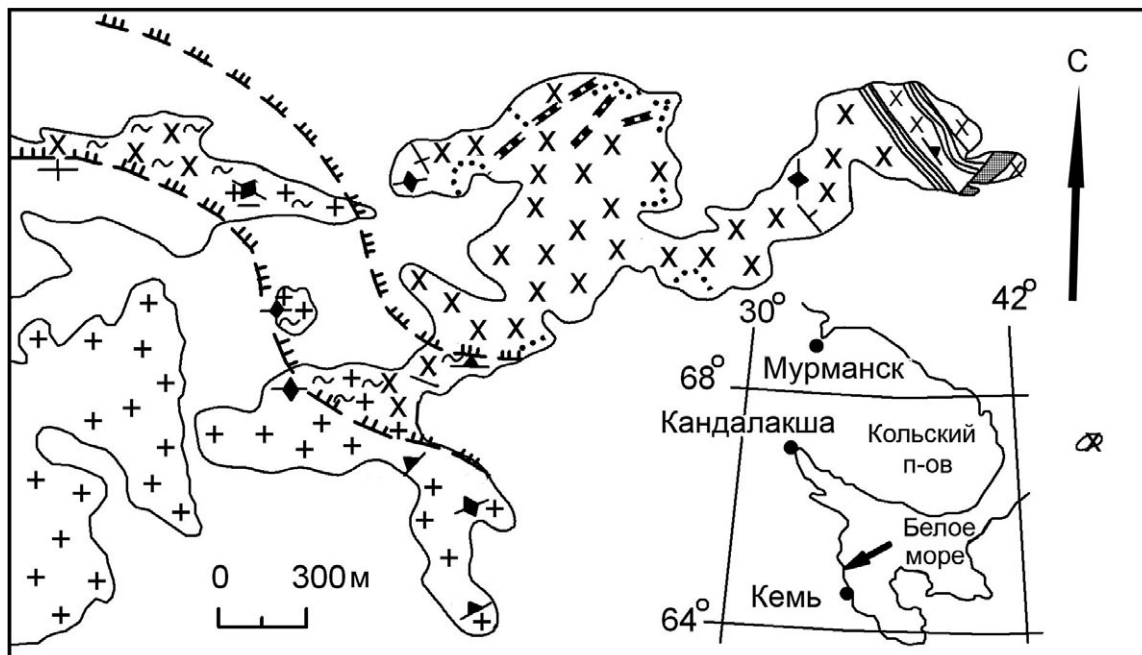


Рис. 2. Геологическая схема первого и второго Поньгомнаволоцких массивов. Сост. Н. Е. Король на основе «Геологической карты массива гиперстеновых диоритов п-ова Поньгомнаволоок Белого моря» [Zinger et al., 1996]:

1 – основные гранулиты; 2 – эндербиты-чарнокитоиды первого Поньгомнаволоцкого массива; 3 – дайки метабазитов архейского возраста; 4 – пегматиты с ортопироксеном и аплиты; 5 – дайки метабазитов протерозойского возраста; 6 – габброиды – габбро-диориты – (±) пироксеновые кварцевые диориты – гранодиориты второго Поньгомнаволоцкого массива; 7 – дайки габбро-диабазов в приконтактной зоне первого (а) и второго (б) массивов; 8 – тектонические контакты (shear-zone); 9 – границы тектонической зоны; 10 – гнейсовидность; 11 – о. Малая Луда

Fig. 2. Geological scheme of the first and second Pongomna massifs compiled by N. E. Korol on the basis of the “Geological map of a hypersthene diorite massif on Pongomnavolok Peninsula, White Sea” [Zinger et al., 1996]:

1 – mafic granulites; 2 – enderbites-charnockitoids of the first Pongomnavolok massif; 3 – metabasic rock dykes of the Archean age; 4 – pegmatites with orthopyroxene and apfites; 5 – Proterozoic metabasic rock dykes; 6 – gabbroic rocks – gabbro-diorites – (±) pyroxene quartz diorites – granodiorites of the second Pongomnavolok massif; 7 – gabbro-diorite dykes in the near-contact zone of the first (a) and second (b) massifs; 8 – tectonic contacts (shear-zone); 9 – tectonic zone boundaries; 10 – gneissosity; 11 – Malaya Luda Island

роксеновые субщелочные двуполевошпатовые граниты). Интрузивные образования содержат ксенолиты основных гранулитов (табл. 1) и два вытянутых реликтовых участка (северо-восточная часть) аналогичных супракрустальных пород и секутся вместе с ними мафическими дайками. Вмещающие метаморфизованные породы, независимо от форм проявления, имеют резкие контакты с эндербитами – чарнокитоидами и пересекаются жилами последних. Основные гранулиты имеют неоднородный петрографический состав и представлены редко двупироксен-плагиоклазовыми, чаще двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и двупироксеновыми амфиболитами.

По этим разновидностям пород при диафторезе образуются клинопироксен-плагиоклазовые (Cpx-Pl) и эклогитоподобные (Grt-Cpx-Pl) породы, а также гранат-диопсидовые амфиболиты. Реликты Орх фиксируются чаще всего в зернах моноклинных пироксенов. Наложением диафторическим изменениям подвергаются и эндербиты – чарнокитоиды первого массива. Все диафторированные разновидности пород содержат признаки ранней гранулитовой фации.

Второй Поньгомнаволоцкий массив, по данным О. И. Володичева (устн. сообщение) являющийся дифференцируемым, сложен габброидами – габбро-диоритами – двупироксеновыми: кварцевыми диоритами толеитовой

Таблица 1. Химический состав пород Поньгомнаволоцкого гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса

Table 1. Chemical composition of the rocks of the Pongomnavolok granulite-enderbite-charnockite complex

Образцы Specimens Окислы Oxides	1-8	1-9	2-1	1-5	2-10	8-2	8-8	2-8	10-5	12-4	B-26	14-6
SiO ₂	48,74	49,88	49,68	62,02	62,60	72,80	72,46	67,06	70,06	62,10	62,00	66,38
TiO ₂	0,52	0,66	0,92	0,52	0,51	0,20	0,23	0,74	0,47	1,18	1,44	0,91
Al ₂ O ₃	14,99	14,77	14,87	16,40	17,48	14,80	14,00	14,00	14,37	13,71	13,51	13,12
Fe ₂ O ₃	2,50	1,62	4,72	1,88	1,66	0,19	1,22	2,57	1,08	1,54	2,30	1,90
FeO	7,04	7,47	7,90	3,35	3,45	2,29	2,01	2,80	2,44	6,68	6,47	4,67
MnO	0,158	0,180	0,203	0,074	0,056	0,031	0,030	0,07	0,033	0,133	0,143	0,113
MgO	10,38	9,60	6,50	2,90	1,99	0,62	0,71	1,40	0,94	2,78	2,40	2,27
CaO	9,10	10,28	9,62	5,00	4,73	3,25	2,71	2,85	2,22	5,22	5,49	3,90
Na ₂ O	2,47	3,08	3,72	5,13	4,98	4,54	4,88	3,28	3,45	3,44	3,67	3,76
K ₂ O	2,21	1,00	0,48	1,50	1,46	0,80	1,23	4,42	4,20	1,99	1,35	2,39
H ₂ O ⁻	0,18	0,06	0,11	0,08	0,20	0,19	0,21	0,20	0,20	0,01	0,08	0,07
П. п. п. LOI	1,14	0,87	0,71	0,49	0,12	0,04	0,13	0,27	0,29	0,81	0,52	0,21
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,10	0,30	0,37	0,16	0,07	0,18	0,20	0,40	0,49	0,29
Сумма Total	99,54	99,58	99,53	99,64	99,61	99,91	99,89	99,84	99,95	99,99	99,86	99,98
f, %	40,41	43,76	54,86	53,60	63,42	78,69	73,90	66,67	72,19	70,61	72,94	67,29
F, %	47,89	48,64	66,00	64,33	71,97	80,00	81,98	79,32	78,92	74,73	78,51	74,32

Примечание. Основные гранулиты: 1-9, 2-1 – мелкозернистые (I гранулитовый этап), переходящие в 1-8, 1-9, 2-1 среднезернистые (II гранулитовый этап) двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы. Эндербиты – чарноэндербиты – чарнокиты первого Поньгомнаволоцкого массива: эндербиты – 1-5, 2-10 – двупироксеновые кварцевые диориты; 8-2, 8-8 – двупироксеновые плагиограниты; 2-8 – чарноэндербиты – двупироксеновые гранодиориты; 10-5 – чарнокиты – двупироксеновые граниты. Породы второго Поньгомнаволоцкого массива: 12-4, B-26 – двупироксеновые кварцевые диориты; 14-6 – апохарноэндербиты – гранодиориты. Принятые аббревиатуры: F – $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) \times 100\%$ – общая железистость пород; f – $(\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO})$ – коэффициент железистости пород, окислы в весовых процентах. При составлении таблицы использован фактический материал О. И. Володичева.

Note. Mafic granulites: 1-9, 2-1 – fine-grained (granulite stage I) passing into 1-8, 1-9, 2-1 medium-grained (granulite stage II) bipyroxene-amphibole crystalline schists. Enderbites-charnoenderbites – charnockites of Pongomnavolok massif I: enderbites – 1-5, 2-10 – bipyroxene quartz diorites; 8-2, 8-8 – bipyroxene plagiogranites; 2-8 – charnoenderbites – bipyroxene granodiorites; 10-5 – charnockites – bipyroxene granites. Rocks of Pongomnavolok massif II: 12-4, B-26 – bipyroxene quartz diorites; 14-6 – apocharnoenderbites – granodiorites.

Abbreviations used: F – $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) \times 100\%$ – total iron content of rocks; f – $(\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO})$ – coefficient of the iron content of rocks, oxides, wt.% The Table was compiled using O. I. Volodichev's data.

серии и, преимущественно, гранодиоритами (табл. 1). Контакт между двумя массивами (рис. 2) описан Т. Ф. Зингер [Zinger et al., 1996] как тектонизированный, однако с наличием ксенолитов пород первого во втором. Оба массива подвержены диафорезу с сохранением реликтов ранних гранулитовых минералов. В поздней интрузии первичный минеральный состав в большей степени изменен наложенными диафорезными процессами. По петрографическим наблюдениям единичные реликты Орх и немногочисленные Срх сохранились только в некоторых разновидностях кварцеводиоритового состава; в гранодиоритах встречается лишь моноклинный пироксен. Отличительной особенностью пород второго Поньгомнаволоцкого массива является присутствие в них автолитов, обнаруженных О. И. Володичевым при полевых исследованиях. Они соответствуют кварцевым диоритам нормального и субще-

лочного ряда и аналогично породам массива содержат редкие реликты пироксенов среди наложенных диафорезных минералов.

По геохронологическим данным, U-Pb-изотопный возраст цирконов пород первого массива соответствует 2728 Ma, второго – 2416 Ma [Zinger et al., 1996].

Поскольку внедрение второго Поньгомнаволоцкого массива осуществлялось в более поздний временной период по отношению к первому, далее в тексте отдельно рассматривается характер метаморфической эволюции каждого из них для определения возможности принадлежности к единому ГЭЧ-комплексу.

Методы исследований

В настоящей статье в основу работы положен геолого-петрологический подход, при этом ведущим методом является парагенети-

ческий анализ минералов. На основе детальных геологических, петрографических исследований, изучения изменений химизма пород и минералов восстановлены процессы метаморфической эволюции образований Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса. Все составы минералов соответствуют микрозондовым анализам, выполненным по образцам О. И. Володичева на микроанализаторе INCA Energy-350 на базе сканирующего микроскопа VEGA II LSH (ИГ КарНЦ РАН). Для оценки термобарометрии минеральных парагенетических ассоциаций гранулитовых пород кроме традиционной программы TPF-2004 (ИЭМ РАН, авторы: В. И. Фонарев, А. А. Графчиков, А. Н. Конилов) применялся метод TWQ [Berman, 1991; Berman, Aranovich, 1996] с использованием баз (версии 1.02 и 2.32) взаимно согласованных термодинамических данных.

Гранулитовые этапы метаморфической эволюции

При геолого-петрологических исследованиях первого интрузивного массива с реликтами основных гранулитов установлено, что Поньгомнаволоцкий гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс характеризуется полиэтапной метаморфической эволюцией. Выделяются два гранулитовых этапа (Т = 750–884 °С, Р = 6,30–8,10 кбар и 750–885 °С, Р = 6,10–8,25 кбар) и этап диафтореза (Т = 727–590 °С, Р = 9,00–10,90, ед. max до 11,50, 11,86 кбар) амфиболитовой фации высоких давлений беломорского типа [Король, 2015].

I гранулитовый этап разделяется на два периода. Метаморфизм первого из них соответствовал двупироксеновой субфации гранулитовой фации. В этих условиях сформировались $Or_x + Cr_x + Pl_{>50(63-66)}$ -парагенезисы супракрystalльных основных гранулитов – мелкозернистых двупироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. В Поньгомнаволоцком ГЭЧ-комплексе степень их сохранности минимальна.

Второй период является определяющим для I гранулитового этапа. В это время осуществляется мигматизация жильным эндербитовым материалом гранулитового субстрата и формирование I интрузивного массива эндербитов – чарнокитоидов с магматическими $Or_x \pm Cr_x \pm Vt + Pl \pm Or + Qtz$ -парагенезисами. Вероятнее всего, вначале сформировались эндербиты, а позже, с небольшим перерывом – чарнокитоиды. С последними породами можно связывать появление раннего биотита в массиве.

Было установлено [Король, 2009], что в неорхейских гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах привнос натрия и воды при эндербитовой мигматизации и повышение потенциала щелочей в гранулитовой фации способствует частичной, а при увеличении интенсивности полной амфиболизации пироксенов в ранних гранулитовых парагенезисах и образованию обогащенных титаном буровато-зеленых кальциевых амфиболов. Гранулитовая амфиболизация отличается по геохимическому режиму, РТ-параметрам и типу Amp от таковой, связанной с последующим диафторезом в условиях амфиболитовой фации.

В Поньгомнаволоцком ГЭЧ-комплексе по мере нарастания замещения пироксенов амфиболами в условиях от двупироксен-роговообманковой до роговообманковой субфаций гранулитовой фации мелкозернистые основные двупироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы превращаются вначале в амфиболсодержащие и далее в двупироксен-амфибол-плаггиоклазовые (рис. 3, а), а при более интенсивном процессе – в амфиболиты. Обобщенный парагенезис $Or_x - Cr_x - Amp - Pl$ кристаллосланцев (обр. 2–1, 1–8, 1–9, 2–3, 8–6) I гранулитового этапа метаморфической эволюции соответствует: $Or_x (En)_{37-44}^1 + Cr_x (Di)_{28-32}, (Aug)_{28-31}/_{28-32} + Amp (Prg)_{37-43}^{1,60-2,41}, (Mg-Hs)_{41-44}^{1,79}/_{37-44}^{1,60-2,41} + Pl (Lbr, Anz)$. Под влиянием остаточных водных флюидов в эндербитовых магматических парагенетических ассоциациях появляется амфибол – $Or_x (En)_{42-45} + Cr_x + Amp (Prg)_{42-44}^{1,64-2,03} + Vt_{137}^{5,64} + Pl (Olg)_{28-29} + Qtz$ (обр. 1–5, 2–10). В чарнокитоидах, завершающих процессы региональной мигматизации и гранитизации, как правило, содержится незначительное количество Amp. Приведенные выше обобщенные парагенезисы основных гранулитов и эндербитов были воспроизведены по реликтовым зернам пироксенов, амфиболов, плаггиоклазов среди аналогичных новообразованных минералов II гранулитового этапа.

II гранулитовый этап метаморфической эволюции наступает позже формирования интрузии эндербитов – чарнокитоидов и гранулитовой амфиболизации. В это время осуществляется реметаморфизм или поздняя изофациальная перекристаллизация [Король,

¹ Нижние индексы у символов железо-магнезиальных минералов обозначают общую железистость $F = (Fe^{2+} + Fe^{3+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg) \times 100 \%$, у плаггиоклазов – содержание анортита, у ортоклазов – X_K-Or ; верхние индексы у биотитов и амфиболов – TiO_2 в весовых процентах. Индексы I и II у символов минералов означают принадлежность к I и II этапам гранулитового метаморфизма.

2011] всех разновидностей пород. В Поньгомнаволокомском ГЭЧ-комплексе эти процессы восстановлены прежде всего детальными петрографическими исследованиями при проведении парагенетического анализа. Петрографическими признаками перекристаллизации являются: укрупнение гранулитовых минералов – пироксенов, амфиболов, плагио-

клавов, при наличии биотитов и ортоклазов; формирование пойкилопорфиробластических форм их выделения, поздних каем, взаимопрорастаний, становление новообразованных $Orx_{II} + Crx_{II} \pm Amp_{II} \pm Bt_{II} + Pl_{II} \pm Or_{II} \pm Qtz$ -парагенезисов основных гранулитов, эндербитов и чарнокитоидов. Как правило, в шлифах всех разновидностей гранулитовых образований фиксируются (рис. 3, б, в) поздние (II) минеральные ассоциации с реликтами ранних (I). Процесс реметаморфизма может быть связан с остаточным влиянием Na- и K-водных флюидов магматических расплавов. Новообразованный обобщенный парагенезис (II) основных гранулитов – среднезернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев соответствует: $Orx_{II} (En)_{35-46} + Crx_{II} (Di)_{23-35}, (Aug)_{28-42} /_{23-42} + Amp_{II} (Prp)_{34-45}, (Mg-Hs)_{37-47}, (Ed)_{36}, (Anz)_{31-49} \pm Bt_{II} /_{23-39}$ (обр. 2-1, 1-8, 1-9, 5-2, 1-11, 1-13а, 1-13б, 2-7, 2-3, 8-6).

Сравнение характеристик составов однотипных минералов из обобщенных парагенетических ассоциаций двупироксен-амфибо-

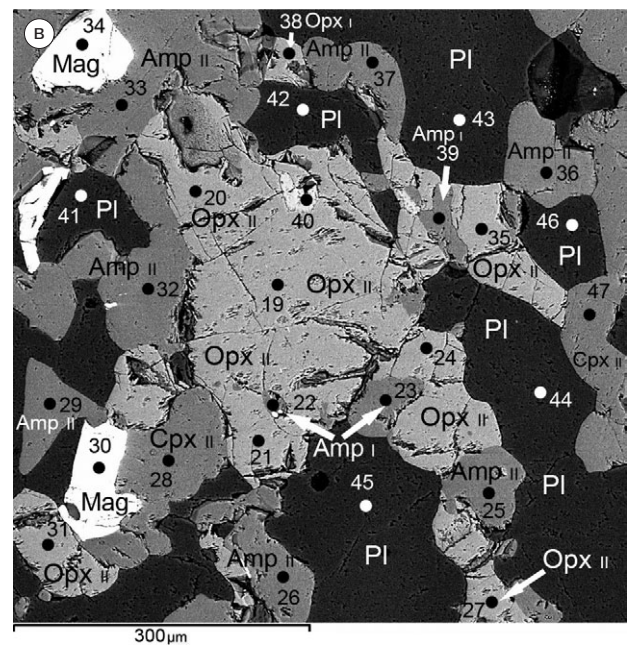
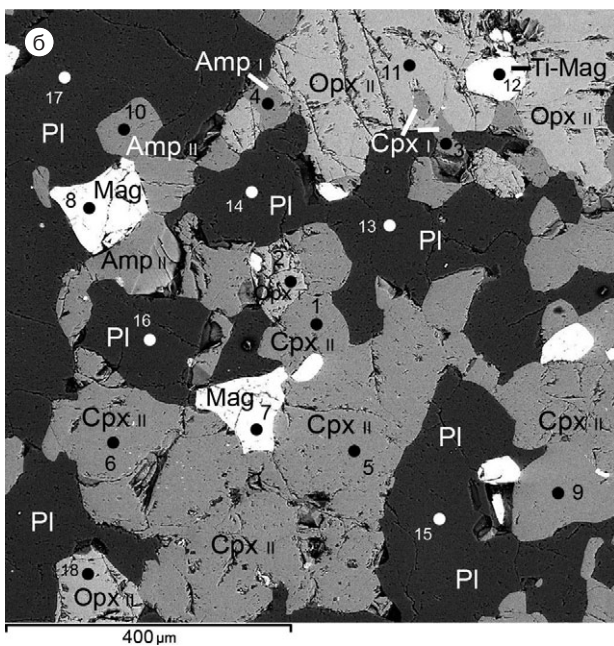
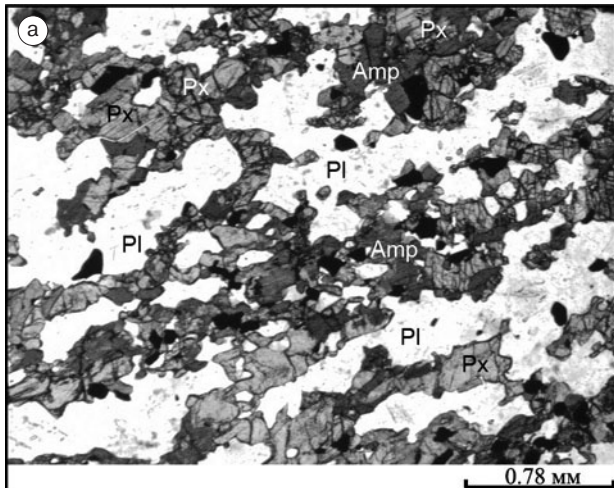


Рис. 3. Гранулитовая амфиболитизация (а) и реметаморфизм (б, в) в основных гранулитах:

а – (I гранулитовый этап): амфиболсодержащие двупироксен-плагиоклазовые переходящие в двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; б, в – реликты Orx_I, Crx_I, Amp_I ранних (I) парагенезисов мелкозернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев среди $Orx_{II}, Crx_{II}, Amp_{II}, Pl_{II} (Anz)$ из парагенетических ассоциаций реметаморфизованных (II гранулитовый этап) основных гранулитов.

Шлиф 2-1 (о. Малая Луда). Без анализатора (а), фото в отраженных электронах (б, в). Арабскими цифрами (б, в) обозначаются номера точек исследования микрозондовых анализов минералов

Fig. 3. Granulite amphibolization (a) and remetamorphism (б, в) in mafic granulites:

а – (granulite stage I): amphibole-bearing bipyroxene-plagioclase passing into bipyroxene-amphibole crystalline schists; б, в – relics of Orx_I, Crx_I, Amp_I early parageneses (I) of fine-grained bipyroxene-amphibole crystalline schists among $Orx_{II}, Crx_{II}, Amp_{II}, Pl_{II} (Anz)$ from the paragenetic associations of remetamorphosed (II granulite stage) mafic granulites.

Thin section 2-1 (Malaya Luda Island). Without an analyzer (a), photo in reflected electrons (б, в). Arabic figures (б, в) indicate the numbers of points studied by microprobe analysis of minerals

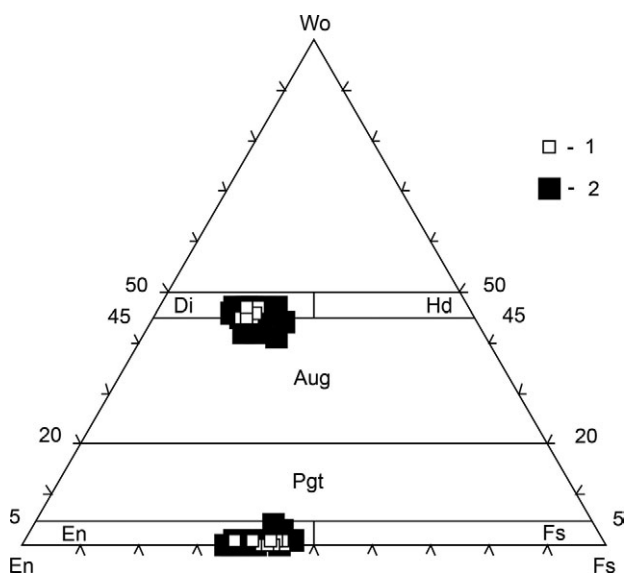


Рис. 4. Составы пироксенов основных гранулитов и их реметаморфизованных разновидностей Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса на классификационной диаграмме I. М. А. [Morimoto, 1988]:

1–2 – точки составов пироксенов: 1 – из ранних парагенезисов мелкозернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев (I гранулитовый этап), 2 – из поздних парагенезисов реметаморфизованных среднезернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев (II гранулитовый этап)

Fig. 4. Compositions of mafic granulite pyroxenes and their remetamorphosed varieties from the Pongomnavolok GEC complex on the classification diagram I. M. A. [Morimoto, 1988]:

1–2 – pyroxene composition points: 1 – from the early parageneses of fine-grained bipyroxene-amphibole crystalline schists (granulite stage I), 2 – from the late parageneses of remetamorphosed medium-grained bipyroxene-amphibole crystalline schists (granulite stage II)

ловых кристаллических сланцев I и II гранулитовых этапов метаморфической эволюции Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса привело к следующему. Прежде всего как в первых (I), так и во вторых (II) парагенезисах ромбические пироксены представлены энстатитами [Morimoto, 1988], близкими по составам (рис. 4). Однако в Орх наблюдаются небольшие изменения значений железистости (F) от 37–44 % (I) до 35–46 % (II) с уменьшением в нижнем и возрастанием в верхнем пределах ее колебаний. Подобные закономерности фиксируются (рис. 4) и в моноклинных пироксенах – диопсидах ($F_{I-II} = 28-32\% \rightarrow 23-35\%$) и авгитах ($F_{I-II} = 28-31\% \rightarrow 28-42\%$). При этом колебания компонентов минального состава Срх ($Di_1 - 46-47\% Wo - 36-38\% En - 15-17\% Fs \rightarrow Di_{II} - 45-47\% Wo - 35-41\% En - 13-19\% Fs$; $Aug_1 - 45\% Wo - 38-40\% En - 15-17\% Fs \rightarrow Aug_{II} - 41-45\% Wo - 36-41\% En - 15-19\% Fs$) практически сохраняют те же тенденции.

Гранулитовые амфиболы (I, II) представлены [Leake et al., 1997] Prg, Mg-Hs, в единичном случае (II) Ed (рис. 5, а). При переходах от Amr_I к Amr_{II} зафиксировано небольшое увеличение железистости и оксида титана в верхнем пределе их колебаний (рис. 5, б). В паргаситах эти величины составляют: $F_{I-II} = 37-43\% \rightarrow 34-45\%$, $TiO_2 = 1,60-2,41\% \rightarrow 1,54-2,46\%$, в магнезиогастингситах – $41-44\% \rightarrow 37-47\%$ и $1,79\% \rightarrow 1,50-2,25\%$. В единичных случаях в гранулитовых амфиболах (I и II) фиксируются незначительно пониженные содержания оксида титана (1,42–1,46 %). В реметаморфизованных парагенезисах основных гранулитов появляется биотит ($F = 23-39\%$) с достаточно широкими вариациями TiO_2 от 4,66 до 6,39 %. Ранние генерации Pl_I (Lbr – 63–66 % An) сохраняются очень редко. Плагиоклазы перекристаллизованных (II) двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев представлены андезинами (31–49 % An).

На фоне общих характеристик изменений или постоянства минерального состава при переходах от мелкозернистых (I) двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев к реметаморфизованным (II) среднезернистым их разновидностям приводятся данные по результатам исследований основных гранулитов (обр. 2–1) острова Малая Луда Белого моря. Породы слагают вытянутый реликтовый участок среди эндербитов – чарнокитоидов первого Поньгомнаволоцкого массива. В пределах развития основных гранулитов среди реметаморфизованных (II) Орх, Срх, Amr сохраняются реликты таковых I гранулитового этапа (рис. 3, б, в). Химические составы породы и минералов представлены в табл. 1–4. Изучение однотипных минералов (I, II) в микроучастках (обр. 2–1) приводит к следующим результатам. В Орх при переходе от En_I к En_{II} наблюдается либо небольшое повышение железистости (т. 2 и 11 на рис. 3, б; т. 38 и 35 на рис. 3, в; табл. 2), либо значения данной величины могут оставаться и постоянными (т. 64 и 48, 121 и 112 в табл. 2). В диопсидах (Di_I и Di_{II}) те же тенденции ($F_{I-II} = 32\%$) сохраняются: (т. 3 и 1 на рис. 3, б; табл. 3). В авгитах (Aug_I и Aug_{II}) зафиксировано увеличение железистости от 28 до 32 % (точки 55 и 65 в табл. 3) и повышение ферросилитовой составляющей в минальном составе от 15 до 19 %. В амфиболах (I и II) основных гранулитов отсутствует зависимость между содержанием оксида титана и F (табл. 4). Железистость в паргаситах (Prg_I и Prg_{II}) может очень незначительно увеличиваться (точки 39 и 37 на рис. 3, в; 53 и 56 в табл. 4) либо оставаться неизменной (точки 4 и 10 на рис. 3, б; 120

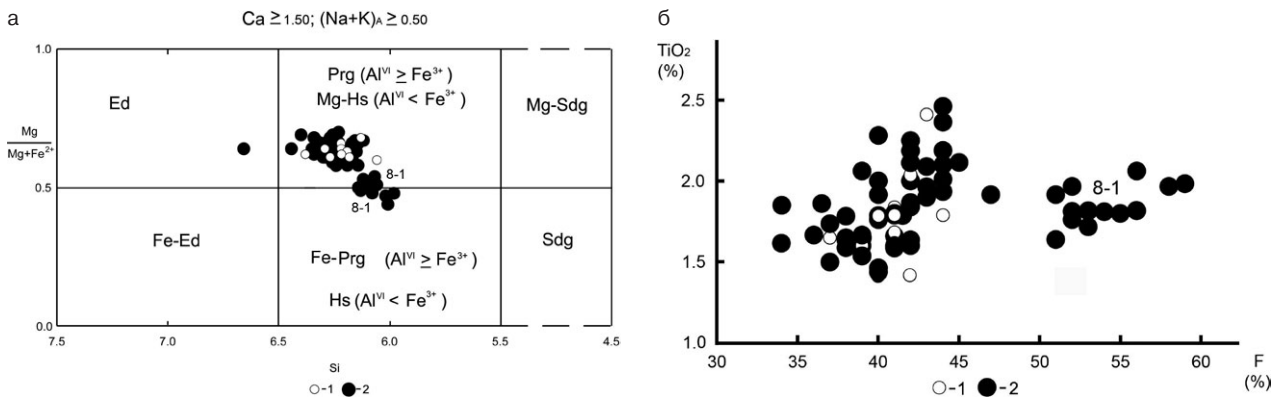


Рис. 5. Составы кальциевых амфиболов основных гранулитов Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса на классификационной диаграмме (а) $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si$ [Leake et al., 1997] и (б) $TiO_2 - F$.

Точки составов амфиболов: 1 и 2 – из ранних (1) реликтовых двупироксен-амфибол-плаггиоклазовых парагенезисов (I) мелкозернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и перекристаллизованных (2) двупироксен-амфибол-плаггиоклазовых ($\pm Bt$) парагенезисов (II) реметаморфизованных основных гранулитов

Fig. 5. Compositions of calcium amphiboles of mafic granulites from the Pongomnavolok GEC complex on a classification diagram (a) $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si$ [Leake et al., 1997] and $TiO_2 - F$ (б):

Amphibole composition points: 1 and 2 – from the early (1) relict bipyroxene-amphibole-plagioclase parageneses (I) of fine-grained bipyroxene-amphibole crystalline schists and the recrystallized (2) bipyroxene-amphibole-plagioclase ($\pm Bt$) parageneses (II) of remetamorphosed mafic granulites.

и 111 в табл. 4). $Mg-Hs_I$ встречается в единичном случае (т. 23 на рис. 3, в; табл. 4) и по значениям F (41 %) и TiO_2 (1,79 %) занимает промежуточную позицию по отношению к $Mg-Hs_{II}$ (40–42 и 1,58–2,00 % – точки 25, 29, 33, 36 на рис. 3, в; табл. 4). В целом обобщенные парагенезисы I и II в изученных микроучастках основных гранулитов о-ва Малая Луда соответствуют: $Orx_I (En)_{42-44} + Crx_I (Di_{32}, Aug_{28/28-32} + Amp_I (Prg_{39-42}^{1,60-1,84}, Mg-Hs_{41}^{1,79})_{39-42}^{1,60-1,84} + Pl_{I>50}$ и $Orx_{II} (En)_{42-45} + Crx_{II} (Di_{31-33}, Aug_{32-33})_{31-33} + Amp_{II} (Prg_{39-42}^{1,64-1,84}, Mg-Hs_{37-42}^{1,50-2,00})_{37-42}^{1,50-2,00} + Pl_{II} (Anz)_{31-38}$. В данных парагенетических ассоциациях отсутствует биотит.

В итоге преобразование мелкозернистых основных двупироксен-амфиболовых кристаллосланцев (I) в среднезернистые (II) их разновидности осуществляется с незначительными повышениями железистости (F), чаще в пироксенах, чем в амфиболах. Допустимым является появление биотита. Плаггиоклазы поокисляются от лабрадоров до андезинов.

Следует отметить, что на фоне описанных выше исключение представляет парагенетическая ассоциация (II) основных гранулитов (обр. 8–1): $Orx_{II} (En) + Crx_{II} (Di_{38-39}, Aug_{40/38-40} + Amp_{II} (Prg_{52}^{1,76}, Prg - Fe-Prg_{52-53}^{1,72-1,97}, Mg-Hs_{51-54}^{1,64-1,92}, Hs_{55-59}^{1,80-2,06})_{51-59}^{1,64-2,06} \pm Bt_{II 44}^{5,90} + Pl_{II} (Anz)_{34-40}$. Составы моноклинных пироксенов и плаггиоклазов здесь сопоставимы с таковыми минералами в обобщенном парагенезисе. Но повышенными значениями железистости отличаются гранулитовые амфиболы (рис. 5) и био-

титы, при практически сопоставимых содержаниях оксида титана. Эта парагенетическая ассоциация (обр. 8–1) составлена по реликтам гранулитовых минералов среди эклогитоподобных пород.

Обобщенный парагенезис реметаморфизованных эндербитов первого Поньгомнаволоцкого массива соответствует $Orx_{II} (En)_{40-50} + Crx_{II} (Di_{24-33}, Aug_{27-33})_{24-33} + Amp_{II} (Prg_{41-49}^{1,75-2,21}, Mg-Hs_{45}^{1,92-1,93})_{41-49}^{1,75-2,21} + Bt_{II 34-39}^{4,54-5,88} + Pl_{II} (Anz_{31-32}, Olg_{19-29/19-32} \pm Kfs_{II} (Or)_{1,00-0,92} + Qtz$. В его состав входят породообразующие минералы из двупироксеновых кварцевых диоритов и $Orx - Crx$ -плаггиогранитов (табл. 1, обр. 1–5, 2–10 и 8–2, 8–8; рис. 6 и 7). Реликты энстатитов, паргаситов, биотитов ранних генераций (I) сохранились всего лишь в двупироксеновых кварцевых диоритах (табл. 1, обр. 1–5). Выше в статье именно по этим минералам была составлена и приведена парагенетическая ассоциация эндербитов I гранулитового этапа с добавлением единственного и близкого по составу к предыдущим пироксенам En_I (табл. 1, обр. 2–10). При реметаморфизме в двупироксеновых кварцевых диоритах (обр. 1–5) образуется парагенезис II – $Orx_{II} (En)_{44-45} + Crx_{II} (Di_{24-33}, Aug_{27-33})_{24-33} + Amp_{II} (Prg)_{44-45}^{1,86-1,99} + Bt_{II 38}^{5,88} + Pl_{II} (Olg)_{24-29} + Qtz$. Было проведено сопоставление характеристик составов однотипных минералов из парагенетических ассоциаций эндербитов (I и II). Выяснилось, что в ходе поздней изофацальной перекристаллизации в ромбических пироксенах ($En_I \rightarrow En_{II}$) наблю-

Таблица 2. Микрзондовые анализы и пределы колебаний компонентов ромбических пироксенов основных гранулитов в образце 2-1

Table 2. Microprobe analyses and variation ranges of the components of orthopyroxenes of mafic granulites in sample 2-1

№ анализов, компоненты № of analyses, components	т. 2	т. 11	т. 38	т. 35	т. 64	т. 48	т. 121	т. 112	Пределы колебаний компонентов Variation ranges of components	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
SiO ₂	50,68	49,37	49,07	48,47	49,78	49,40	50,07	50,54	49,07–50,68	48,47–50,67
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	2,05	2,15	1,85	1,89	2,02	2,30	1,75	1,95	1,51–2,16	1,59–2,30
FeO	26,53	27,33	26,44	27,44	26,95	25,95	26,97	26,93	26,37–27,42	25,69–27,44
MnO	0,81	0,70	1,15	0,89	0,93	0,92	0,75	0,83	0,73–1,15	0,61–1,15
MgO	20,01	19,36	20,06	18,90	19,94	19,34	20,13	19,75	19,43–20,55	18,90–20,53
CaO	0,40	0,31	0,31	0,36	0,38	0,00	0,34	0,00	0,31–0,53	0,00–0,46
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма, n Total, n	100,48	99,22	98,88	97,95	100,00	97,91	100,01	100,00	7	15
Si	1,91	1,89	1,88	1,88	1,89	1,91	1,90	1,92	1,87–1,91	1,88–1,93
Al ^{IV}	0,09	0,10	0,08	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,07–0,10	0,07–0,10
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00–0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,09	0,12	0,16	0,15	0,14	0,07	0,13	0,08	0,09–0,16	0,06–0,18
Fe ²⁺	0,74	0,75	0,68	0,75	0,72	0,77	0,72	0,77	0,68–0,76	0,68–0,79
Mn	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02–0,04	0,02–0,04
Mg	1,12	1,10	1,14	1,09	1,13	1,11	1,14	1,12	1,10–1,15	1,09–1,15
Ca	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01–0,02	0,00–0,02
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wol – En – Fs, %	1-56-43	1-55-44	1-56-43	1-56-43	1-55-44	0-56-44	1-56-43	0-56-44	1-55-56-43-44	0-1-53-57-42-46
f, %	39,78	40,54	37,36	40,76	38,92	40,96	38,71	40,74	37,36–40,86	37,50–41,80
F, %	42,56	44,16	42,42	45,23	43,22	43,08	42,71	43,15	41,92–43,94	41,62–45,23
Тип Орх Type of Орх	En	En	En	En	En	En	En	En	En	En

Примечание. Обр 2-1 – точки Орх_I (2, 38, 64, 115, 118, 119, 121) из мелкозернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев I гранулитового этапа (I), переходящих в реметаморфизованные среднезернистые двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы II гранулитового этапа (II) – точки Орх_{II} (11, 18–21, 24, 27, 31, 35, 48–50, 54, 112, 122). Номера точек микрзондовых анализов 2, 11, 18 соответствуют таковым на рис. 3, б; 19–21, 24, 27, 31, 35, 38 – на рис. 3, в. n – количество анализов; f = Fe²⁺ / (Fe²⁺ + Mg) × 100, % – коэффициент железистости, F = (Fe²⁺ + Fe³⁺) / (Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mg) × 100 % – общая железистость минералов.

Note. Sample 2-1 – points Орх_I – 2, 38, 64, 115, 118, 119, 121 – from fine-grained bipyroxene-amphibole crystalline schists of the granulite stage I – (I) passing into remetamorphosed medium-grained bipyroxene-amphibole crystalline schists of the granulite stage II – (II) – points of Орх_{II} – 11, 18–21, 24, 27, 31, 35, 48–50, 54, 112, 122. Numbers of points of microprobe analyses: 2, 11, 18 correspond with those in Figs. 3 б; 19–21, 24, 27, 31, 35, 38 – in Fig 3 в. n – number of analyses; f = Fe²⁺ / (Fe²⁺ + Mg) × 100, % – coefficient of iron content, F = (Fe²⁺ + Fe³⁺) / (Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mg) × 100 % – total iron content of minerals.

дается небольшая тенденция в сторону увеличения железистости (F) как в нижнем (42–45 % → 44–45 %, обр. 1–5), так и в верхнем пределе колебаний (42–45 % → 40–50 %, обобщенный парагенезис). Моноклинные пироксены (Di_{II}, Aug_{II}) эндербитов изучены только в реметаморфизованных разновидностях и являются менее железистыми (24–33 %) по сравнению с равновесными энстатитами (II). При переходе

от Prg_I к Prg_{II} фиксируется небольшое возрастание значения F (42–44 % → 44–45 %, обр. 1–5; 41–49 %, обобщенный парагенезис) практически в верхнем пределе колебаний данной величины. Четкой закономерности одновременного увеличения оксида титана не наблюдается. В биотитах от ранней к поздней генерации железистость очень незначительно увеличивается (37 и 38 %, обр. 1–5) при очень близких

Таблица 3. Микрзондовые анализы и пределы колебаний компонентов моноклинных пироксенов основных гранулитов в образце 2–1

Table 3. Microprobe analyses and variation range of the components of clinopyroxenes from mafic granulites in sample 2–1

№№ анализов, компоненты №№ of analyses, components	т. 3	т. 1	т. 55	т. 65	Пределы колебаний компонентов Variation ranges of components	
	I	II	I	II	II	II
SiO ₂	50,67	50,21	50,68	50,94	50,21–51,36	50,22–51,40
Al ₂ O ₃	3,16	4,13	2,74	3,26	2,58–4,13	2,55–3,26
FeO	10,30	10,24	9,25	10,82	10,00–10,83	10,60–11,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	0,00–0,47
MgO	12,45	11,97	13,64	12,45	11,97–12,62	12,45–12,51
CaO	21,06	20,68	21,30	20,93	20,64–21,62	19,90–20,93
Na ₂ O	0,84	1,26	0,84	1,13	0,99–1,29	1,13–1,42
Сумма, n Total, n	98,48	98,49	98,45	100,00	6	3
Si	1,92	1,89	1,91	1,90	1,89–1,94	1,90–1,91
Al ^{IV}	0,08	0,11	0,09	0,10	0,06–0,11	0,09–0,10
Al ^{VI}	0,06	0,07	0,03	0,04	0,05–0,08	0,02–0,05
Fe ³⁺	0,09	0,12	0,13	0,14	0,08–0,14	0,14
Fe ²⁺	0,24	0,20	0,16	0,19	0,18–0,25	0,18–0,21
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00–0,01
Mg	0,70	0,67	0,76	0,69	0,67–0,70	0,69–0,71
Ca	0,85	0,84	0,86	0,84	0,84–0,86	0,81–0,84
Na	0,06	0,09	0,06	0,08	0,07–0,10	0,08–0,10
Jd	5,80	7,75	2,69	4,10	5,20–7,75	2,92–4,92
Ac	0,36	1,46	3,43	4,06	0,00–4,30	4,06–5,43
Ts _{tot}	8,28	10,60	9,46	10,22	6,36–11,20	8,54–10,22
Wo	38,53	36,47	38,16	36,65	36,45–38,94	36,36–36,82
En	35,08	33,63	38,20	34,55	33,35–34,94	34,55–35,49
Fs	11,95	10,09	8,08	10,43	8,95–12,40	9,18–11,26
Wo – En – Fs, %	46–37–17	46–37–17	45–40–15	44–37–19	45–46–36–37–17–18	43–45–37–38–18–19
f, %	25,53	22,99	17,39	21,59	20,93–27,17	20,69–22,83
F, %	32,04	32,32	27,62	32,35	31,37–33,01	31,68–33,02
Тип Срх Type of Срх	Di	Di	Aug	Aug	Di	Aug

Примечание. Обр 2–1 – точки Срх (Di и Aug) – 3 и 55 из мелкозернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев I гранулитового этапа (I), переходящих в реметаморфизованные среднезернистые двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы II гранулитового этапа (II) – точки Срх_{II} (Di и Aug) – 1, 5, 9, 28, 47, 51 и 6, 52, 65.

Точки микрзондовых анализов 1, 3, 5, 6, 9 соответствуют таковым на рис. 3, б; 28, 47 – на рис. 3, в.

Пироксены здесь и далее рассчитывались по программе [Cawthorn, Collerson, 1974] и с использованием компьютерной программы PX [Cebria, 1990]. Ts_{tot} – сумма Ca-Fe-, Ca-Ti-, Ca-Ts-молекул; n – количество анализов.

Note. Sample 2–1 – points Срх (Di and Aug) – 3 and 55 – from fine-grained bipyroxene-amphibole crystalline schists of the granulite stage I – (I) passing into remetamorphosed medium-grained bipyroxene-amphibole crystalline schists of the granulite stage II – (II) – points of Срх_{II} (Di and Aug) – 1, 5, 9, 28, 47, 51 and 6, 52, 65. The points of microprobe analyses 1, 3, 5, 6, 9 correspond with those in Figs. 3 б; 28, 47 – in Fig. 3 в. Pyroxenes were estimated using the software described in [Cawthorn & Collerson, 1974] and PX computer program [Cebria, 1990]. Ts_{tot} is total Ca-Fe, Ca-Ti, Ca-Ts-molecules; n is the number of analyses.

значениях TiO₂ (5,64 и 5,88 %). Фактически в перекристаллизованных (II) эндербитах происходят достаточно небольшие возрастания железистости в энстатитах, паргаситах, биотитах и на конкретных примерах отмечается очень незначительное поокисление плагиоклазов.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что в основных гранулитах и эндербитах Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса процессы ре-

метаморфизма характеризуются компенсационной метаморфической перекристаллизацией и незначительным выносом магния, при приносе щелочей (Na и K) и воды.

Чарноэндербиты – Орх_{II} + Срх_{II} (Di_{32–35}, Aug_{34–38})_{32–38} + Amp_{II} (Prg_{40–42})_{1,68–1,96}, Mg-Hs_{40–43}_{1,52–1,90})_{40–43} + Bt_{II}₂₈_{5,40} + Pl_{II} (Olg)₂₄ + Kfs_{II} (Or)_{0,92} + Qtz и чарнокиты – Орх_{II} (En)_{43–47} + Срх_{II} + Bt_{II}_{32–35}_{4,58–5,12} + Pl_{II} (Olg)₂₄ + Kfs_{II} (Or)_{0,93} + Qtz

Таблица 4. Микрозондовые анализы и пределы колебаний компонентов кальциевых амфиболов основных гранулитов в образце 2-1
 Table 4. Microprobe analyses and the variation ranges of the components of calcium amphiboles of mafic granulites in sample 2-1

№ анализ, компоненты № of analyses, components	Т. 4		Т. 10		Т. 39		Т. 37		Т. 53		Т. 56		Т. 120		Т. 111		Пределы колебаний компонентов Variation ranges of components				
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	
SiO ₂	42,18	42,52	43,72	42,55	42,46	43,20	42,55	42,46	42,46	42,47	42,47	43,20	42,55	42,47	42,62	42,47	42,47	42,18-43,72	42,75	42,19-44,54	42,10-43,29
TiO ₂	1,42	1,79	1,78	1,84	1,68	1,64	1,84	1,68	1,68	1,66	1,64	1,64	1,84	1,66	1,84	1,66	1,60-1,84	1,79	1,64-1,84	1,50-2,00	
Al ₂ O ₃	12,21	12,61	11,52	12,79	12,65	12,19	12,79	12,65	12,65	12,72	12,19	12,19	12,79	12,72	12,73	12,72	11,52-12,73	12,38	11,31-13,20	11,51-12,71	
FeO	15,34	15,53	14,62	15,75	15,40	15,62	15,75	15,40	15,40	15,36	15,62	15,62	15,75	15,36	15,21	15,36	14,62-15,40	15,71	14,47-15,75	14,26-16,16	
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MgO	11,84	12,31	12,47	12,10	12,38	12,00	12,10	12,38	12,38	12,27	12,00	12,00	12,10	12,27	12,07	12,27	11,84-12,88	12,45	12,00-12,82	12,45-13,37	
CaO	11,19	11,67	12,73	11,87	11,94	11,83	11,87	11,94	11,94	11,71	11,83	11,83	11,87	11,71	11,97	11,71	11,19-12,73	11,67	11,53-12,16	11,15-12,10	
Na ₂ O	1,73	2,08	1,77	1,75	2,25	2,28	1,75	2,25	2,25	2,47	2,28	2,28	1,75	2,47	1,91	2,47	1,73-2,56	2,04	1,75-2,47	1,92-2,23	
K ₂ O	1,35	1,48	1,40	1,35	1,25	1,25	1,35	1,25	1,25	1,32	1,25	1,25	1,35	1,32	1,41	1,32	1,15-1,41	1,21	1,07-1,48	1,21-1,48	
Сумма, n Total, n	97,26	99,99	100,01	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00	100,01	99,98	100,01	100,01	99,76	99,98	99,76	99,98	5	100,00	9	7	
Si	6,29	6,20	6,38	6,20	6,19	6,29	6,20	6,19	6,19	6,19	6,29	6,29	6,22	6,19	6,22	6,19	6,19-6,38	6,22	6,16-6,44	6,16-6,30	
Al ^{IV}	1,71	1,80	1,62	1,80	1,81	1,71	1,80	1,81	1,81	1,81	1,71	1,71	1,78	1,81	1,78	1,81	1,62-1,81	1,78	1,56-1,84	1,70-1,84	
Al ^{VI}	0,44	0,36	0,36	0,40	0,37	0,39	0,40	0,37	0,37	0,38	0,39	0,39	0,41	0,38	0,41	0,38	0,35-0,44	0,34	0,35-0,42	0,28-0,39	
Ti	0,16	0,20	0,20	0,20	0,18	0,18	0,20	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,20	0,18	0,20	0,18	0,17-0,20	0,20	0,18-0,20	0,16-0,22	
Fe ³⁺	0,41	0,36	0,10	0,38	0,32	0,25	0,38	0,32	0,32	0,30	0,25	0,28	0,28	0,30	0,28	0,30	0,10-0,41	0,41	0,20-0,38	0,34-0,52	
Fe ²⁺	1,50	1,53	1,68	1,53	1,55	1,65	1,53	1,55	1,55	1,56	1,65	1,58	1,58	1,56	1,58	1,56	1,46-1,68	1,50	1,46-1,65	1,25-1,55	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	2,63	2,67	2,71	2,63	2,69	2,60	2,63	2,63	2,69	2,66	2,60	2,63	2,63	2,66	2,63	2,66	2,63-2,79	2,70	2,60-2,76	2,73-2,87	
Ca	1,79	1,82	1,99	1,85	1,87	1,85	1,85	1,87	1,87	1,83	1,85	1,87	1,87	1,83	1,87	1,83	1,79-1,99	1,82	1,81-1,88	1,72-1,89	
Na	0,50	0,59	0,50	0,49	0,64	0,64	0,49	0,64	0,64	0,70	0,64	0,54	0,54	0,70	0,54	0,70	0,50-0,72	0,57	0,49-0,70	0,55-0,62	
K	0,26	0,28	0,26	0,25	0,23	0,23	0,25	0,23	0,23	0,25	0,23	0,26	0,26	0,25	0,26	0,25	0,21-0,26	0,22	0,20-0,28	0,23-0,27	
f, %	36,62	36,43	38,27	36,78	36,56	38,82	36,78	36,56	36,56	36,97	38,82	37,53	37,53	36,97	37,53	36,97	34,35-38,27	35,71	34,84-38,82	30,34-35,76	
F, %	42,07	41,45	39,64	42,07	41,01	42,22	42,07	41,01	41,01	41,15	42,22	41,43	41,43	41,15	41,43	41,15	39,08-42,07	41,43	38,80-42,22	37,34-41,56	
(Na+K) _A	0,64	0,76	0,75	0,66	0,79	0,79	0,66	0,79	0,79	0,85	0,79	0,73	0,73	0,85	0,73	0,85	0,64-0,84	0,70	0,66-0,85	0,70-0,78	
Na _B	0,12	0,10	0,01	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,09	0,07	0,09	0,01-0,12	0,10	0,06-0,10	0,06-0,15	
Тип Amp Type of Amp	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Mg-Hs

Примечание: Обр 2-1 – точки Amp, (Prg и Mg-Hs) – 4, 22, 39, 53, 120 и 23 из мелкозернистых двуокисен-амфиболовых кристаллических сланцев I гранулитового этапа (I), переходящих в реметаморфизованные среднезернистые двуокисен-амфиболовые кристаллические сланцы II гранулитового этапа (II) – точки Amp_I (Prg и Mg-Hs) – 10, 26, 32, 37, 56, 109, 111, 114, 116 и 25, 29, 33, 36, 110, 113, 117. Точки микрозондовых анализов 4, 10 соответствуют таковым на рис. 3; 6; 22, 23, 25, 26, 29, 32, 33, 36, 37, 39 – на рис. 3, в. Расчет амфиболов проводился по программе [Schumacher, 1997]; n – количество анализов.

Note. Sample 2-1 – points Amp, (Prg and Mg-Hs) – 4, 22, 39, 53, 120 and 23 are from fine-grained biopyroxene-amphibole crystalline schists of the granulite stage I – (I) passing into remeta-morphosed medium-grained biopyroxene-amphibole crystalline schists of the granulite stage II – (II) – points Amp_I, (Prg and Mg-Hs) – 10, 26, 32, 37, 56, 109, 111, 114, 116 and 25, 29, 33, 36, 110, 113, 117. Points of microprobe analyses 4, 10 correspond with those in Fig. 3; 6; 22, 23, 25, 26, 29, 32, 33, 36, 37, 39 in Fig. 3. Data on minerals were estimated using the program [Schumacher, 1997]; n is the number of analyses.

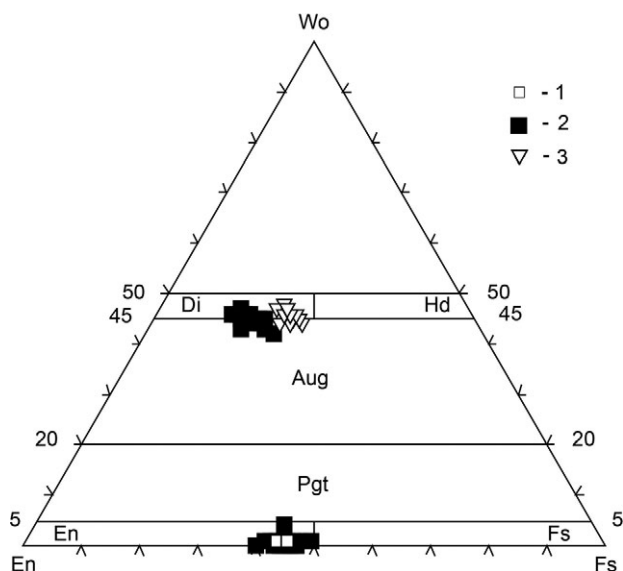


Рис. 6. Составы пироксенов эндербитов-чарнокитоидов I и II Поньгомнаволоцких массивов на классификационной диаграмме I. М. А. [Morimoto, 1988]:

1–3 – точки составов пироксенов: 1 – из ранних (I гранулитовый этап) реликтовых парагенезисов эндербитов – дупироксеновых кварцевых диоритов первого Поньгомнаволоцкого массива, 2 – из поздних (II гранулитовый этап) парагенезисов реметаморфизованных эндербитов-чарноэндербитов-чарнокитов первого Поньгомнаволоцкого массива, 3 – из дупироксеновых кварцевых диоритов второго Поньгомнаволоцкого массива

Fig. 6. Compositions of pyroxenes of enderbites-charnockitoids I and II from the Pongomnavolok massifs on the classification diagram I. M. A. [Morimoto, 1988]:

1–3 – pyroxene composition points: 1 – from early (granulite stage I) relict parageneses of enderbites – bipyroxene quartz diorites of Pongomnavolok massif I, 2 – from late (granulite stage II) parageneses of remetamorphosed enderbites-charnoenderbites-charnockites of the first Pongomnavolok massif, 3 – from bipyroxene quartz diorites of the second Pongomnavolok massif

первого Поньгомнаволоцкого массива представлены только реметаморфизованными разновидностями (табл. 1, обр. 2–8 и 10–5; рис. 6 и 7).

Термобарометрия гранулитовых образований. РТ-параметры метаморфической эволюции всех типов гранулитовых образований Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса устанавливались прежде всего с использованием компьютерной программы TPF-2004. Для определения температур формирования гранулитовых парагенезисов применялись $Srx - Orx$ -, $Hbl - Crx$ -, реже $Vt - Orx$ -, $Pl - Hbl - Qtz$ -, $Hbl - Pl$ -геотермометры, а режим давлений устанавливался по трем Hbl -геобарометрам (табл. 5). Значения P и T образования конкретных парагенетических ассоциаций основных гранулитов и эндербитов первого Поньгомнаволоцкого массива определялись и по программам TPF-

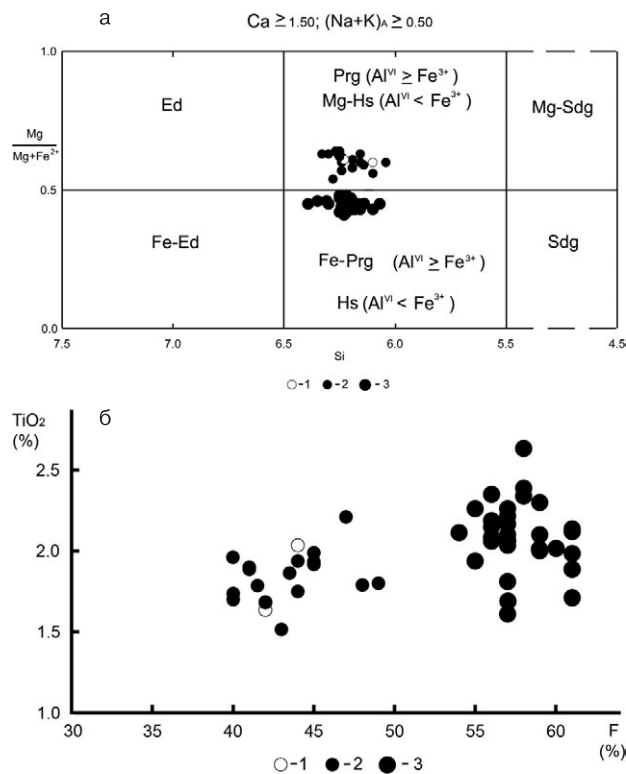


Рис. 7. Составы кальциевых амфиболов эндербитов-чарнокитоидов первого и второго Поньгомнаволоцких массивов на классификационной диаграмме (а) $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si$ [Leake et al., 1997] и (б) $TiO_2 - F$:

1–3 – точки составов амфиболов: 1 – из ранних (I гранулитовый этап) реликтовых парагенезисов эндербитов (дупироксеновых кварцевых диоритов) и 2 – из реметаморфизованных (II гранулитовый этап) эндербитов – чарноэндербитов первого Поньгомнаволоцкого массива; 3 – из гранодиоритов (апочарноэндербитов), дупироксеновых кварцевых диоритов второго Поньгомнаволоцкого массива

Fig. 7. Compositions of calcium amphibols of enderbites-charnockitoids I and II from the Pongomnavolok massifs on the classification diagram (a) $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si$ [Leake et al., 1997] and $TiO_2 - F$ (б):

1–3 – amphibole composition points: 1 – from early (granulite stage I) relict parageneses of enderbites (bipyroxene quartz diorites) and 2 – from remetamorphosed (granulite stage II) enderbites – charnoenderbites of the first Pongomnavolok massif; 3 – from granodiorites (apocharnoenderbites), bipyroxene quartz diorites of the second Pongomnavolok massif

2004 и TWQ. Результативные данные пределов колебаний температуры и давления для обобщенных парагенезисов, поля и точки РТ-параметров формирования пород на I и II гранулитовых этапах метаморфической эволюции Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса приведены в табл. 5 и на рис. 8.

Были сопоставлены значения РТ-параметров (TPF-2004 и TWQ) в отдельных парагенетических ассоциациях основных гранулитов (обр. 2–1). Изучались парагенезисы I (табл. 6, № 1 и 3, пр. 2-1-21 и 2-1-22; рис. 3, б, в, и 8) и II

Таблица 5. РТ-параметры пород Поньгомнаволоцкого гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса

Table 5. PT-parameters of the rocks of the Pongomnavolok granulite-enderbite-charnockite complex.

Породы, условия метаморфизма Rocks and metamorphic conditions	T °C	P, кбар P, kbar
Основные гранулиты: мелкозернистые двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы Первый (I) этап гранулитового метаморфизма Mafic granulites: fine-grained bipyroxene-amphibole crystalline schists. The first (I) stage of granulite-facies metamorphism	750–884, max 891, 924, 933	6,30–8,00
Реметаморфизованные основные гранулиты: среднезернистые двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы Второй (II) этап гранулитового метаморфизма Remetamorphosed mafic granulites: medium-grained bipyroxene-amphibole crystalline schists. The second (II) stage of granulite-facies metamorphism	750–885, max 899–927	6,10–8,25
(I) Эндербиты первого Поньгомнаволоцкого массива эндербитов – чарнокитоидов (I) Enderbites of the first Pongomnavolok enderbite-charnokitoid massif	755–835	7,30–8,10
(II) Реметаморфизованные эндербиты – чарнокитоиды первого Поньгомнаволоцкого массива (II) Remetamorphosed enderbites-charnokitoids of the first Pongomnavolok massif.	750–875, max 892, 895, 916	6,20–8,17 max 8,43
(I) Основные гранулиты и эндербиты первого Поньгомнаволоцкого массива (I) Mafic granulites and enderbites of the first Pongomnavolok massif	750–884	6,30–8,10
(II) Реметаморфизованные – основные гранулиты и эндербиты – чарнокитоиды первого Поньгомнаволоцкого массива (II) Remetamorphosed mafic granulites and enderbites-charnokitoids of the first Pongomnavolok massif	750–885	6,10–8,25
Двупироксеновые кварцевые диориты второго Поньгомнаволоцкого массива Bipyroxene quartz diorites of the second Pongomnavolok massif	750–819	6,50–7,50
Двупироксеновые гранодиориты второго Поньгомнаволоцкого массива Bipyroxene granodiorites of the second Pongomnavolok massif	750–802	6,60–7,90 min 6,10–6,30
Габброиды – двупироксеновые кварцевые диориты – гранодиориты второго Поньгомнаволоцкого массива Gabbroic rocks – bipyroxene quartz diorites – granodiorites of the second Pongomnavolok massif	750–819	6,50–7,90

Примечание. РТ-параметры определены по компьютерным программам: TPF-2004 (все породы) и TWQ (основные гранулиты и эндербиты первого Поньгомнаволоцкого массива). Для получения результивных РТ-параметров (программа TPF-2004) применялись **геотермометры: Срх – Орх** – [Henry, Medaris, 1976; Wells, 1977; Перчук, 1977; Powell, 1978; Курепин, 1979; Kretz, 1982; Фонарев, Графчиков, 1982; Славинский, 1983]; **Hbl – Срх** – [Плюснина, 1986]; **Hbl – Pl** – [Spear, 1981; Jaques et al., 1982]; **Pl – Hbl – Qtz** – [Blundy, Holland, 1990]; **Bt – Орх** – [Sengupta et al., 1990] и **геобарометры: Hbl** – [Hollister et al., 1987; Blundy, Holland, 1990; Schmidt, 1991].

Note. PT-parameters were estimated using TPF-2004 (all rocks) and TWQ computer programs (mafic granulites and enderbites of the first Pongomnavolok massif). To obtain resulting PT-parameters (program TPF-2004), **geothermometers: Срх – Орх** – [Henry, Medaris, 1976; Wells, 1977; Perchuk, 1977; Powell, 1978; Kurepin, 1979; Kretz, 1982; Fonarev, Grafchikov, 1982; Slavinskij, 1983]; **Hbl – Срх** – [Pljusnina, 1986]; **Hbl – Pl** – [Spear, 1981; Jaques et al., 1982]; **Pl – Hbl – Qtz** – [Blundy, Holland, 1990]; **Bt – Орх** – [Sengupta et al., 1990] and **geobarometers: Hbl** – [Hollister et al., 1987; Blundy, Holland, 1990; Schmidt, 1991] were used.

(табл. 6, № 2 и 4, пр. 2-1-26 и пр. 2-1-30; рис. 3, б, в, и 8) гранулитового метаморфизма. РТ-параметры (TWQ) образования каждого из них оценивались по реакциям с учетом пироксеновых, амфиболовых, плагиоклазовых миналов, а также αQtz и H₂O (табл. 6). Точки пересечений линий постоянного состава минералов соответствуют в пробах 2-1-21 и 2-1-26: T = 765 и 819 °C и P = 7,40 и 7,72 кбар (табл. 6, № 1 и 2; рис. 3, б, и 9, а, б). При определении температур и давлений по программе TPF, с использованием этих же минералов, получены сопоставимые с TWQ значения P (7,2–7,4 и 7,2–7,5 кбар) по трем Hbl геобарометрам (табл. 6, № 1 и 2, пр. 2-1-21 и 2-1-26); а также T = 758 и 845 °C, определенные по Срх – Орх-геотермометрам

[Wells, 1977, Kretz, 1982]. Приведенные величины, как в этом случае, так и в других, обычно входят в более широкие пределы значений температурных колебаний (табл. 6, № 1 и 2).

Подобные сравнения РТ-параметров в этом же образце (2-1), но с другой парой (I → II) парагенетических ассоциаций выявили практически ту же закономерность (табл. 6, № 3 и 4, пр. 2-1-22 и 2-1-30; рис. 3, в, и 9, в, г). Парагенезис I формируется (TWQ) при T = 785 °C и P = 7,46 кбар, II – T = 811 °C и P = 6,75 кбар. К данным значениям температуры наиболее близки (TPF): T (I) = 758 °C и (II) = 808 °C [Kretz, 1982]. Величины давлений (TWQ) незначительно превышают значения P (TPF) на 0,2 (I) и 0,6 (II) кбар (табл. 6, № 3 и 4).

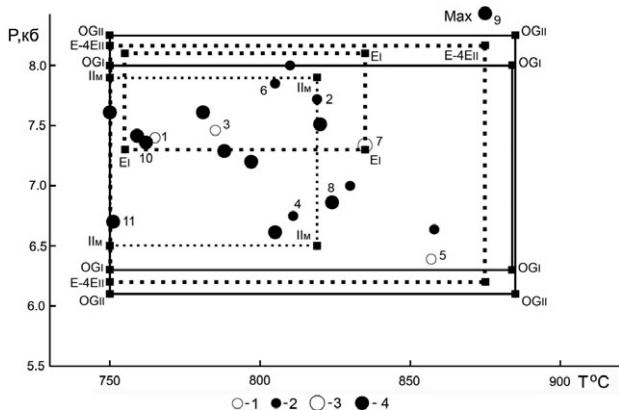


Рис. 8. Поля и точки РТ-параметров формирования пород в Поньгомнаволоцком ГЭЧ-комплексе.

Поля РТ-параметров составлены с использованием программ TPF-2004, TWQ и включают все разновидности гранулитовых образований ГЭЧ-комплекса. Непрерывной линией показаны поля РТ-параметров основных гранулитов, сформировавшихся на первом (OG_I) и реметаморфизованных на втором (OG_{II}) гранулитовых этапах. Крапом изображены поля РТ-параметров эндербитов ± чарнокитоидов первого Поньгомнаволоцкого массива: двупироксеновых кварцевых диоритов (E_I) и реметаморфизованных (E-4E_{II}) двупироксеновых (кварцевых диоритов – плагиогранитов – гранодиоритов). Мелким крапом показано поле РТ-параметров (TPF-2004) двупироксеновых кварцевых диоритов – гранодиоритов второго Поньгомнаволоцкого массива (II_M). Границы полей РТ-параметров ограничены черными квадратами.

1–4 – точки РТ-параметров (TWQ) образования: основных гранулитов (1 и 2) – мелкозернистых (1) и реметаморфизованных среднезернистых (2) – двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев (I и II гранулитовые этапы); эндербитов первого Поньгомнаволоцкого массива (3) и их реметаморфизованных (4) разновидностей.

Арабские цифры 1–11 поставлены у точек РТ-параметров (TWQ) и соответствуют порядковым номерам образцов и проб таблицы 6 (№№ 1–4), №№ 5–11 – описаны в тексте статьи

Fig. 8. Fields and points of PT-parameters of the rocks formation in the Pongomnavolok GEC complex.

The fields of PT-parameters were compiled using TPF-2004 and TWQ software and comprise all varieties of granulite-facies rocks of the GEC complex. A continuous line shows the fields of the PT-parameters of mafic granulites formed on the first (OG_I) and remetamorphosed on the second (OG_{II}) granulite stages. Mottled symbols show the fields of the PT-parameters of enderbites ± charnockitoids of Pongomnavolok massif I: bipyroxene quartz diorites (E_I) and remetamorphosed (E-4E_{II}) bipyroxene (quartz diorites-plagiogranites-granodiorites). Small mottled symbols show the field of the PT-parameters (TPF-2004) of bipyroxene quartz diorites – granodiorites of Pongomnavolok massif II (II_M). The field boundaries of PT-parameters are limited by black squares.

1–4 – points of the PT-parameters (TWQ) of formation of: mafic granulites (1 and 2) – fine-grained (1) and remetamorphosed medium-grained (2) – bipyroxene-amphibole crystalline schists (I and II granulite stages); enderbites of Pongomnavolok massif I (3) and their remetamorphosed (4) varieties.

Arabic figures 1–11 are placed near the points of PT-parameters (TWQ). They correspond with the ordinal numbers of specimens and samples in Table 6 (Nos. 1–4), Nos. 5–11 – described in the paper

Кроме описанных выше на рис. 8 нанесены точки (5 и 6) РТ-параметров (TWQ) образования парагенезисов I и II (обр. 2–3 и 1–9) основных гранулитов. Величины температур и давлений в этих породах соответствуют (TWQ): (I) 857 °C – 6,39 кбар и (II) 805 °C – 7,85 кбар; (TPF): (I) 6,3–6,4 кбар и (II) 7,8–8,1 кбар, 780 °C [Kretz, 1982]. В каждом образце фиксируется близость значений температуры и давления, установленных по двум используемым программам.

Исследованные значения РТ-параметров (TPF-2004 и TWQ) в парагенетических ассоциациях эндербитов первого Поньгомнаволоцкого массива также сопоставимы. Парагенезисы (I и II) двупироксеновых кварцевых диоритов (точки 7 и 8, обр. 1–5 на рис. 8) образовались при температурах и давлениях: (I) 835 °C – 7,34 кбар и (II) 824 °C – 6,86 кбар (TWQ); (I) 800 °C [Blundy, Holland, 1990], 7,8–8,1 кбар и (II) 820 °C [Wells, 1977], 7,0–7,1 кбар (TPF).

В перекристаллизованных при II гранулитовом метаморфизме двупироксеновых – кварцевых диоритах и плагиогранитах (точки 10 и 11, обр. 2–10 и 8–2 на рис. 8) – значения температур и давлений (TPF-2004, TWQ) близки. Значения РТ-параметров (II) в этих породах представлены: T = 762 °C, P = 7,36 кбар и 751 °C, 6,70 кбар (TWQ); 757–777 °C [Wells, 1977 и др.], 7,4–7,6 кбар и 753–789 °C [Wells, 1977 и др.], 6,7–6,8 кбар (TPF). Максимальным для всех пород Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса (рис. 8) является (TWQ) P = 8,43 кбар при T = 875 °C (т. 9, обр. 2–10 на рис. 8).

В итоге по программам TWQ и TPF были получены достаточно близкие, включая погрешности геотермометров и геобарометров, данные РТ-параметров по формированию парагенетических ассоциаций основных гранулитов и эндербитов первого Поньгомнаволоцкого массива. Приведенные в статье значения температур и давлений (TWQ) входят в оптимальные пределы колебаний таковых, полученных по программе TPF-2004 для каждого из типов пород (рис. 8). Для чарноэндербитов и чарнокитов в статье используются данные РТ-параметров, определенных только по программе TPF.

Детальное исследование по определению РТ-параметров формирования конкретных критических парагенезисов гранулитовых пород Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса с применением компьютерных программ TPF и TWQ привело к следующим результатам. В Поньгомнаволоцком ГЭЧ-комплексе становление парагенетических ассоциаций мелкозернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев (I) происходило при T = 750–884 °C и P = 6,30–8,00 кбар (табл. 5,

Таблица 6. TPF-TWQ – PT-параметры формирования основных гранулитов Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса

Table 6. TPF-TWQ – PT-parameters of the formation of mafic granulites in the Pongomnavolok GEC complex

№ п/п № in order	Номера образцов (TPF), проб (TWQ), парагенезисы Numbers of specimens (TPF), samples (TWQ), parageneses	TPF		TWQ		
		Т °С геотермометры geothermometers	Р, кбар геобарометры P, kbar, geobarometers	Т °С	Р, кбар P, kbar	Уравнения реакций The equations of reactions
1	2–1 (пр. (sam.) 2-1-21) (I) 2 Орх (En) ₄₃ + 3Срх (Di) ₃₂ + 4Аmp (Prg) ₄₂ ^{1.42} + 15Pl (Anz) ₃₇	3Срх – 2Орх 841 [Wells, 1977]; 836 [Курепин (Kurepin), 1979] 758, 884 [Kretz, 1982]	4Hbl 7,40 [Hollister et al., 1987]; 7,20 [Blundy, Holland, 1990]; 7,20 [Schmidt, 1991]	765	7,40	(1), (16), (17), (18)
2	2–1 (пр. (sam.) 2-1-26) (II) 18 Орх (En) ₄₃ + 6Срх (Aug) ₃₃ + 10Аmp (Prg) ₄₂ ^{1.79} + 15Pl (Anz) ₃₇	6Срх – 18Орх 845 [Wells, 1977]; 906 [Курепин (Kurepin), 1979]; 877 [Kretz, 1982]; 755 [Фонарев, Графчиков (Fonarev, Grafchikov), 1982] 757 [Славинский (Slavinskij), 1983]	10Hbl 7,50 [Hollister et al., 1987]; 7,30 [Blundy, Holland, 1990]; 7,20 [Schmidt, 1991]	819	7,72	(3), (6), (10), (19), (20)
3	2–1 (пр. (sam.) 2-1-22) (I) 38 Орх (En) ₄₂ + 3Срх (Di) ₃₂ + 22Аmp (Prg) ₃₉ ^{1.60} + 45Pl (Anz) ₃₃	3Срх – 38Орх 834 [Wells, 1977]; 844 [Курепин (Kurepin), 1979] 758, 891 [Kretz, 1982]	22Hbl 7,30 [Hollister et al., 1987]; 7,20 [Blundy, Holland, 1990]; 7,10 [Schmidt, 1991]	785	7,46	(1), (4), (5), (14), (15)
4	2–1 (пр. (sam.) 2-1-30) (II) 21 Орх (En) ₄₄ + 28Срх (Di) ₃₁ + 32Аmp (Prg) ₃₉ ^{1.65} + 45Pl (Anz) ₃₃	28Срх – 21Орх 817 [Wells, 1977]; 750 [Курепин (Kurepin), 1979] 808 [Kretz, 1982]	32Hbl 6,20 [Hollister et al., 1987]; 6,20 [Blundy, Holland, 1990]; 6,10 [Schmidt, 1991]	811	6,75	(2), (7), (8), (9), (11), (12), (13), (21)

Примечание. 1–4 – основные гранулиты: (обр. 2–1) – мелкозернистые (1 и 3) двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы (I гранулитовый этап), переходящие (II гранулитовый этап) в среднезернистые (2 и 4) двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы. В парагенезисах и в названиях геотермометров – геобарометров перед символом минералов арабскими цифрами указаны номера точек их микрозондовых анализов. Уравнения минеральных реакций, используемых при определении PT-параметров (TWQ): 2Fe-Ts + 3En = 3Fs + 2Ts (1); 5Fs + 14αQtz + 4Prg = 2Fe-Ts + 4Hd + 8En + 4Ab + 2H₂O (2); 3Ab + 3Di + 4Fe-Ts = 3Fe-Prg + Ts + 9αQtz + 3An (3); 2Ca-Ts + 8αQtz + 2Prg = 2Wo + 2Ts + En + 2Ab (4); 10Ca-Ts + 6Di + 6Jd + 8Fe-Ts = 6Fe-Prg + 3En + 20An + 2H₂O (5); 3Fs + 6Jd + 8Ts + 6Wo = 6Prg + 2Fe-Ts + 18αQtz + 6Ca-Ts (6); 4Wo + 4Ts + 4Jd + 2Fs = 4Ca-Ts + 12αQtz + 3Prg + Fe-Prg (7); 6Jd + 2Hd + 3Fs + 2Ca-Ts + 2H₂O = 4Ab + 2Fe-Prg (8); 6Jd + 3En + 2Di + 2Ca-Ts + 2H₂O = 4Ab + 2Prg (9); 6Jd + 2Hd + 4En + 2Ca-Ts + 2H₂O = 4Ab + Fs + 2Prg (10); 4Ts + 8Jd + 6Fs + 8Di + 4H₂O = 20αQtz + 5Prg + 3Fe-Prg (11); 5Ca-Ts + 6Di + 2Fs + Jd + 3H₂O = 5Wo + Fe-Prg + 2Ts (12); 2Ab + 6Ca-Ts + 8Di + 2Fe-Ts = 6Wo + 2Prg + 3Fs + 8An (13); 6Prg + 2Fe-Ts + 24αQtz + 6Ca-Ts = 6Ab + 3Fs + 8Ts + 6Wo (14); 2Prg + 8αQtz + 3Fs + 2Ca-Ts = 2Ab + 4En + 2Fe-Ts + 2Wo (15); Ab + 4Ts + 2Fe-Prg + Wo = 3Prg + 4Fs + 7An + 3H₂O (16); 10Di + 3En + 4Jd + 2Fe-Ts + 2H₂O = 4Prg + 10αQtz + 6Hd (17); 10Di + 3Fs + 4Jd + 2Ts + 2H₂O = 4Prg + 10αQtz + 6Hd (18); 2Wo + 2Ts + 6Jd + En = 4Ab + 2An + 2Prg (19); 12Wo + 16Fe-Ts + 42Jd + 15En + 6H₂O = 30Ab + 10Ts + 12Fe-Prg (20); 12Wo + 16Ts + 42Jd + 15Fs + 6H₂O = 30Ab + 10Fe-Ts + 12Prg (21).

Note. 1–4 – mafic granulites: (sample 2–1) – fine-grained (1 and 3) bipyroxene-amphibole crystalline schists (granulite stage I) passing into (granulite stage II) medium-grained (2 and 4) bipyroxene-amphibole crystalline schists. In parageneses and in the names of geothermometers- geobarometers Arabic figures, preceding the mineral symbol, show the numbers of points of their microprobe analyses. The equations of mineral reactions used for estimating PT-parameters (TWQ) see above.

рис. 8). Парагенезисы (I) эндербитов – двупироксеновых кварцевых диоритов с гранулитовым амфиболом первого Поньгомнаволоцкого массива сформировались при T = 755–835 °C и P = 7,30–8,10 кбар (табл. 5, рис. 8). Приведенные PT-параметры как супракристалльных, так и интрузивных образований характеризуют второй период I гранулитового этапа метаморфической эволюции ГЭЧ-комплекса.

На II гранулитовом этапе поздняя изофациальная перекристаллизация основных гра-

нулитов с образованием их среднезернистых разновидностей осуществлялась в пределах T = 750–885 °C и P = 6,10–8,25 кбар (табл. 5, рис. 8). Парагенезисы (II) реметаморфизованных эндербитов – чарнокитидов первого Поньгомнаволоцкого массива сформировались при T = 750–875 °C и P = 6,20–8,17 кбар, ед. max 8,43 кбар (табл. 5, рис. 8).

Исследования показали, что режим температур и давлений при реметаморфизме основ-

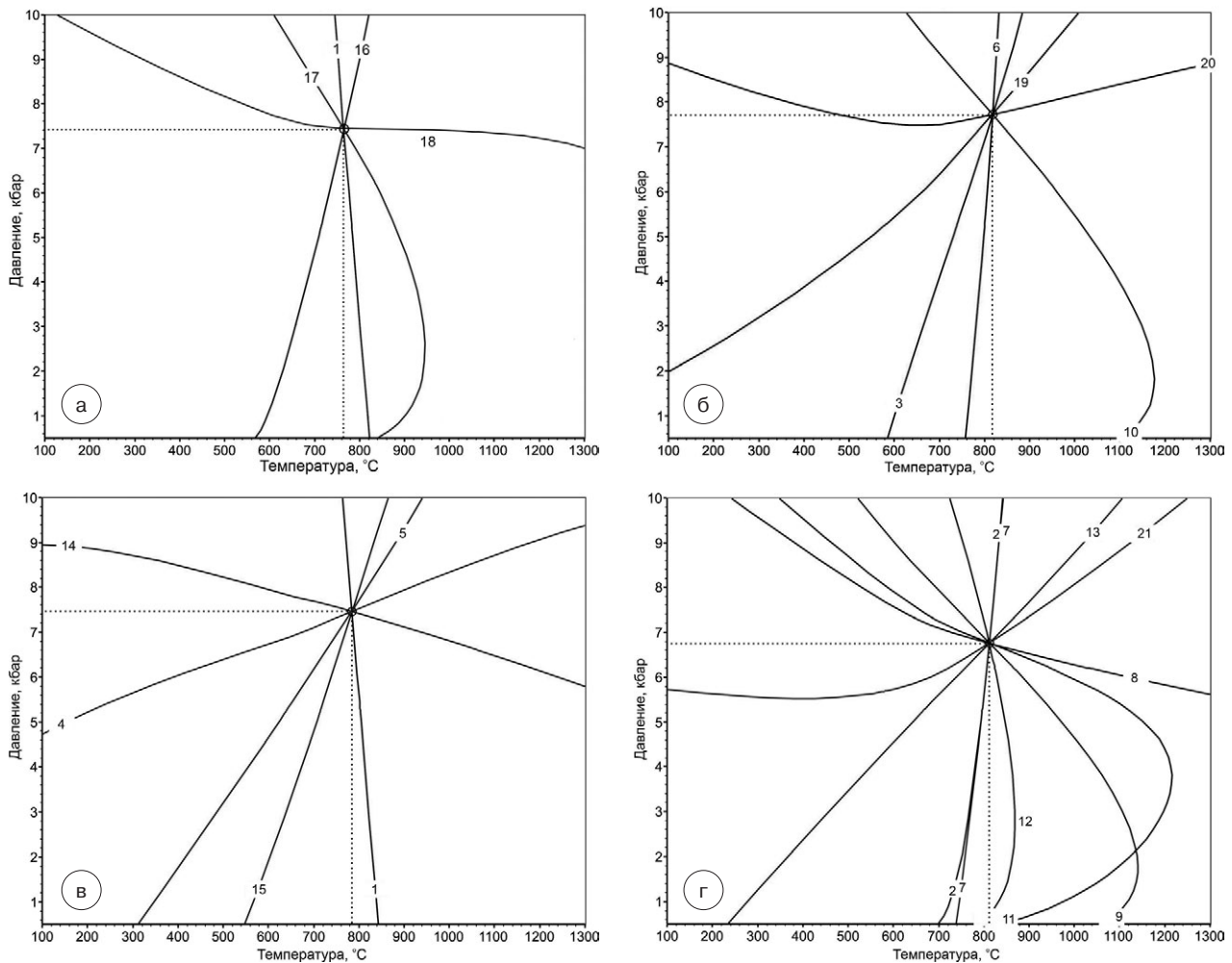


Рис. 9. PT-диаграммы линий постоянного состава минералов изученных (TWQ) образцов основных гранулитов Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса:

(а, в) – мелкозернистые двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы (I гранулитовый этап), переходящие в среднезернистые (б, г) двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы (II гранулитовый этап). Обр. 2–1: пробы 2-1-21 (а) →2-1-26 (б); 2-1-22 (в) →2-1-30 (г).

Координаты точек пересечения соответствуют PT-условиям пика гранулитового метаморфизма соответствующих пород. Номера реакций и проб приведены в табл. 6.

Fig. 9. PT-diagrams of the lines of the permanent composition of the minerals of (TWQ) mafic granulite samples from the Pongomnavolok GEC complex:

(а, в) – fine-grained bipyroxene-amphibole schists (granulite stage I) passing into medium-grained (б, г) bipyroxene-amphibole crystalline schists (granulite stage II). Specimen 2–1: samples 2-1-21 (а) →2-1-26 (б); 2-1-22 (в) →2-1-30 (г).

The coordinates of the intersection points correspond with the PT-conditions of the peak of granulite-facies metamorphism of corresponding rocks. The numbers of reactions and samples are given in Table 6.

ных гранулитов практически не изменяется. В эндербитах первого Поньгомнаволоцкого массива поздняя изофациальная перекристаллизация осуществляется при более широких колебаниях PT-параметров по отношению к таковым I гранулитового этапа.

Второй Поньгомнаволоцкий массив, особенности метаморфической эволюции

Изучение пород второго Поньгомнаволоцкого массива в аспекте общей метаморфичес-

кой эволюции с супракрустальными и интрузивными гранулитовыми образованиями, описанными выше, оставляет больше вопросов, чем ответов. Как было отмечено во введении, по геохронологическим данным и геологическим соотношениям интрузивные образования второго массива более поздние по отношению к эндербитам – чарнокитоидам первого. Внедрение интрузии (II) габброидов – габбродиоритов – двупироксеновых кварцевых диоритов – гранодиоритов (табл. 1) происходило, по-видимому, в условиях гранулитовой фации

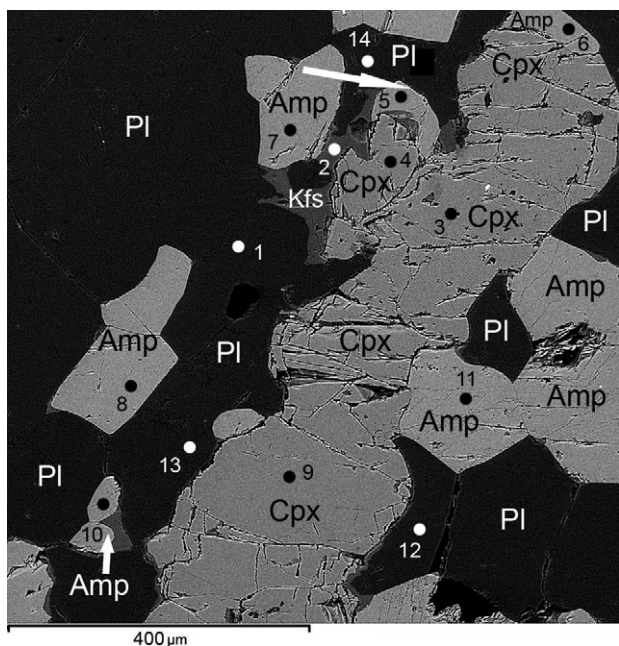


Рис. 10. Равновесные соотношения моноклинного пироксена Cpx (Di) и кальциевого амфибола Amp (Fe-Prg) в двупироксеновых кварцевых диоритах второго Поньгомнаволоцкого массива. Шлиф В-26

Fig. 10. Equiponderous correlations of clinopyroxene – Cpx (Di) and calcium amphibole – Amp (Fe-Prg) in bipyroxene quartz diorites of Pongomnavolok massif II. Thin section В-26

метаморфизма. На это указывают прежде всего петрографические исследования – находки реликтовых гранулитовых минералов среди диафорических. Степень диафореза во втором массиве выше, чем в первом, и единичные реликты ромбических пироксенов встречаются в шлифах крайне редко. При детальном наблюдении из ранних минералов магматических или гранулитовых парагенезисов второго массива были изучены только моноклинные пироксены, кальциевые амфиболы (рис. 6, 7, 10) и биотиты. В породах отсутствуют признаки поздней изофациальной перекристаллизации минералов, что не позволяет выделить два гранулитовых этапа метаморфической эволюции. Исследованы средние и кислые разновидности пород (табл. 1 и 5). На гранулитовом этапе двупироксеновые кварцевые диориты (обр. 12–4, В-26) преимущественно нормального, редко субщелочного ряда представлены: Орх + Cpx (Di_{39–46}, Aug_{39–47})_{39–47} + Amp (Fe-Prg_{56–57}^{1,61–2,19}, Hs_{57–61}^{1,71–2,30})_{56–61} + Bt_{48–57}^{5,15–5,96} + Pl (Olg)_{17–23} + Qtz, ± Kfs (Or)_{1,00–0,92}-парагенезисами, а пироксеновые гранодиориты (обр. 14–5, 14–6) – Орх + Cpx + Amp (Fe-Prg_{54–60}^{1,94–2,63}, Hs₆₁^{2,12})_{54–61}^{1,94–2,63} + Bt_{48–56}^{5,26–6,27} + Pl (Olg)_{18–28} + Kfs (Or)_{0,95–0,90} + Qtz. Данные минеральные парагенетические ас-

социации, судя по наличию кальциевых амфиболов и биотитов, скорее не являются магматическими, а характеризуют заключительный период гранулитового этапа, предшествующий диафорезу. Становление парагенезисов изученных пород происходило при (ТрФ-2004) T = 750–819 °C, P = 6,50–7,50 кбар и 750–802 °C, P = 6,60–7,90 кбар с единичным минимумом 6,10–6,30 кбар (табл. 5).

Моноклинные пироксены, кальциевые амфиболы (Fe-Prg, Hs) и биотиты двупироксеновых кварцевых диоритов (толеитовая серия) второго Поньгомнаволоцкого массива (рис. 6, 7) являются более железистыми (см. парагенезис) по отношению к подобным минералам из аналогичных пород известково-щелочной серии первого массива (обр. 1–5, 2–10): Cpx (Di_{24–33}, Aug_{27–33})_{24–33}, Amp (Prg_{41–48}^{1,75–1,99}, Mg-Hs₄₅^{1,92–1,93})_{41–48}^{1,75–1,99}, Bt_{38–39}^{5,37–5,88}. В амфиболах (Fe-Prg, Hs) и биотитах из пироксеновых гранодиоритов второго массива (обр. 14–5) железистость выше (рис. 7), чем в Amp (Prg_{40–42}^{1,68–1,96}, Mg-Hs_{40–43}^{1,52–1,90})_{40–43} и Bt₂₈^{5,40} из черноэндербитов первого массива (обр. 2–8). В эндербитах кварцеводиоритового ряда увеличивается значение F (64,33–71,97 % → 74,73–78,51 %) от первого ко второму массиву (табл. 1). РТ-параметры становления эндербитов – чернокитоидов первого Поньгомнаволоцкого массива на II гранулитовом этапе составляют T = 750–875 °C, P = 6,20–8,17 кбар (табл. 5, рис. 8). Формирование второго Поньгомнаволоцкого массива осуществлялось (табл. 5, рис. 8) при достаточно близких к предыдущим температурах (750–819 °C) и давлениях (6,50–7,90 кбар).

В целом габброиды – габбро-диориты – двупироксеновые кварцевые диориты – двупироксеновые (?) гранодиориты второго Поньгомнаволоцкого массива отличаются от одноименных средних-кислых пород первого массива по геологическим и геохронологическим данным (являются более поздними) и существованием единственного гранулитового этапа в метаморфической эволюции. А также – повышенной железистостью гранулитовых минералов (Cpx, Amp_{Ca}, Bt), присутствием автолитов кварцеводиоритового состава. При этом в обоих массивах РТ-параметры формирования гранулитовых парагенезисов близки.

На данной стадии исследований очевидно, что время внедрения, становление второго Поньгомнаволоцкого массива, по составу отвечающего габброидам – двупироксеновым: диоритам – гранодиоритам, требует дополнительного изучения и осмысления.

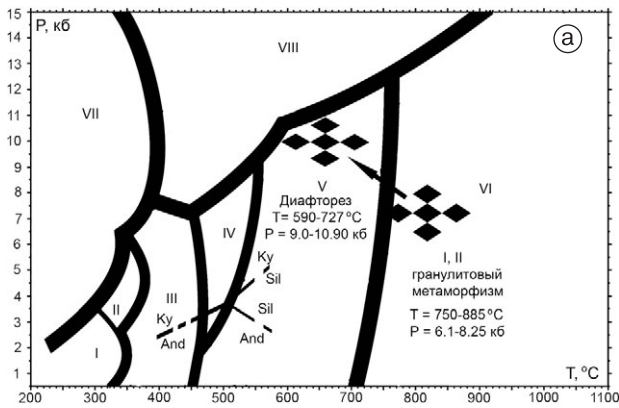


Рис. 11. РТ-параметры метаморфической эволюции Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса на «диаграммах минеральных фаций метаморфических пород»: [Бушмин, Глебовицкий, 2008] (а) и [Cloos, 1993] (б).

Поля фаций метаморфизма: а – эклогитовая (VIII), глаукофансланцевая (VII), гранулитовая (VI), амфиболитовая (V), эпидот-амфиболитовая (IV), зеленосланцевая (III), пумпеллит-актинолитовая (II), цеолитовая или пумпеллит-прениитовая (I); б – эклогитовая (Э), гранулитовая (Гр), амфиболитовая (А). Черной стрелкой на обоих фрагментах показаны переходы РТ-параметров от гранулитового метаморфизма (I, II этапы) к диафторезу [Король, 2015] амфиболитовой фации

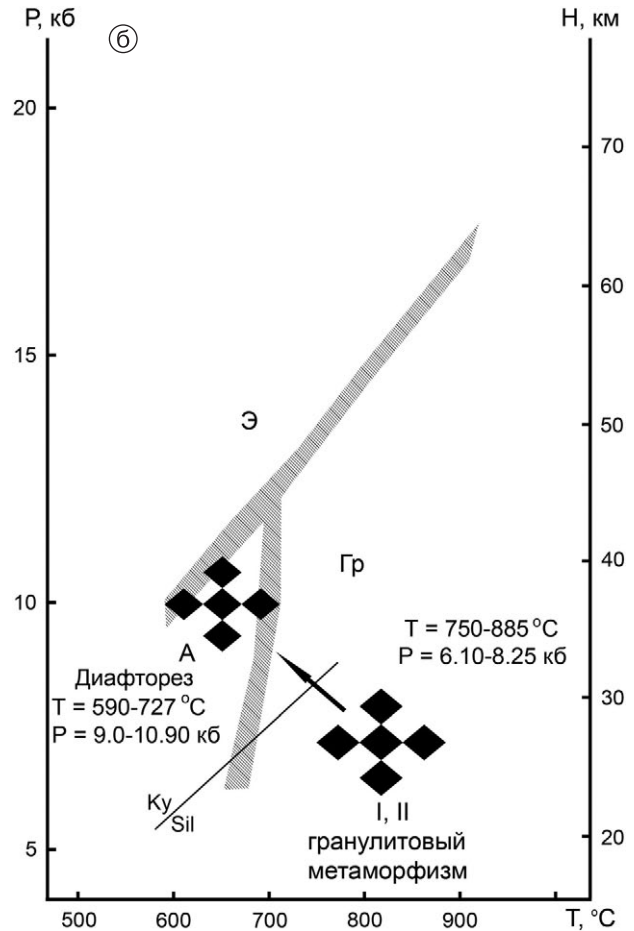
Fig. 11. P-T-parameters of the metamorphic evolution of the Pongomnavolok GEC complex on “diagrams of the mineral facies of metamorphic rocks”...: [Bushmin, Glebovitsky, 2008] (a) and [Cloos, 1993] (b).

Metamorphic facies fields: а – eclogite (VIII), glaucophane-schist (VII), granulite (VI), amphibolite (V), epidote-amphibolite (IV), greenschist (III), pumpellyite-actinolite (II), zeolite or pumpellyite-prenite (I); б – eclogite (Э), granulite (Гр), amphibolite (А). A black arrow in both figures shows the transitions of P-T-parameters from granulite-facies metamorphism (I, II stages) to amphibolite-facies diaphthoresis [Korol, 2015]

Заключение

При геолого-петрологических исследованиях в Поньгомнаволоцком ГЭЧ-комплексе выделяется два гранулитовых этапа метаморфической эволюции, и на I этапе – два периода. В первом из них происходит становление парагенезисов супракрустальных основных гранулитов – мелкозернистых двупироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. Второй период характеризуется эндробитовой мигматизацией гранулитового субстрата, внедрением первого Поньгомнаволоцкого массива эндробитов – чарнокитоидов (привнос Na и воды) и гранулитовой амфиболитацией всех пород. При этом формируются парагенезисы (I) основных мелкозернистых двупироксен-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболсодержащих эндробитов, реже чарнокитоидов.

На II гранулитовом этапе в Поньгомнаволоцком ГЭЧ-комплексе осуществляется поздняя изофациальная перекристаллизация пород.



Процессы реметаморфизма происходят под воздействием остаточных Na- и K-водных флюидов. В новообразованных парагенезисах (II) – среднезернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и эндробитов – фиксируется небольшое увеличение F в пироксенах, реже в амфиболах, биотитах (для кислых пород), покисление плаггиоклазов. В основных гранулитах образуется Vt. Реметаморфизм представляет собой компенсационную метаморфическую перекристаллизацию с незначительным выносом Mg, привносом щелочей (Na и K) и воды.

РТ-параметры формирования парагенезисов двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев (основных гранулитов) на I и II этапах метаморфической эволюции ГЭЧ-комплекса практически не изменяются: $T = 750-884$ и $750-885$ °C; $P = 6,30-8,00$ и $6,10-8,25$ кбар. В эндробитах – чарнокитоидах первого массива поздняя изофациальная перекристаллизация осуществляется при более широких колебаниях температуры и давления: $T = (I) 755-835$ и (II) $750-875$ °C; $P = (I) 7,30-8,10$ и (II) $6,20-8,17$ кбар. Таким образом, гранулитовые образования Поньгомнаволоцкого ГЭЧ-комплекса на двух этапах метаморфической эволюции сформировались при $T = 750-885$ °C и $P = 6,10-8,25$ кбар (рис. 11).

На III этапе метаморфической эволюции ГЭЧ-комплекса осуществляется диафторез (рис. 11) гранулитовых образований с понижением температуры до 727–590 °С и увеличением давления до 9,00–10,90 кбар в условиях кинитовой – амфиболитовой фации беломорского типа [Король, 2015]. Процессы диафтореза, преобразующие все гранулитовые породы, достаточно многогранны и требуют детального изложения в отдельной статье.

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

Автор выражает искреннюю благодарность главному научному сотруднику лаборатории геодинамики и геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН д. г.-м. н. О. И. Володичеву за предоставленные для микрозондовых анализов образцы, консультации и критические замечания во время подготовки статьи.

Литература

- Бушмин В. А., Глебовицкий В. А. Схема минеральных фаций метаморфических пород // Записки РМО. 2008. Ч. СXXXVII, № 2. С. 1–13.
- Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л.: Наука, 1975. 170 с.
- Володичев О. И., Король Н. Е., Кузенко Т. И., Сибелев О. И. Метаморфизм раннедокембрийских комплексов восточной части Фенноскандинавского щита // Геология Карелии от архея до наших дней: Материалы докл. Всерос. конф., посв. 50-летию ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск, 24–26 мая 2011 г.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 49–55.
- Король Н. Е. Высокотемпературная амфиболитизация при эндербитовой мигматизации основных гранулитов в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии // Петрология. 2009. Т. 17, № 4. С. 378–396.
- Король Н. Е. Процессы поздней изофациальной перекристаллизации в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 8–32.
- Король Н. Е. Метаморфическая эволюция Поньгомнаволоцкого гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса восточной части Беломорского подвижного пояса // Петрография магматических и метаморфических горных пород: Мат-лы XII Всерос. Петрографического совещания с участием зарубежных ученых (Петрозаводск, 15–20 сентября 2015 года). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 434–436.
- Курепин В. А. Термодинамический анализ минеральных равновесий в пироксенсодержащих горных породах // Породообразующие пироксены Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1979. С. 115–127.
- Перчук Л. Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // ДАН СССР. 1977. Т. 233, № 3. С. 456–459.
- Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование равновесия метабазитов, геотермобарометрия // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Наука, 1986. С. 174–183.
- Славинский В. В. Двупироксеновая геотермометрия // Минералогический журнал. 1983. Т. 5, № 6. С. 29–38.
- Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и карбонатные породы района губы Поньгомы (Белое море) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 6–30.
- Судовиков Н. Г. Геологический очерк Куземо-Поньгомского района // Докл. сов. геологов. МГК. XVII сессия. Северная экскурсия. М.; Л., 1937.
- Фонарев В. И., Графчиков А. А. Двупироксеновый геотермометр // Минералогический журнал. 1982. Т. 4, № 5. С. 3–12.
- Шуркин К. А. Беломорида (геология, петрология, история развития): Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Л., 1964. 43 с.
- Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 833–855.
- Berman R. G., Aranovich L. Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ // Contrib. Mineral. and Petrol. 1996. Vol. 126. P. 1–24.
- Blundy Y. D., Holland T. Y. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. 1990. Vol. 104, no. 2. P. 208–224.
- Cawthorn R. G., Collerson K. D. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses // Amer. Mineral. 1974. Vol. 59, no. 11–12. P. 1203–1208.
- Cebria J. M. PX: A program for pyroxene classification and calculation of end-members // Amer. Mineral. 1990. Vol. 75. P. 1426–1427.
- Cloos M. Litospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island areas, spreading ridges and seamounts // Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. Vol. 105, no. 6. P. 715–737.
- Henry D. J., Medaris L. G. Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to the alpine peridotites in Southwestern Oregon // Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs. 1976. Vol. 8. P. 913–914.
- Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Mineral. 1987. Vol. 72, no. 3–4. P. 231–239.
- Jaques A. L., Blake D. H., Donchak P. J. T. Regional metamorphism in the Selwyn Range area, north-west Queensland // BMR J. Austr. Geol. Geophys. 1982. Vol. 7, no. 3. P. 181–196.

Kretz R. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data // *Geochim. Cosmoch. Acta*. 1982. Vol. 46, no. 3. P. 411–421.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 1983. Vol. 68, no. 1/2. P. 277–279.

Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne E., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Eur. J. Mineral.* 1997. Vol. 9, no. 3. P. 623–651.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *Mineral. Mag.* 1988. Vol. 52, no. 4. P. 535–550.

Powell R. The thermodynamics of pyroxene geotherms // *Phil. Trans. R. Soc. London*. 1978. Vol. 288. P. 457–469.

Schmidt M. W. Amphibole composition as a function of buffer assemblage and pressure: an experimental approach // *EOS, Transactions, American Geophysical Union. AGU Fall Meeting*. 1991. Vol. 72, no. 44. 547 p.

Schumacher J. C. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles // *No-*

menclature of amphiboles // *Eur. J. Mineral.* 1997. Vol. 9, no. 3. P. 643–651.

Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P. K., Mukherjee M. An orthopyroxene – biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // *J. Metamorphic Geol.* 1990. Vol. 8, no. 2. P. 191–197.

Spear F. S. Amphibole-plagioclase equilibria: a empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + quartz // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1981. Vol. 77, no. 4. P. 355–364.

Volodichev O. I. Evolution of metamorphic processes in the Belomorian mobile belt // *Precambrian high-grade mobile belts. Extended abstracts. Petrozavodsk: KarRC RAS*, 2014. P. 115–116.

Wells P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex system // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1977. Vol. 62. P. 129–139.

Zinger T. F., Götze J., Levchenkov O. A., Shuleshko I. K., Yakovleva S. Z., Makeyev A. F. Zircon in polydeformed and metamorphosed precambrian granitoids from the White sea tectonic zone, Russia: morphology, cathodoluminescence, and U-Pb chronology // *Int. Geol. Rev.* 1996. Vol. 38. P. 57–73.

Поступила в редакцию 03.04.2017

References

Bushmin V. A., Glebovitskii V. A. Skhema mineral'nykh fatsii metamorficheskikh porod [The scheme of mineral facies of metamorphic rocks]. *Zapiski RMO* [Proceed. Russ. Mineralogical Society]. 2008. Part. CXXXVII, no. 2. P. 1–13.

Fonarev V. I., Grafchikov A. A. Dvupiroksenovyi geotermometr [Two-pyroxene geothermometer]. *Mineralogicheskii zhurnal* [Mineralogical J.]. 1982. Vol. 4, no. 5. P. 3–12.

Korol' N. E. Vysokotemperaturnaya amfibolizatsiya pri enderbitovoi migmatizatsii osnovnykh granulitov v granulit-enderbit-charnokitovykh kompleksakh Karelii [High-temperature amphibolization synchronous with enderbite migmatization of mafic granulites in granulite – enderbite – charnockite complexes in Karelia]. *Petrologiya* [Petrology]. 2009. Vol. 17, no. 4. P. 378–396.

Korol' N. E. Protsessy pozdnei izofatsial'noi perekristallizatsii v granulit-enderbit-charnokitovykh kompleksakh Karelii [Late isofacial recrystallization processes in granulite-enderbite-charnockite complexes in Karelia]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. Mineral Res. Karelia]. Iss. 14. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011. P. 8–32.

Korol' N. E. Metamorficheskaya evolyutsiya Pon'gomnavolokskogo granulit-enderbit-charnokitovogo kompleksa vostochnoi chasti Belomorskogo podvzhnogo poyasa [Metamorphic evolution of the Pongomnavolok granulite-enderbite-charnockite complex in the eastern part of the White Sea Mobile Belt]. *Petrografiya magmaticheskikh i metamorficheskikh gornyykh porod: Materialy XII Vserossiiskogo Petrograficheskogo*

soveshchaniya s uchastiem zarubezhnykh uchenykh. Petrozavodsk, 15–20 sentyabrya 2015 g. [Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks: Proceed. XII All-Russ. Petrographic Meeting with Int. Part. (Petrozavodsk, September 15–20, 2015)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2015. P. 434–436.

Kurepin V. A. Termodinamicheskii analiz mineral'nykh ravnovesii v piroksensoderzhashchikh gornyykh porodakh [Thermodynamic analysis of mineral equilibria in pyroxene rocks]. *Porodoobrazuyushchie pirokseny Ukrainского shchita* [Rock-forming Pyroxenes Ukrainian Shield]. Kiev: Naukova dumka, 1979. P. 115–127.

Perchuk L. L. Uovershenstvovanie dvupiroksenovogo geotermometra dlya glubinykh peridotitov [Modification of two-pyroxene geothermometer for deep-seated peridotites]. *DAN SSSR* [Dokl. Earth. Sci.]. 1977. Vol. 233, no. 3. P. 456–459.

Plyusnina L. P. Eksperimental'noe issledovanie ravnovesiya metabazitov, geotermobarometriya [Experimental study on metabasite equilibria, geothermobarometry]. *Eksperiment v reshenii aktual'nykh zadach geologii* [Experiment in the Solution of Topical Problems of Geology]. Moscow: Nauka, 1986. P. 174–183.

Slavinskii V. V. Dvupiroksenovaya geotermometriya [Two-pyroxene geothermometry]. *Mineralogicheskii zhurnal* [Mineralogical J.]. 1983. Vol. 5, no. 6. P. 29–38.

Stepanov V. S., Slabunov A. I. Amfibolity i karbonatnye porody raiona guby Pon'gomy (Beloe more) [Amphibolites and carbonate rocks of the Pongoma Bay region, the White Sea]. *Dokembrii Severnoi Karelii* [Precambrian Northern Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1994. P. 6–30.

Sudovikov N. G. Geologicheskii ocherk Kuzemo-Pon'gorskogo raiona [Geological description of the Kuzema-Pongoma area]. *Dokl. sov. geologov. MGK. XVII sessiya. Severnaya Ekskursiya* [Reports of Soviet Geologists. IGC. XVII Session. Northern Excursion]. Moscow; Leningrad, 1937.

Shurkin K. A. Belomoridy (geologiya, petrologiya, istoriya razvitiya) [Belomorides geology, petrology, history of development]: Summary of PhD (Dr. of Chem.) thesis. Leningrad, 1964. 43 p.

Volodichev O. I. Metamorfizm fatsii distenovykh gneisov na primere belomorskogo kompleksa [Metamorphism of the kyanite gneisses facies (the case of the Belomorian complex)]. Leningrad: Nauka, 1975. 170 p.

Volodichev O. I., Korol' N. E., Kuzenko T. I., Sibelev O. I. Metamorfizm rannedokembriiskikh kompleksov vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Metamorphism of the Early Precambrian complexes in the eastern Fennoscandian Shield]. *Geologiya Karelii ot arkheya do nashikh dnei: Materialy dokladov Vserossiiskoi konferentsii, posvyashhennoi 50-letiyu IG KarRC RAS (Petrozavodsk, 24–26 maya 2011 g.)* [Geology of Karelia from the Archaean to the present: Proceed. All-Russ. Conf. Dedicated 50th Anniv. IG KarRC RAS (Petrozavodsk, May 24–26, 2011)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011. P. 49–55.

Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*. 1991. Vol. 29. P. 833–855.

Berman R. G., Aranovich L. Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1996. Vol. 126. P. 1–24.

Blundy Y. D., Holland T. Y. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1990. Vol. 104, no. 2. P. 208–224.

Cawthorn R. G., Collerson K. D. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Amer. Mineral.* 1974. Vol. 59, no. 11–12. P. 1203–1208.

Cebria J. M. PX: A program for pyroxene classification and calculation of end-members. *Amer. Mineral.* 1990. Vol. 75. P. 1426–1427.

Cloos M. Litospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island areas, spreading ridges and seamounts. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. Vol. 105, no. 6. P. 715–737.

Henry D. J., Medaris L. G. Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to the alpine peridotites in Southwestern Oregon. *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs*. 1976. Vol. 8. P. 913–914.

Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification

of calc-alkaline plutons. *Amer. Mineral.* 1987. Vol. 72, no. 3–4. P. 231–239.

Jaques A. L., Blake D. H., Donchak P. J. T. Regional metamorphism in the Selwyn Range area, north-west Queensland. *BMR J. Aust. Geol. Geophys.* 1982. Vol. 7, no. 3. P. 181–196.

Kretz R. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmoch. Acta*. 1982. Vol. 46, no. 3. P. 411–421.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.* 1983. Vol. 68, no. 1/2. P. 277–279.

Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne E., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Eur. J. Mineral.* 1997. Vol. 9, no. 3. P. 623–651.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Mag.* 1988. Vol. 52, no. 4. P. 535–550.

Powell R. The thermodynamics of pyroxene geotherms. *Phil. Trans. R. Soc. London*. 1978. Vol. 288. P. 457–469.

Schmidt M. W. Amphibole composition as a function of buffer assemblage and pressure: an experimental approach. *EOS, Transactions, American Geophysical Union. AGU Fall Meeting*. 1991. Vol. 72, no. 44. 547 p.

Schumacher J. C. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Nomenclature of amphiboles. Eur. J. Mineral.* 1997. Vol. 9, no. 3. P. 643–651.

Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P. K., Mukherjee M. An orthopyroxene – biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks. *J. Metamorphic Geol.* 1990. Vol. 8, no. 2. P. 191–197.

Spear F. S. Amphibole-plagioclase equilibria: a empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. Vol. 77, no. 4. P. 355–364.

Volodichev O. I. Evolution of metamorphic processes in the Belomorian mobile belt. *Precambrian high-grade mobile belts*. Extended abstracts. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2014. P. 115–116.

Wells P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. Vol. 62. P. 129–139.

Zinger T. F., Götze J., Levchenkov O. A., Shuleshko I. K., Yakovleva S. Z., Makeyev A. F. Zircon in polydeformed and metamorphosed precambrian granulites from the White sea tectonic zone, Russia: morphology, cathodoluminescence, and U-Pb chronology. *Inter. Geol. Rev.* 1996. Vol. 38. P. 57–73.

Received April 03, 2017

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Король Наталия Евгеньевна
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: korol@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

CONTRIBUTOR:

Korol, Nataliya
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,
Karelia, Russia
e-mail: korol@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 782753

УДК 550.42:546:552.3:551.72

ИСТОЧНИКИ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Н. И. Кондрашова

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

Проявления палеопротерозойского магматизма на Карельском кратоне Фенноскандинавского щита связывают в настоящее время с воздействием мантийных плюмов. На основе петрогеохимических данных по магматическим образованиям локальных геологических разрезов южной части Карельского кратона утверждается о сходном мантийном источнике для палеопротерозойских пород всех возрастных уровней от сумия до людиковия. Происходившее на уровне литосферной мантии плавление исключает плюмовый источник как основной для рассматриваемых магматических образований палеопротерозоя.

Ключевые слова: внутриплитный магматизм; плюм; палеопротерозой; литосфера, астеносфера.

N. I. Kondrashova. SOURCES AND POSSIBLE CAUSES OF PALEOPROTEROZOIC MAGMATISM IN THE SOUTHERN PART OF THE KARELIAN CRATON (BALTIC SHIELD)

There is an opinion that Paleoproterozoic magmatism in the Karelian craton of the Baltic Shield is linked solely with the influence of mantle plumes. On the basis of petrogeochemical data on magmatic formations from local geological sections in the southern part of the Karelian craton, the author infers a similar mantle source for magmatic rocks of all Paleoproterozoic age levels, from Sumian to Ludikovian. The melting that occurred in the lithospheric mantle rules out the plume source for the considered Paleoproterozoic magmatic formations.

Keywords: intraplate magmatism; plume; Paleoproterozoic; lithosphere, asthenosphere.

Введение

Появление и петрогеохимические особенности палеопротерозойских магматических образований Карельского кратона (рис. 1) связывают с деятельностью древних мантийных плюмов/суперплюмов [Филатова, 2004; Типы..., 2006; Минц, 2011 и др.]. Часть исследователей используют плюмовую модель как основу для

реконструкции последующего проявления субдукционных явлений [Ранний..., 2005; Светов и др., 2012], другая – как причину проявления континентального рифтогенеза без связи с плитотектоникой [Магматизм..., 1993].

Если придерживаться оригинального определения плюма как термального потока от границы ядро-мантия [Morgan, 1971], тогда лишь при наличии доказательств плавления неде-

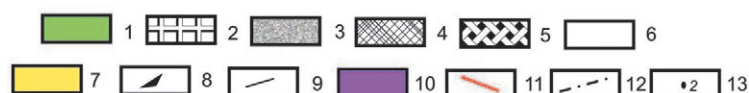
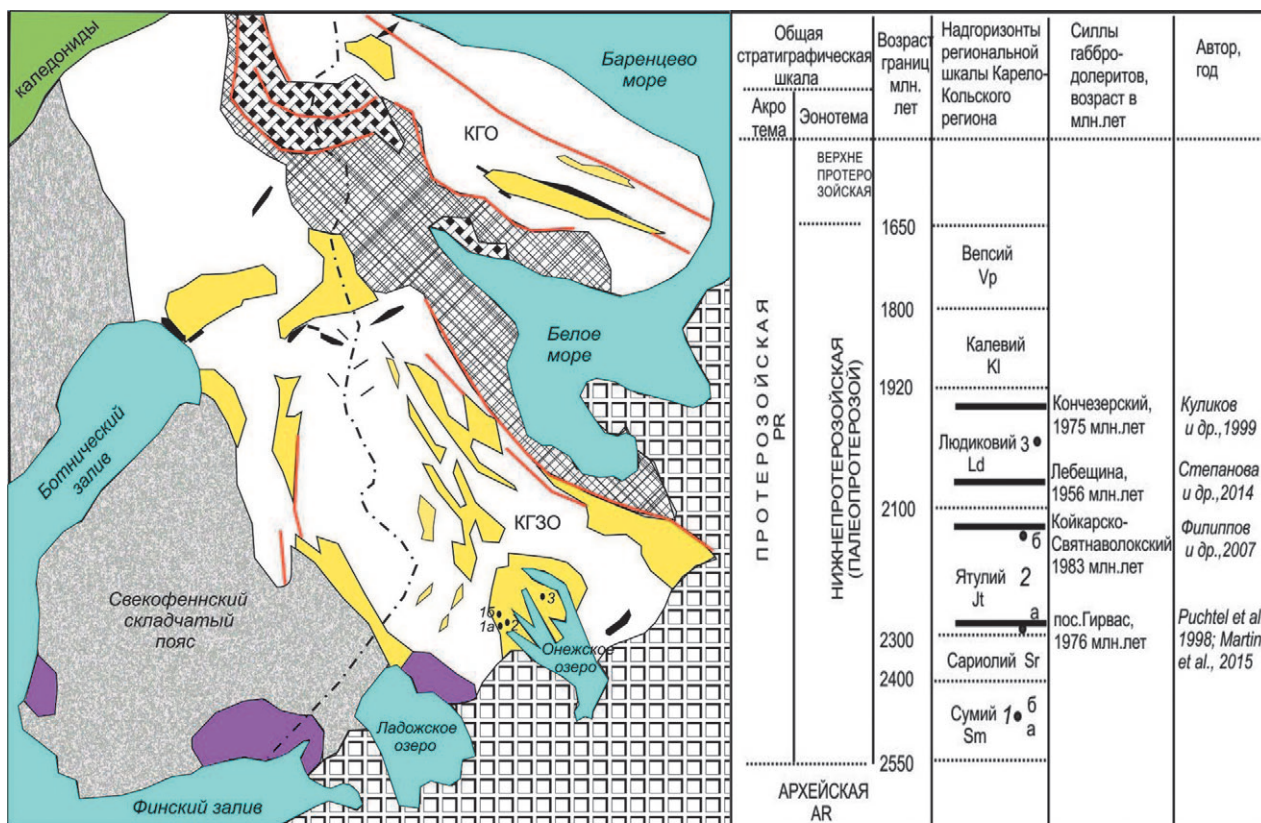


Рис. 1. Карельская гранит-зеленокаменная область (Фенноскандинавский щит). Схема составлена с использованием материалов: [Магматизм..., 1993; Минерально-сырьевая..., 2005; Systra, 2012]. Фрагмент общей хроностратиграфической шкалы приведен по: [Общая..., 2002].

1 – каледониды, 2 – Русская плита Восточно-Европейской платформы, 3 – Свекофеннский складчатый пояс (коллизционный ороген), 4 – Беломорский подвижный пояс (БПП), 5 – Лапландский гранулитовый пояс, 6 – Кольско-Карельский кратон (КГЗО – Карельская гранит-зеленокаменная область, КГО – Кольская гранулитовая область), 7 – вулканогенно-осадочные породы палеопротерозоя (сумий-людиковий), 8 – расслоенные интрузии палеопротерозоя, 9 – субвулканические образования раннего протерозоя, 10 – граниты рапакиви, 11 – разрывные нарушения, 12 – государственная граница, 13 – локальные разрезы: 1 – сумия (а – р-н Красная Речка, б – оз. Каллиева Лампи), 2 – ятулия (а – сегозерский горизонт, б – онежский горизонт), 3 – людиковия

Fig. 1. Karelian granite-greenstone area (Fennoscandian Shield). The scheme was compiled using the materials: [Magmatism..., 1993; Mineral and raw materials..., 2005; Systra, 2012]. A fragment of the general chronostratigraphic scale is given after [General..., 2002].

Legend: 1 – Caledonides, 2 – Russian plate of the East European platform, 3 – Svecofennsky fold belt (collision orogen), 4 – Belomorsky mobile belt (BPP), 5 – Lapland granulite belt, 6 – Kola-Karelian craton (KGZO – Karelian granite-greenstone region, KGO – Kola granulite region), 7 – volcanogenic-sedimentary rocks of the Paleoproterozoic (Sumian – Ludicovian), 8 – stratified intrusions of the Paleoproterozoic, 9 – subvolcanic formations of the Early Proterozoic, 10 – rapakivi granites, 11 – discontinuous disorders, 12 – the state border, 13 – local sections: 1 – Sumian (a – the Red River, б – Lake Kallieva Lampi), 2 – Jatulian (a – Segozero horizon, б – Onega horizon), 3 – Ludicovian

плетированной мантии, а это может быть только подастеносферный источник, можно предполагать «плюмовый» источник магматитов.

Задачей настоящей статьи является установление на основании петрогеохимических характеристик палеопротерозойских (сумийско-ятулийско-людиковийских) магматических образований южной части Карельского кратона Фенноскандинавского щита (Онежская струк-

тура) вероятных источников расплавов для разновозрастных магматитов и выяснение возможных причин их появления.

Материалы и методы

В работе использованы образцы магматических пород палеопротерозоя, отобранные с разных уровней сводного геологического раз-

реза южной части Карельского кратона (рис. 1). Были исследованы вулканиды сумийского возраста из двух районов: Краснореченской (Красная Речка) и Койкарско-Кумчезерской (оз. Каллиева Лампи) синклиналией. Магматические образования ятулия двух локальных разрезов (у пос. Гирвас и Поор-Порога) относятся к Пальеозерской синклинали. Образцы людиковийских магматических пород отобраны из разрезов восточной части Онежской мульды (р-н Заонежья).

Используемые в работе химические анализы петрогенных элементов (силикатный анализ) выполнены в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Редкие и редкоземельные элементы определялись методом масс-спектрометрии в сочетании с лазерной абляцией (LA ICP-MS) здесь же (аналитик А. С. Парамонов) [Светов и др., 2015].

Краткие сведения о положении в сводном геологическом разрезе Карельского кратона палеопротерозойских магматитов

Карельский кратон, занимая центральную часть российской территории Фенноскандинавского щита, геологически представляет собой архейскую гранит-зеленокаменную область (ГЗО), пенепленизированную к началу протерозоя. Начинается разрез палеопротерозоя с базальных аркозов сумийского надгоризонта региональной стратиграфической шкалы, с угловым несогласием залегающих на отложениях позднеархейского возраста [Геология..., 1987]. Осадконакопление в сумийский этап геологической истории кратона сменяется кратковременным этапом излияния лав базальтов, андезибазальтов. Вулканиды сумия – сариолия (отложения сариолийского надгоризонта рассматриваются в объеме единого сумийско-сариолийского комплекса) картируются в ряде локальных структур центральной части Карельского кратона и по его границе с Беломорским подвижным поясом [Коросов, 1991, 2013].

Состав вулканических продуктов – базальты и (преимущественно) андезибазальты, в том числе и магнезиальные. В районе Ветреного Пояса в сумийском разрезе преобладают магнезиальные базальты, коматиитовые базальты [Куликов и др., 2005]. В верхних частях разрезов структур зоны сочленения КГЗО и БПП появляются риолиты, генетически не связанные с базальтами [Богина, Злобин, 2010; Мыскова и др., 2011].

Интрузивные образования этого времени представлены расслоенными комплексами основного-ультраосновного состава. В шовной

зоне Карельской ГЗО и Беломорского пояса присутствуют разновозрастные им гранитоиды [Магматизм..., 1993]. Вулканиды ультраосновного состава встречаются только в разрезе сумия района Ветреного Пояса.

В районе Краснореченской синклинали сумийские вулканиды залегают непосредственно на поверхности лопийских плагиогранитов с корой физического выветривания в основании. Разрез сумия состоит здесь из приблизительно двух десятков потоков [Коросов, 1991], с субмеридиональным простиранием и падением на запад под углом 35–50°. Потоки слагаются мелкозернистыми андезибазальтами и базальтами, их миндалекаменными разновидностями. Встречаются вспененные и вариолитовые лавы, что указывает на наземные извержения. Общая мощность лавовых потоков около 300 метров.

Выше по разрезу вулканиды сумия сменяются полимиктовыми сариолийскими конгломератами, которые, в свою очередь, через кору физического выветривания и кварцевые конгломераты нижнего ятулия сменяются лавовыми образованиями ятулийского возраста. Мощность нижнеятулийских эффузивов основного состава составляет здесь приблизительно 30 метров. Не исключена и возможность присутствия в этой части разреза маломощных пластообразных силлов более молодого возраста, на что указывает конкордантный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст по цирконам из тела магматических пород у пос. Гирвас, равный 1976 ± 9 млн лет [Puchtel et al., 1998; Martin et al., 2015].

В районе оз. Каллиева Лампи (к северо-западу от пос. Гирвас) на лопийском фундаменте с корой физического выветривания в основании залегают потоки сумийских вулканогенных пород андезибазальтового и (редко) базальтового состава. Общая мощность лавовой толщи около 400 метров. Выше по разрезу картируются сариолийские конгломераты и потоки ятулийских базальтов.

Считают, что ведущим геологическим процессом в ятулии являлось терригенное осадконакопление, а вулканогенное имело подчиненное значение [Светов, 1979]. На Карельском кратоне магматиты ятулийского возраста в современном эрозионном срезе встречаются в ряде структур центральной части КГЗО и в шовных зонах КГЗО – БПП и КГЗО – Свекофеннского складчатого пояса. В региональной шкале ятулий подразделяется на два горизонта: сегозерский (нижний) и онежский (верхний). Вулканогенные образования завершают осадочные части разрезов нижнего и верхнего

ятулия [Светов, 1979]. В раннем ятулии магматические образования представлены преимущественно вулканитами базальтового состава. В разрезе верхнего ятулия присутствуют эффузивно-пирокластические образования и силлы габбро-долеритов [Светов, 1979], однако геохронологический возраст некоторых из них определен как людиковийский [Филиппов и др., 2007].

Ятулийские отложения в сводном геологическом разрезе Центральной Карелии сменяются вулканогенными, осадочно-вулканогенными образованиями людиковийского надгоризонта. Вулканиты этого возраста по распространенности уступают осадочным породам. Осадконакопление в людиковии было связано с заложением Южно-Карельского седиментационного бассейна (Онежская депрессия) с терригенным, терригенно-карбонатным и шунгитовым осадконакоплением [Онежская..., 2011]. Вулканиты, вероятно, были приурочены к бортовым ограничениям депрессии. По данным [Полеховский, Голубев, 1989], их общая мощность, включая силлы габбро-долеритов, составляет около 600–1300 м.

В районе Заонежского п-ова в отличие от более пологого залегания вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований остальной части Карельского кратона выделяются зоны складчато-разрывных дислокаций [Ранний..., 2005]. Они представляют собой крутопадающие антиклинальные складки шириной 0,5–4 км и разделены широкими и пологими синклиналями с размахом крыльев от 5 до 15 км. Ядра антиклиналей сложены доломитами ятулия, а крылья – шунгитсодержащими алевролитами, пелитами и вулканитами основного состава людиковия. В западной части полуострова уровень эрозионного среза уменьшается, поэтому в ядрах антиклиналей картируются вулканогенно-осадочные образования раннего людиковия, а на крыльях выходят осадочно-вулканогенные отложения суйсарского горизонта позднего людиковия. В р-не Заонежья присутствует большое количество силлов габбро-долеритов предположительно людиковийского возраста. Определенный по цирконам U-Pb возраст долеритов Лебещины – 1956 ± 5 млн лет [Степанова и др., 2014].

Таким образом, в палеопротерозойское время в направлении от сумия к ятулию отмечается все большая приуроченность вулканических проявлений к наложенным депрессиям. Разрез людиковия завершается толщей магнезиальных базальтов суйсарской свиты, возраст плутонического аналога которых составляет 1980 ± 27 млн лет [Куликов и др.,

1999]. Суйсарские магматиты обладают еще более ограниченной локализацией [Светов, 1979; Минерально-сырьевая..., 2005]. Поэтому трудно согласиться с представлением, впервые высказанным, вероятно, А. П. Световым [1979], о значительном площадном распространении вулканитов ятулия – людиковия в пределах КГЗО. Более правдоподобным представляется локальная приуроченность магматических проявлений ятулия – людиковия, не выходящая значительно за пределы, заложенные еще в сумии – сариолии троговых структур. Идея о существовании крупной изверженной провинции на Карельском кратоне в палеопротерозое [Светов, 1979; Коросов, 1991 и др.] с масштабными проявлениями траппового магматизма, на наш взгляд, не подтверждается геологическими фактами (магматиты ятулия – раннего людиковия приурочены к отдельным локальным структурам, разделенным значительными по площади гранитоидами позднего архея; в осадочных частях разрезов вышележащих отложений нет толщ граувакков, сопоставимых по мощности с разрушенными и снесенными в бассейны седиментации потоками и покровами базальтов, якобы залегавших на значительных площадях). На площади Карельского кратона максимально проявлен магматизм в силловой фации. Если принимать суйсарские датировки некоторых силлов [Куликов и др., 1999; Филиппов и др., 2007; Степанова и др., 2014; Martin et al., 2015], тогда образование трапповой (прототрапповой?) провинции следует относить к позднему людиковию.

Наступление следующего калевийского этапа ознаменовалось на территории Карельского кратона затуханием вулканической деятельности. Осадкообразование с формированием толщ шунгитоносных аргиллитов, алевролитов и песчаников сосредотачивается преимущественно в области Онежского синклинория.

Магматические проявления следующего этапа палеопротерозойского времени – вепсия зафиксированы лишь внедрением Ропручейского силла габбро-долеритов в южной части Онежской структуры.

Результаты исследования петрогеохимических особенностей магматических образований палеопротерозоя южной части Карельского кратона

Обобщение материалов по геологическому строению Карельского кратона (Карельской гранит-зеленокаменной области) представлено в монографиях: [Геология..., 1987; Ранний...,

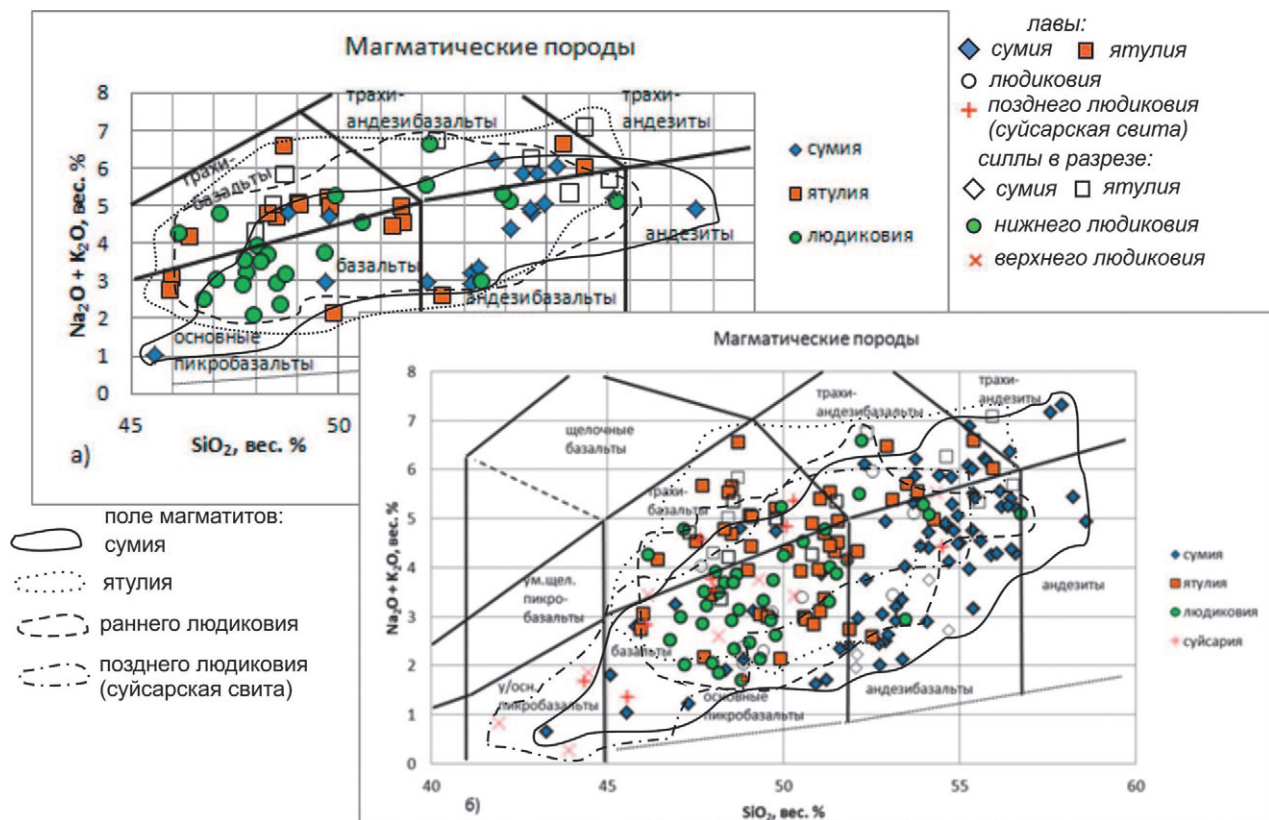


Рис. 2. Положение магматических пород палеопротерозоя южной части Карельского кратона на бинарной диаграмме щелочи-кремнезем. Границы раздела пород по химическому составу по: [Петрографический..., 2008].

а – исследуемые магматические породы, б – сводная диаграмма для магматических пород Карельского кратона с использованием литературных данных по магматитам сумия из: [Коросов, 1991; Типы..., 2006; Светов и др., 2012], магматитам ятулия, людиковия, суйсария из: [Онежская..., 2011].

Fig. 2. The position of magmatic rocks of the Paleoproterozoic in the southern part of the Karelian craton on a binary diagram of alkali-silica. Boundaries of the rocks division by chemical composition according to [Petrographic Code, 2008].

а – investigated igneous rocks, б – summary diagram for igneous rocks of the Karelian craton using literature data on magmatites Sumian from [Korosov, 1991; Types..., 2006; Svetov et al., 2012], magmatites of Jatulian, Ludicovian, Suisarian from [Onega..., 2011].

2005; Минерально-сырьевая..., 2005; Типы..., 2006; Онежская..., 2011; Куликов и др., 2017]. Результаты региональных петрогеохимических исследований магматических образований палеопротерозоя Карельского кратона опубликованы в работах: [Светов и др., 2004; Шарков, Богина, 2006; Иваников и др., 2008 и др.].

По нормативному составу сумийские и ятулийские вулканы относятся преимущественно к кварцнормативным разностям. В нижней части разреза сумия района оз. Каллиева Лампи присутствуют редкие оливин-нормативные разновидности. Среди людиковийских магматитов встречаются как кварц-, так и оливин-нормативные разности.

На классификационной бинарной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 2, а) исследуемые вулканы сумия и людиковия преимущественно

но концентрируются в поле нормально-щелочных пород, часть точек попадают в область умеренно-щелочных. Ятулийские магматические породы концентрируются в полях как нормально-, так и умеренно-щелочных образований. На диаграмме, составленной с использованием литературных данных (рис. 2, б), появляется поле ультраосновных пикробазальтов, в котором концентрируются преимущественно образования силлов суйсария.

Преобладание среди ятулийских пород умеренно-щелочных разностей связано с повышенным содержанием в их химическом составе Na_2O . Это позволило В. И. Иваникову с соавт. [2008] выдвинуть идею о изначально натриевом составе исходного для ятулийских пород расплава. Первичных минералов в ятулийских вулканитах не зафиксировано, а повышенное

содержание натрия обеспечивается высоким содержанием в породах альбита. В кристаллах альбита содержатся микровключения эпидота. Это указывает на наложенный характер альбитизации. На наш взгляд, повышенное содержание оксида натрия связано с наложенными метасоматическими процессами, вызванными позднейшими сдвиговыми дислокациями [Колодяжный, 2004].

По соотношению натрия и калия среди исследуемых магматических пород палеопротерозоя присутствуют образования натриевой и калиево-натриевой серий (табл. 1).

На диаграмме AFM, традиционно используемой для разделения производных толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий, точки сумийских магматитов располагаются преимущественно в поле ИЩ- и частично в поле Т-серии, вблизи граничной линии их разделения. Вулканогенные образования ятулийского возраста образуют на диаграмме AFM два поля: одно в области производных толеитовой, другое – в поле ИЩ-серии. Образования силлов, встречающиеся в разрезе среди вулканитов этого возраста, относятся к производным Т-серии. Вулканиты людиковия и суйсария располагаются в поле ИЩ-серии, в то время как их субвулканические аналоги встречаются и в поле ИЩ-, и в поле Т-серий.

Вулканиты сумия двух рассматриваемых локальных разрезов низкотитанистые, как низко-, так и высокомагнезиальные. В людиковийских и ятулийских вулканитах содержание титана значительно выше и часто превышает 1,5 %, а по содержанию окиси магния они уступают андезибазальтам сумия. Зависимость суммарного железа от содержания SiO_2 подтверждает присутствие в разрезах всех возрастных уровней палеопротерозоя производных как Т-, так и ИЩ-серий, как фракционированных, так и нефракционированных (рис. 3, график $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$). Четких линейных зависимостей « SiO_2 – петрогенный окисел» для вулканитов палеопротерозоя не фиксируется (рис. 3), что свидетельствует о «затушеванности» кристаллизационной дифференциации, ответственной за состав магмы, другими петрогенетическими процессами как в сумии, так и в ятулии – людиковии. Заметных отличий вулканитов от образований силлов соответствующего возраста не фиксируется, за исключением меньшей магнезиальности лав суйсария по сравнению с разновозрастными силлами.

Из вышеизложенного следует, что существенных отличий в поведении петрогенных компонентов, за исключением окиси титана, частично MgO и суммарного железа, в исследуе-

мых магматических породах в возрастном ряду сумий – людиковий не отмечается.

Наиболее чуткими индикаторами состава плавящегося субстрата и изменения условий его плавления являются редкоземельные и рассеянные элементы (табл. 2).

Степень фракционирования редких земель для исследуемых магматических образований уменьшается в направлении сумий – ятулий – людиковий (рис. 4).

Кроме того, спектры распределения редких земель в ятулийских вулканитах сходны со спектрами лантаноидов предшествующих во времени сумийских андезибазальтов (количественные данные для последних приведены в скобках). Для разновозрастных вулканитов отмечается фракционированный характер распределения редкоземельных элементов $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1,7-4,6$ (4,3–12,7), но более слабое обогащение легкими редкими землями ятулийских магматитов $(\text{La}/\text{Sm})_N = 1,2-1,93$ (1,7–3,1) и отсутствие обедненности тяжелыми лантаноидами при их слабом фракционировании $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1,1-2,2$ (1,6–3,1). Для рассматриваемых в работе вулканитов людиковия отмечаются следующие значения данных показателей: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1,2-3,6$; $(\text{La}/\text{Sm})_N = 0,8-2,1$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1,1-1,6$. Для части магматических пород раннего людиковия характерны пологие спектры с десятикратным относительно хондрита обогащением редкоземельными элементами (рис. 4, обр. 101, 123–2).

Степень фракционирования легких редких земель $(\text{La}/\text{Sm})_N$ уменьшается от сумия к людиковию (от 3,0 в среднем для вулканитов сумия до 2,1 (ятулий) и 0,8 (людиковий)). Показатель фракционирования тяжелых редких земель $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ низкий для всех разновозрастных магматических образований, у вулканитов людиковия эта величина минимальна и находится в пределах 1,1–1,6.

При сравнении с магматическими образованиями OIB, происхождение которых связывают с воздействием плюмов, образования сумийского возраста обеднены как легкими, так и тяжелыми редкими землями (рис. 4). Ятулийские и людиковийские магматиты также демонстрируют обеднение легкими лантаноидами. Однако на этих уровнях палеопротерозойского разреза встречаются образцы как обогащенные (большинство образцов ятулия), так и деплетированные тяжелыми редкими землями. Но и в деплетированных тяжелыми лантаноидами образцах содержание их, однако, не опускается ниже 10-кратного хондритового. Поэтому, на наш взгляд, вывод о гранатовом перидотите как источнике раннеятулийских магматических пород

Таблица 1. Химический состав (в вес. %) магматических пород палеопротерозоя южной части Карельского кратона

Table 1. Chemical composition (in mass. %) of magmatic rocks of the Paleoproterozoic in the southern part of the Karelian craton

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ppp
сумийский надгоризонт Sumian superhorizon												
Sm1	49,68	1,7	14,1	10,04	6,6	0,205	7,38	3,57	2,77	0,22	0,13	3,21
Sm3	52,13	1,74	10,08	5,32	9,34	0,244	7,03	3,57	2,81	0,15	0,1	3,13
Sm5	53,19	0,90	11,30	13,33	-	0,21	8,82	5,50	1,21	1,70	-	3,45
Sm7	53,2	0,76	12,09	2,19	9,48	0,219	11,22	2,53	1,51	1,69	0,12	4,47
Sm9	53,36	0,85	10,99	2,72	7,47	0,166	13,28	4,47	3,23	0,11	0,17	2,6
Sm11	56,6	0,93	15,05	2,3	7,47	0,156	6,97	3,42	4,79	0,42	0,12	2,14
Sm12	54,66	0,75	11,7	6,47	5,24	0,135	10,51	2,38	4,42	0,4	0,11	2,55
Sm13	58,6	0,61	14,81	8,41	2,72	0,052	4,57	0,89	0,07	4,86	0,14	3,7
KI1/1	53,76	0,98	15,09	2,75	11,06	0,181	4,29	1,49	4,01	2,2	0,19	3,21
KI1/2	55,24	1,14	15,52	1,8	9,05	0,169	4,08	4,76	5,66	0,41	0,13	1,4
KI1/3	60,26	0,92	13,3	1,6	7,9	0,141	5,48	1,64	5,11	0,86	0,17	2,18
KI2	54,6	0,99	16,39	3,79	5,74	0,139	6,55	4,62	4,1	0,8	0,15	1,5
KI3	54,42	0,98	16,53	2,57	5,9	0,18	6,47	4,62	4,66	1,22	0,07	1,64
KI4	49,78	1,01	16,64	3,42	7,04	0,161	6,86	5,07	4,05	0,69	0,2	4,53
KI6	45,56	0,79	10,5	2,96	11,92	0,248	16,76	5,06	0,19	0,84	0,24	4,29
KI8	54,76	1	15,08	2,82	10,05	0,152	2,86	4,32	4,91	0,93	0,09	2,71
KI9	48,78	1,09	13,18	9,5	7,18	0,202	8,98	3,57	3,52	1,28	0,14	1,85
KI10	54,96	0,84	12,56	1,9	9,33	0,169	9,96	2,53	3,76	1,29	0,2	1,88
ятулийский надгоризонт, сегозерский горизонт Jatulian superhorizon, Segozero horizon												
Гп100	52,5	1,68	13,33	3,4	11,35	0,246	4,55	6,16	2,19	0,41	0,15	3,8
Нм1	51,54	0,97	14,05	7,67	3,02	0,254	10,98	3,42	3,76	1,2	0,14	2,73
Ваз1	49,8	1,62	13,63	5,95	8,9	0,247	6,14	4,88	4,32	0,62	0,18	3,12
1106	55,40	1,15	16,33	1,50	1,36	0,180	7,75	3,71	5,49	1,11	0,20	5,45
1107	49,10	1,23	14,44	12,13	1,32	0,178	8,32	5,33	3,75	1,28	0,31	2,16
1137	51,30	1,51	12,66	6,36	9,48	0,212	5,29	5,40	4,31	0,14	0,20	2,50
1150	49,90	1,43	12,71	5,52	10,51	0,220	6,18	9,10	1,91	0,23	0,38	1,42
1145	48,70	2,04	13,83	15,41	1,79	0,062	6,07	3,00	2,66	3,90	0,36	1,96
Сун1/1	48,52	1,09	13,97	11,99	2,73	0,221	7,78	6,01	3,72	0,96	0,13	2,67
ПОРП1	46,92	1,97	13,15	10,87	6,17	0,138	6,14	8,21	4,08	0,09	0,13	2,24
ПРП 1а	49,02	1,92	12,4	8,46	6,6	0,135	7,81	4,81	4,95	0,12	0,24	2,91
ПРП1-2	48,32	2,14	13,3	9,1	6,03	0,148	6,33	7,44	4,51	0,27	0,05	2,03
ПОРП3	55,92	2,08	13,34	7,44	6,03	0,147	1,91	4,23	6,81	0,28	0,26	1,06
ПОРП5	56,5	1,96	12,37	8,62	6,46	0,223	1,56	4,52	5,43	0,26	0,2	1,15
ПОРП6	55,54	1,76	10,92	7,93	9,33	0,298	1,52	4,08	4,67	0,67	0,47	1,75
ПОРП7	54,62	2,12	11,72	9,42	7,9	0,176	1,54	4,38	6,05	0,22	0,099	1,14
ПРП8-1	48,42	2,96	12,26	4,31	12,21	0,351	3,7	8,03	3,57	1,45	0,2	2,04
прп10-1	46,02	2,2	12,73	4,2	10,6	0,15	7,9	9,63	2,5	0,56	0,09	3,1
ПОРП11	49,76	2,47	12,04	8,21	8,76	0,289	4,58	6,60	4,94	0,27	0,12	1,47
ятулийский надгоризонт, онежский горизонт Jatulian superhorizon, Onega horizon												
298G4	55,94	1,02	14,14	1,55	8,33	0,142	5,69	5,22	5,3	0,72	0,18	1,44
298GB	51,55	1,66	14,13	7,9	9,48	0,205	2,24	4,39	3,39	1,13	0,18	3,13
SA1	47,99	2,18	14,72	6,45	8,62	0,179	4,6	7,54	3,65	0,65	0,1	2,7
ГИР1	48,7	2,54	11,67	5,93	11,35	0,28	4,89	6,37	4,49	1,35	0,1	1,48
ГИР4	52,36	2,08	11,51	13,72	5,17	0,125	2,13	3,98	6,57	0,18	0,16	0,97

Окончание табл. 1
Table 1 (continued)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ppp
людиковийский надгоризонт Ludicovian superhorizon												
066	47,7	2,24	12,72	2,72	13,93	0,225	5,23	9,19	2,25	0,61	0,18	2,77
078	48,60	1,54	14,20	2,84	11,85	0,220	6,30	7,59	1,89	0,45	0,20	4,06
079a	47,96	1,12	15	2,93	9,34	0,201	6,62	11,17	1,79	0,27	0,14	3,08
079в	48,52	1,12	14,48	2,53	10,63	0,218	7,35	8,1	2,72	0,2	0,28	3,61
085	54,12	1,72	13,3	2,1	6,65	0,162	8,12	5,4	5,04	0,05	0,28	3,02
087	49,92	1,5	16,45	3,62	7,18	0,172	8,37	2,7	5,2	0,04	0,37	4,75
088	48,06	1,38	15,88	2,84	9,05	0,192	6,47	8,54	2,7	1,21	0,19	3,40
089	47,76	2,7	12,02	6,19	12,20	0,240	4,69	8,32	1,46	1,06	0,49	3,59
099	47,80	1,96	12,37	4,72	11,85	0,254	5,96	8,18	1,32	1,91	0,34	2,94
100	48,16	1,74	13,03	3,55	11,78	0,217	6,09	8,60	2,35	1,15	0,20	2,95
101	52,14	1,19	15,2	2,08	7,39	0,23	7,84	3,69	5,16	0,35	0,75	3,48
100-3	52,2	1,36	17,71	2,33	5,32	0,13	6,54	2,39	5,71	0,89	0,46	4,17
100A	56,72	1,14	13,15	2,69	8,33	0,218	4,2	5,43	4,59	0,51	0,29	2,40
106	49,7	2,43	12,85	5,07	11,2	0,201	4,31	4,56	3,3	0,45	0,46	4,86
107	48,72	2,5	13,33	4,64	11,77	0,23	5,03	4,13	3	0,14	0,54	5,40
114	47,16	1,28	14,9	1,89	11,27	0,107	8,64	4,27	4,18	0,6	0,19	4,75
114-3	48,6	1,32	15,38	2,37	8,62	0,05	7,26	2,9	4,65	3,16	0,19	4,73
117	47,06	2,40	13,13	2,07	15,01	0,233	6,22	5,36	2,90	0,10	0,17	4,60
121	48,32	1,74	13,29	2,74	12	0,233	6,43	7,1	3,16	0,53	0,34	3,35
122	47,74	2,15	13,37	2,51	13,5	0,182	6,83	4,27	2,96	0,56	0,49	4,45
123 г	50,56	1,16	14,71	1,33	9,19	0,066	7,83	3,55	3,51	1,03	0,18	6,30
157	53,46	1,04	14,79	3,51	10,56	0,182	5	1,59	1,87	1,08	0,4	5,65
158	53,96	2,04	14,92	6,7	4,16	0,149	4,92	0,72	3,16	2,12	0,71	6,02

Примечание. Характеристика образцов и их привязка дается в приложении.

Note. Samples description and their reference are given in the Appendix.

[Иваников и др., 2008] неправомерен. Для магматических образований палеопротерозоя не отмечается зависимости суммарного содержания лантаноидов от кремнекислотности исследуемых пород. На всех уровнях палеопротерозойского разреза встречаются базальты и андезибазальты с концентрацией лантаноидов в среднем от 33,06 до 94,78 ppm. И в этом же разрезе присутствуют магматические образования той же кремнекислотности с суммарным содержанием редких земель в интервале 102,29–155,65, а в ятулийских базальтах до 267,65 ppm. Повышенные содержания лантаноидов отмечены в образцах с собственной редкоземельной минерализацией, локализуемой в эпидот-хлоритовом матриксе. Концентрация легких лантаноидов в 2–3 раза превышает концентрацию тяжелых редких земель в породах всех возрастов.

Магматиты палеопротерозоя демонстрируют присутствие как европиевого минимума, как правило, незначительного (0,77–0,90), так и слабого максимума (1,1; редко 1,6). Европиевый минимум присущ вулканитам ятулия и отдельным магматическим образованиям сумий-

ского и людиковийского разрезов, что можно связать с фракционированием плагиоклаза.

Содержание микроэлементов сходно для магматических пород всех трех возрастных уровней (табл. 3; рис. 5).

Большинство элементов содержится в вулканитах трех разных надгоризонтов на уровне десятикратного их содержания в примитивной мантии. При сравнении с составом примитивной мантии деплетированность показывают Sc, Cr, Ni у вулканитов всех возрастов. Содержание хрома и никеля находится в интервале 0,10–0,01 от содержания их в примитивной мантии. Ятулийские и часть людиковийских образований деплетированы Rb, Ba. Во всех магматических образованиях Ta и Nb находятся в количестве, превышающем семикратное их содержание в примитивной мантии, т. е. заметных признаков деплетированности не демонстрируют (рис. 5). Это указывает на отсутствие значительной контаминации исходных расплавов.

Спайдердиаграммы для магматических образований рассматриваемых локальных разрезов существенно не отличаются (рис. 5).

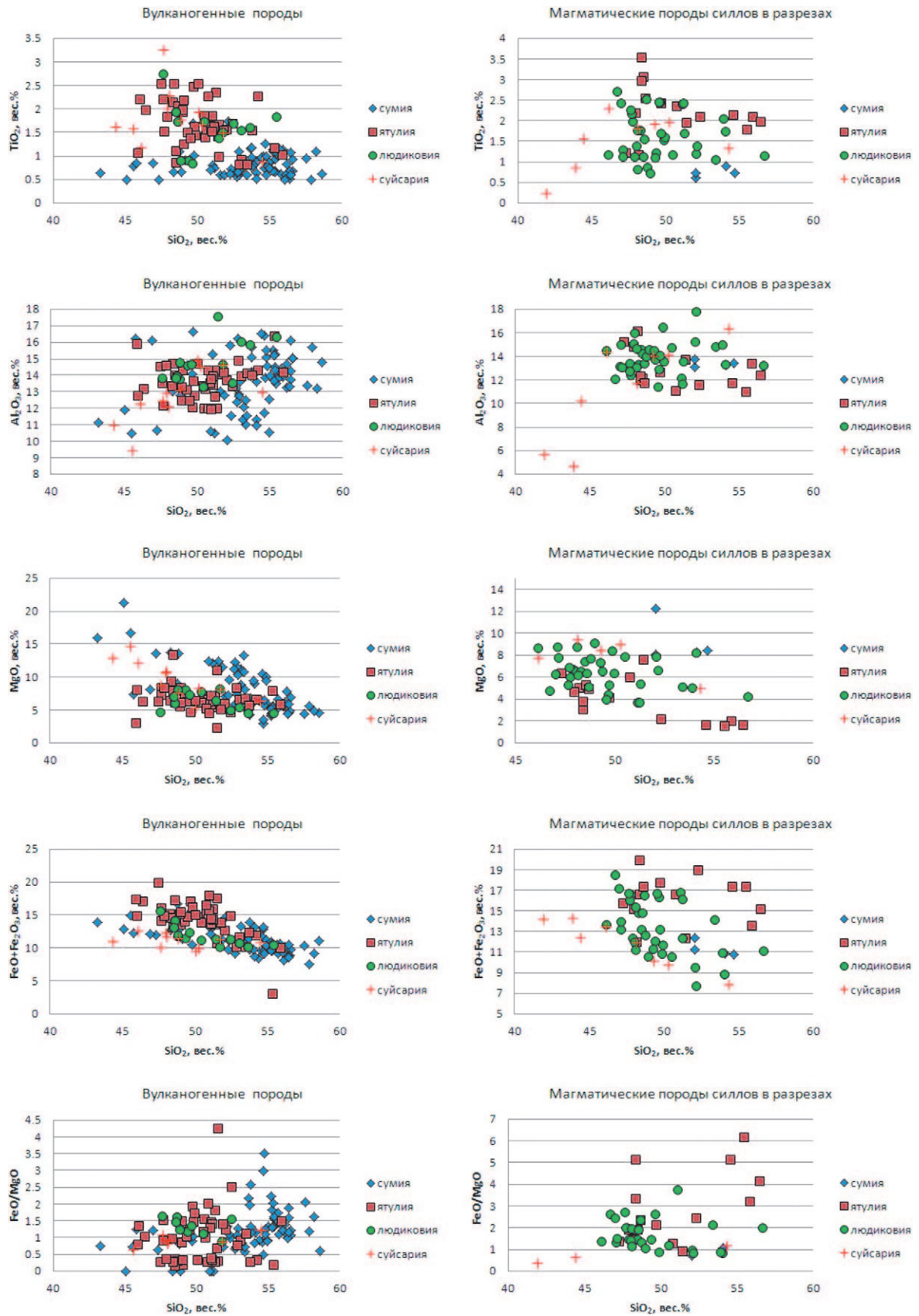


Рис. 3. Диаграммы Харкера для магматических пород палеопротерозоя южной части Карельского кртона

Fig. 3. Harker diagrams for magmatic rocks of the Paleoproterozoic in the southern part of the Karelian craton

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов (ppm) в магматических породах палеопротерозоя южной части Карельского кратона

Table 2. Content of rare-earth elements (ppm) in magmatic rocks of the Paleoproterozoic in the southern part of the Karelian craton

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
сумийский надгоризонт Sumian superhorizon														
Sm-1	15,62	35,95	4,69	22,06	5,59	1,95	5,80	0,90	5,60	1,03	2,88	0,39	2,49	0,33
Sm-3 a	11,95	30,58	3,69	17,14	4,51	1,41	4,75	0,75	4,43	0,80	2,21	0,31	1,98	0,26
Sm-3	15,93	36,43	4,51	21,53	5,16	1,82	5,36	0,82	4,82	0,86	2,36	0,32	2,10	0,28
Sm-7	11,98	29,30	3,76	19,67	4,26	1,28	4,09	0,62	2,94	0,54	1,47	0,20	1,30	0,17
Sm-9	10,5	23,74	3,06	15,52	3,35	0,88	2,99	0,48	2,43	0,45	1,24	0,18	1,13	0,17
Sm-11	23,85	52,00	5,76	24,99	5,32	2,42	4,94	0,69	3,66	0,60	1,60	0,20	1,34	0,17
Sm-12	8,00	19,55	2,34	10,27	2,21	0,52	1,90	0,29	1,71	0,32	0,89	0,14	0,96	0,14
Sm-13	11,08	22,12	2,79	12,57	2,39	0,78	2,54	0,40	2,04	0,40	1,17	0,16	1,03	0,15
KI1/1	19,23	45,7	5,16	22,32	4,86	1,04	4,18	0,58	3,06	0,5	1,36	0,19	1,27	0,17
KI1/3	8,12	20,74	2,83	14,16	3,11	0,77	2,93	0,49	2,51	0,47	1,36	0,20	1,26	0,18
KI2	29,53	58,06	6,50	28,52	6,07	3,23	5,83	0,85	4,93	0,86	2,21	0,27	1,66	0,19
KI3	14,43	32,55	3,90	17,07	3,66	0,9	3,30	0,47	2,77	0,50	1,38	0,19	1,28	0,18
KI4	8,12	20,93	2,54	11,28	2,67	0,89	2,36	0,35	2,05	0,39	1,11	0,16	1,06	0,14
KI5	17,63	44,31	5,32	23,53	4,97	1,54	4,83	0,71	3,91	0,73	1,96	0,26	1,68	0,22
KI6	5,82	15,29	2,18	11,13	2,64	0,81	2,35	0,39	1,92	0,37	1,04	0,14	0,84	0,11
ятулийский надгоризонт Jatulian superhorizon														
ПОРП1а	8,79	23,20	3,37	16,29	4,78	1,37	5,76	0,94	5,86	1,21	3,55	0,50	3,27	0,50
ПОРП 1	17,16	38,35	4,92	21,70	5,48	1,80	6,22	0,97	5,81	1,20	3,41	0,46	2,92	0,45
ПРП 1-2	17,15	38,77	4,97	21,62	5,41	1,69	6,49	0,99	5,99	1,25	3,61	0,50	3,13	0,49
Сун1-1	5,87	13,85	1,90	8,71	2,51	0,88	3,31	0,54	3,56	0,77	2,26	0,32	2,06	0,32
ПОРП 3	27,48	70,76	8,81	40,11	11,89	3,31	15,76	2,58	15,61	3,22	9,09	1,22	7,39	1,05
ПОРП 5	34,43	85,25	11,15	50,19	14,42	3,52	18,66	3,01	18,49	3,89	11,17	1,54	9,77	1,52
ПОРП 6	35,43	87,59	11,73	52,77	14,33	3,61	16,94	2,71	16,60	3,52	10,34	1,45	9,17	1,46
ПОРП 7	31,46	76,23	9,97	45,11	12,29	3,26	15,05	2,42	15,07	3,17	9,18	1,27	8,15	1,24
ПРП 8-1	14,82	35,86	4,83	22,86	7,14	2,33	9,06	1,52	9,51	2,07	6,21	0,87	5,72	0,91
ПРП 10	17,38	40,97	5,20	22,32	5,81	1,48	6,93	1,11	6,77	1,39	4,02	0,56	3,34	0,49
ПРП 11	17,60	42,68	5,63	25,97	7,18	1,86	9,03	1,45	8,85	1,86	5,45	0,76	4,82	0,74
ГП100	14,40	33,26	4,54	22,70	5,29	1,36	5,77	0,97	4,90	0,95	2,57	0,36	2,25	0,33
Hm1	5,53	14,84	1,75	8,24	2,45	0,78	3,10	0,55	3,70	0,75	2,28	0,34	2,30	0,33
Baz1	11,38	30,32	4,19	21,91	5,97	1,72	6,30	0,96	5,15	1,01	2,76	0,38	2,39	0,34
SA1	13,77	32,75	4,26	20,03	5,65	1,79	6,55	1,13	7,30	1,42	4,19	0,62	4,00	0,56
ГИР-1	19,07	46,00	5,96	31,82	8,71	2,46	10,44	1,66	10,82	2,12	6,23	0,85	5,75	0,76
ГИР-4	31,76	77,20	9,80	50,70	12,51	3,34	14,67	2,51	16,51	3,25	9,78	1,34	9,13	2,09
людиковийский надгоризонт Ludicovian superhorizon														
0-79	6,39	14,98	1,88	9,70	2,58	0,92	3,23	0,52	3,50	0,70	2,04	0,28	1,84	0,41
0-85	4,86	16,06	1,99	10,85	3,87	1,40	5,35	0,86	6,66	1,16	3,57	0,42	2,80	0,67
0-87	9,95	23,79	3,18	16,38	4,55	1,34	5,35	0,80	5,54	0,86	2,54	0,30	2,09	0,49
0-88	9,13	21,97	2,80	14,20	4,43	1,45	4,28	0,62	5,02	0,74	2,34	0,28	2,16	0,26
100-3	5,67	17,71	2,52	12,75	4,19	1,28	4,00	0,63	4,86	0,79	2,49	0,32	2,31	0,43
101	3,52	9,30	1,25	6,51	1,93	0,63	2,24	0,35	2,98	0,48	1,60	0,20	1,60	0,48
107	19,57	46,81	5,89	29,47	7,70	2,38	9,16	1,39	10,11	1,76	5,64	0,72	5,22	1,24
114	4,47	12,31	1,78	10,07	3,49	1,33	4,14	0,62	4,59	0,74	2,33	0,29	2,06	0,26
114-3	9,12	20,58	2,57	12,94	3,20	0,76	3,18	0,46	3,29	0,48	1,54	0,20	1,64	0,33
121	11,61	27,50	3,49	17,78	4,91	1,58	6,05	0,95	7,00	1,24	3,92	0,50	3,58	0,82
122	11,98	28,07	3,60	18,14	4,85	1,42	5,85	0,89	6,68	1,16	3,78	0,50	3,65	0,89
157	16,03	38,41	4,54	21,43	5,35	1,82	5,76	0,88	5,87	1,08	3,42	0,44	3,22	0,68
158	10,78	22,30	2,42	11,20	3,27	1,25	3,32	0,54	3,84	0,75	2,42	0,33	2,51	0,34

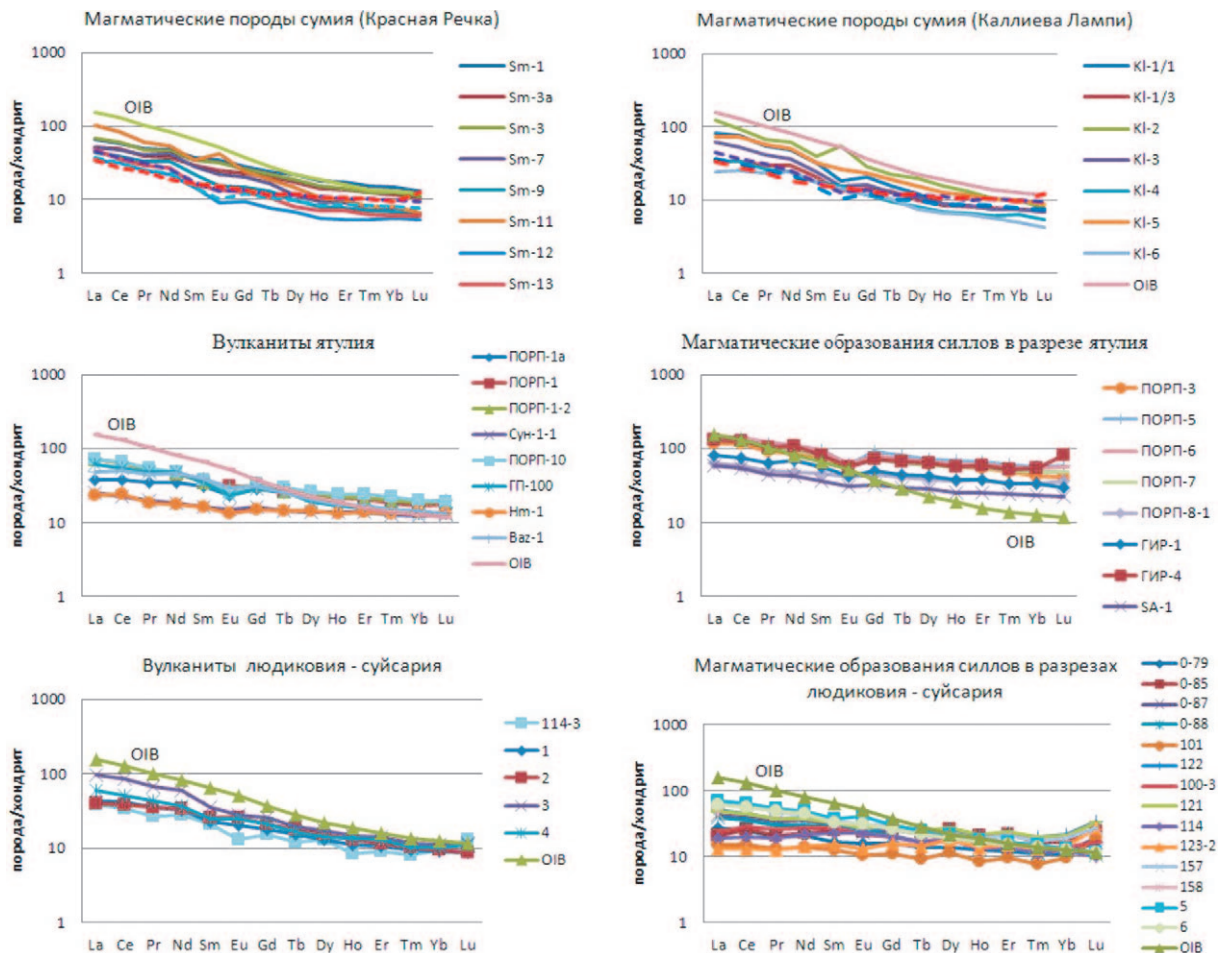


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в магматических породах палеопротерозоя Карельского кратона. Нормировано по хондриту [Sun, McDonough, 1989].

Приведенные для сравнения спектры OIB по: [Sun, McDonough, 1989], данные по долеритам Ветреного Пояса (ВП (М315), ВП (Гл2е), ВП (Лев16)) заимствованы из работы: [Типы..., 2006], по вулканистам (1–4) и долеритам (5, 6) суйсария – из: [Онежская..., 2011]

Fig. 4. Distribution of rare-earth elements in magmatic rocks of the Paleoproterozoic of the Karelian craton. It is normalized according to chondrites [Sun, McDonough, 1989].

The OIB spectra for [Sun, McDonough, 1989], the data on the dolerites of the Windy Belt (ВП (М315), ВП (Гл2е), ВП (Лев16)) are taken from [Types..., 2006], volcanics (1–4) and dolerites (5, 6) Suisarian – from [Onega..., 2011]

Магматиты с разных уровней сводного геологического разреза палеопротерозоя заметно обеднены Sr и Ni, что является указанием на фракционирование оливина. При взаимодействии перидотита с флюидсодержащими базальтовыми расплавами он становится нестабильным [Горбачев, 2008], и поэтому возможен пироксенитовый источник магнезиальных магм сумия. Это позволяет предположить отсутствие комагматичности вулканогенных образований сумия южной части кратона с расчлененными основными-ультраосновными интрузивами по границам кратона. Для сумийских образований шовной зоны сочленения Карельского кратона и БПП комагматичность установлена [Куликов и др., 2005].

Обсуждение результатов

Характер спектров редких земель, величины индикаторных значений отношений лантаноидов позволяют предположить, что уровень зарождения расплавов для ятулийско-людиковийских вулканистов рассматриваемых разрезов находился не глубже уровня шпинелевой фации. Для вулканистов сумия слабая деплетированность тяжелыми редкоземельными элементами указывает на наличие граната в источнике. Однако отмечающаяся для части вулканистов сумия слабая отрицательная аномалия европия, которая не всегда дублируется отрицательной аномалией стронция, позволяет утверждать, что источник для сумийских вулка-

Таблица 3. Содержание элементов (в ppm) в магматических породах палеопротерозоя южной части Карельского кратона

Таблица 3. Elements content (in ppm) in magmatic rocks of the Paleoproterozoic in the southern part of the Karelian craton

	Ba	Sr	Rb	Ta	Y	Zr	Hf	Nb	Th	U	Pb	Ni	Cr
сумийский надгоризонт Sumian superhorizon													
Sm-1	37,68	422,80	3,91	0,82	27,96	141,40	3,26	9,76	2,41	1,04	8,28	42,33	40,57
Sm-3a	33,77	253,90	2,74	0,78	20,89	118,20	2,83	9,27	2,40	0,78	4,61	48,89	43,74
Sm-3	36,33	320,00	3,23	0,90	23,42	152,8	3,20	9,87	2,32	0,81	5,01	45,13	35,23
Sm-7	388,80	102,20	44,61	0,33	14,97	87,44	2,10	6,07	2,70	0,58	5,62	273,70	388,30
Sm-9	29,07	250,60	2,42	0,30	12,07	82,48	2,10	5,30	2,26	0,46	3,59	309,90	940,00
Sm-11	114,9	668,60	6,78	0,86	17,36	123,3	2,52	7,79	2,84	0,65	4,66	74,97	50,73
Sm-12	159,3	89,25	5,03	0,44	7,814	89,52	2,28	5,14	1,98	0,37	2,76	292,60	1099,0
Sm-13	583,30	5,13	269,00	0,20	11,95	109,00	2,75	4,10	2,75	0,73	1,48	186,10	625,00
KI1/1	593,60	85,15	81,83	0,69	13,85	155,60	3,05	7,84	2,53	0,56	1,47	75,52	39,60
KI1/3	341,80	78,51	17,47	0,38	12,87	124,10	2,89	7,86	3,05	0,50	0,97	92,34	69,71
KI2	536,90	1195,0	8,26	0,60	24,48	80,93	2,28	7,43	3,00	0,95	5,23	73,59	73,58
KI3	453,30	174,40	41,72	0,58	13,27	107,90	2,64	7,50	2,82	0,60	1,83	106,30	60,88
KI4	515,10	202,00	68,38	0,63	10,66	106,40	2,20	7,34	2,75	0,45	1,80	113,30	82,88
KI5	160,4	207,30	11,22	0,81	21,41	175,4	3,33	9,7	2,88	0,81	3,07	40,95	6,10
KI6	651,20	160,1	14,54	0,30	9,867	33,32	1,01	5,25	1,99	0,34	3,03	378,1	1095,0
ятулийский надгоризонт Jatulian superhorizon													
ПРП1a	17,54	46,24	3,098	1,126	32,67	135,1	3,57	13,03	2,049	0,675	0,702	38,28	35,14
ПОРП1	21,71	250	1,511	0,765	31,75	126,7	3,156	11,86	1,854	0,478	2,058	35,38	32,58
ПРП1-2	32,05	224	8,028	0,864	32,94	137,6	3,44	12,65	2,037	0,529	1,981	33,55	35,15
Сун1-1	354,9	204	17,74	0,319	20,93	72,04	1,789	3,811	1,317	0,374	3,248	109,8	239,1
ПОРП3	38,97	15,02	5,592	1,71	87,3	379	9,227	28,08	5,872	1,66	6,016	2,351	<ПО
ПОРП5	56,19	64,05	6,941	1,729	105,5	480,5	10,7	29,28	5,876	1,165	7,854	1,979	<ПО
ПОРП6	128,5	67,96	19,39	1,665	95,32	455,5	10,81	28,58	6,035	1,231	2,895	1,678	<ПО
ПОРП7	39,74	30,75	3,099	1,563	84,98	390,8	9,659	24,25	5,396	1,168	5,001	1,039	<ПО
Прп8-1	241	137,3	58,67	0,849	57	183,5	4,762	13,63	2,644	0,51	3,219	15,53	<ПО
ПРП10	57,23	153,6	18,24	0,785	36,92	124	3,354	10,83	2,543	0,839	5,756	39,95	20,43
ПРП 11	29,04	96,87	7,161	0,849	50,8	210	5,087	13,37	2,906	0,776	2,792	33,25	<ПО
ГП100	90,83	172,4	15,57	0,6	24,83	170,5	3,57	10,68	2,71	0,93	3,28	46,13	13,78
Hm1	521,9	211,2	23,73	0,39	20,81	65,36	1,76	4,01	1,31	0,33	3,4	146,2	348
Vaz1	121,60	125,30	24,86	0,59	26,98	157,4	3,82	10,9	2,75	0,89	6,83	50,64	39,39
SA1	155,9	121,1	25,24	0,84	39,18	180,7	4,01	10,24	2,12	0,48	3,87	96,48	151
ГИР 1	190,22	93,02	54,80	1,49	57,98	230,23	5,68	16,27	2,68	0,46	2,17	37,03	<ПО
ГИР 4	52,42	20,92	3,16	2,14	90,26	579,09	12,43	28,97	5,80	1,15	9,99	4,67	<ПО
людиковийский надгоризонт Ludicovian superhorizon													
0-79	82,51	131,77	10,09	0,74	18,636	57,23	1,54	6,04	0,78	0,18	1,53	108,05	76,07
0-85	<ПО	18,68	0,57	0,64	36,868	153,83	3,92	10,72	1,57	2,80	2,02	97,06	250,31
0-87	<ПО	13,58	0,82	0,64	27,02	142,67	3,61	9,96	1,48	0,81	2,88	127,22	225,71
0-88	1895,03	168,28	8,98	0,58	21,26	107,56	2,83	8,42	1,29	0,27	2,35	81,18	186,71
100-3	1769,83	46,12	7,12	0,69	24,964	145,16	3,68	10,30	1,48	0,36	1,50	113,26	238,71
101	316,43	37,67	5,83	0,52	13,872	88,18	2,31	6,64	0,47	0,10	35,52	90,22	206,23
107	46,11	46,60	4,20	1,16	51,904	296,52	7,09	17,22	2,94	0,79	22,32	43,54	17,48
114	<ПО	46,88	24,68	0,48	21,02	117,27	3,06	8,05	1,23	0,30	15,60	82,02	197,35
114-3	38,67	40,68	136,82	0,52	13,336	130,88	3,37	8,55	1,31	0,59	9,36	107,30	210,55
121	201,75	107,00	15,64	0,62	35,448	136,43	3,63	10,10	1,52	0,28	2,70	82,66	86,51
122	229,99	61,44	27,13	<ПО	33,136	181,94	4,82	13,58	2,15	0,41	1,90	81,18	64,79
123-2	72,37	66,24	48,34	0,32	22,244	75,11	2,01	5,27	0,35	0,12	1,84	68,62	207,43
157	636,23	52,40	21,29	1,11	30,808	253,06	6,05	18,96	2,56	0,63	15,97	16,93	49,39
158	576,63	43,92	37,79	1,08	20,3	237,42	5,76	18,24	2,37	0,60	9,63	29,03	66,15

Примечания. ПО – предел обнаружения: для Ba равен 26,48 ppm, для Ta – 0,02 ppm, для Cr – 6,12 ppm.

Note. PO – limit of detection: for Ba it is 26,48 ppm, for Ta – 0,02 ppm, for Cr – 6,12 ppm.

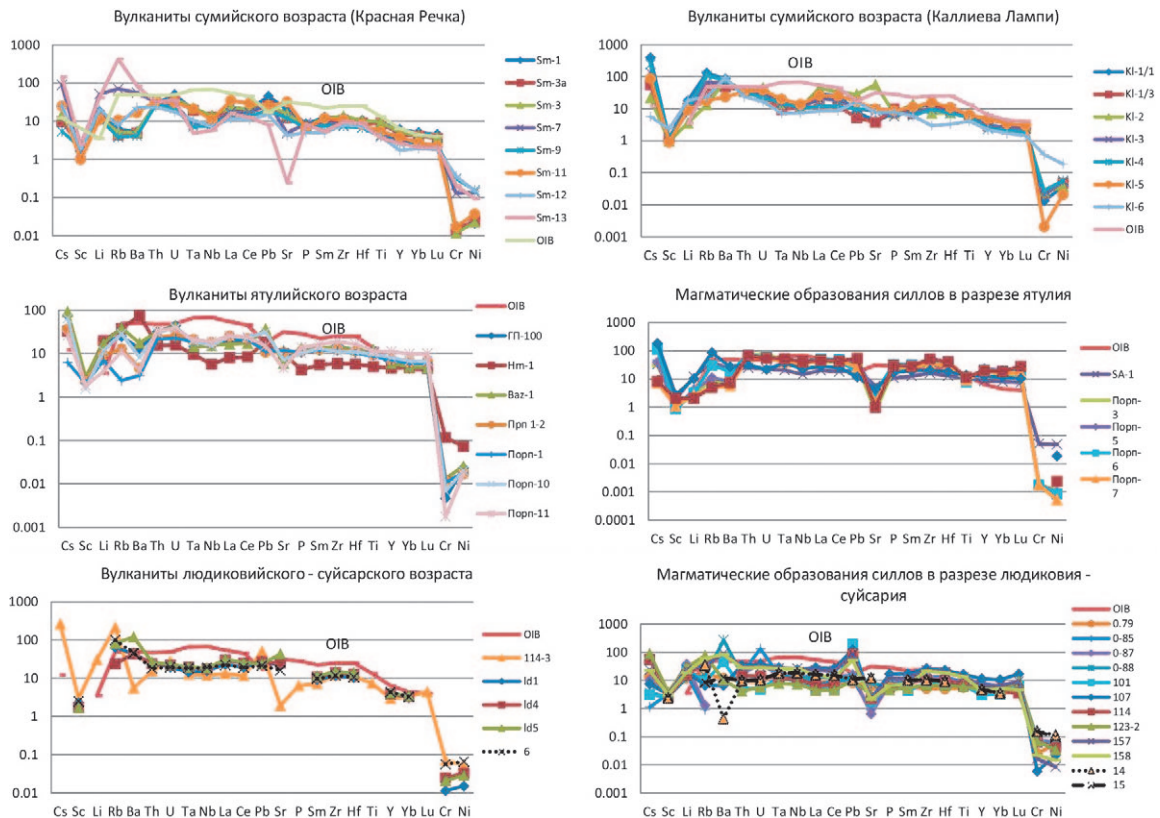


Рис. 5. Спектры распределения рассеянных элементов в магматических породах палеопротерозоя Карельского кратона. Нормализовано по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

На спайдердиаграмме магматических пород людиковия-суйсария дополнительно использованы литературные данные (1 (Id1), 4 (Id4), 5 (Id5), 6, 14, 15) из работы: [Типы..., 2006]

Fig. 5. Spectra of scattered elements distribution in magmatic rocks of the Paleoproterozoic of the Karelian craton. It is normalized by primitive mantle [Sun, McDonough, 1989].

On the spiderdiagram of magmatic rocks of the Ludicovian-Suisarian, literary data (1 (Id1), 4 (Id4), 5 (Id5), 6, 14, 15) was additionally given after [Types of Magma..., 2006]

нитов мог находиться на уровне гранатсодержащего шпинелевого перидотита.

В геологической литературе предложено большое количество диаграмм в координатах соотношения несовместимых элементов для определения источника магматических образований. Положение точек составов исследуемых магматических пород палеопротерозоя на этих диаграммах не всегда согласуется с выводами, сделанными при анализе спектров распределения РЗЭ и микроэлементов. На диаграмме Tb/Yb-La/Yb, предложенной К. Вангом [Wang et al., 2002], в поле плавления шпинелевых перидотитов попали людиковийские и частично ятулийские магматиты. Сумийские образования сконцентрированы в поле плавления гранатовых перидотитов (рис. 6).

При использовании диаграмм в других координатах получаются прямо противоположные выводы (рис. 7).

На диаграммах в координатах Lu/Hf – La/Sm, Sm/Yb – La/Sm (рис. 7) магматические породы

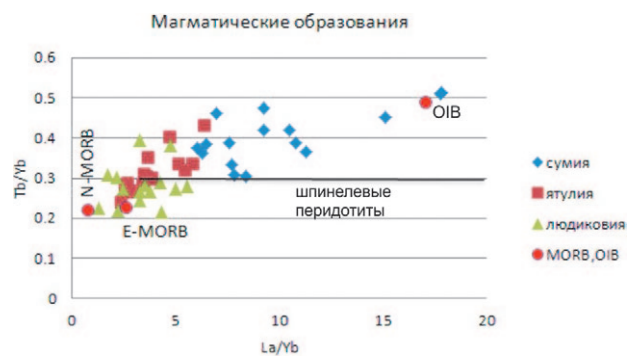


Рис. 6. Положение точек составов магматических пород палеопротерозоя Карельского кратона в координатах Tb/Yb-La/Yb. Линия, разделяющая гранатовые и шпинелевые перидотиты, проведена по: [Wang et al., 2002]

Fig. 6. The position of the magmatic rocks points of the Paleoproterozoic Karelian craton in the coordinates Tb/Yb-La/Yb. The line separating garnet and spinel peridotites was carried out according to [Wang et al., 2002]

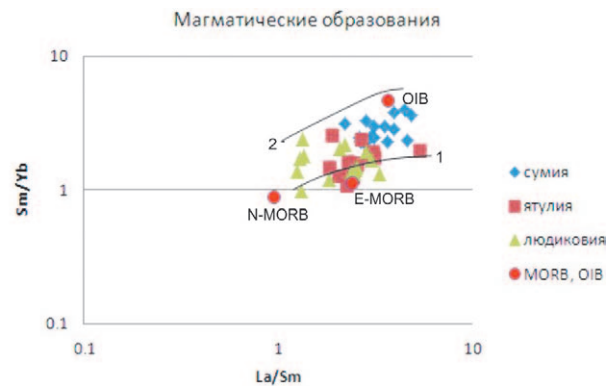
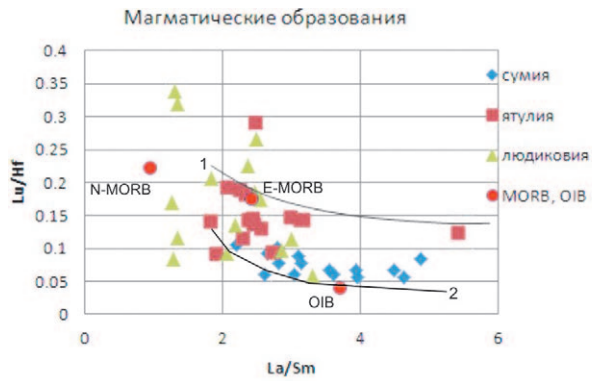


Рис. 7. Положение точек составов магматических пород палеопротерозоя Карельского кратона в координатах соотношения несовместимых элементов.

Диаграмма Lu/Hf – La/Sm по: [Regelous et al., 2003]. Линии фракционирования по: [Shaw, 1970]: 1 – линия частичного плавления шпинелевых перидотитов, 2 – линия частичного плавления гранатовых перидотитов

Fig. 7. The position of the magmatic rocks points of the Paleoproterozoic Karelian craton in the coordinates of the ratio of incompatible elements.

The Lu / Hf-La / Sm diagram according to [Regelous et al., 2003]. Fractionation lines are given according to [Shaw, 1970]: 1 – line of partial melting of spinel peridotites, 2 – line of partial melting of pomegranate peridotites

всех возрастных уровней палеопротерозойского разреза располагаются между линиями частичного плавления шпинелевых и гранатовых перидотитов. Сходное расположение между источниками N-MORB и OIB демонстрируют вулканиты всех возрастов и в координатах Gd/Yb – La/Yb.

Учитывая разную совместимость с гранатом таких элементов, как La, Gd, Yb, можно утверждать, что увеличение степени плавления мантийного источника, особенно гранатосодержащего, приведет к уменьшению величины отношений La/Yb, а также Gd/Yb. При частичном перекрытии полей сумийские магматиты «тяготеют» к источнику OIB. Они могли образоваться при небольших степенях плавления. Ятулийские породы приближены к источнику E-MORB. Людиковийские магматические породы попадают в поле между источниками N-MORB и E-MORB, и формирование исходного расплава для них могло происходить при увеличении степени плавления мантийного субстрата.

Расположение точек исследуемых магматитов в поле диаграммы La – La/Yb приводит к другим выводам (рис. 8).

Из вышеизложенного видно, что использование различных диаграмм может привести к взаимоисключающим выводам. Если использовать приведенные данные совместно с информацией о распределении РЗЭ в магматических породах, то можно предполагать зарождение исходного расплава для сумийских вулканитов на уровне гранатосодержащего шпинелевого перидотита. В ятулии происходил

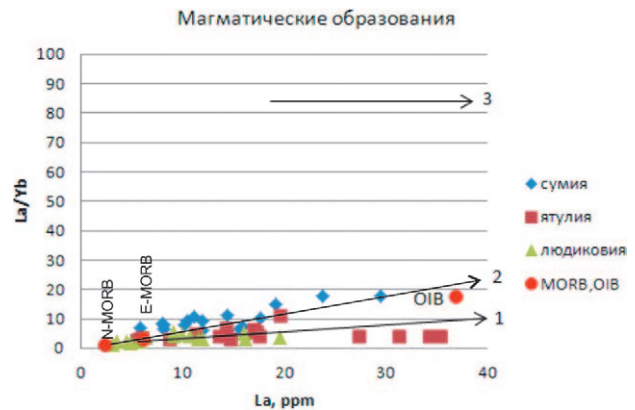


Рис. 8. Положение точек составов магматических пород палеопротерозоя Карельского кратона в координатах La – La/Yb [Shaw et al., 2001]. Линии со стрелкой – тренд частичного плавления: 1 – гранатовых и 2 – шпинелевых перидотитов. Линия 3 – тренд фракционирования

Fig. 8. The position of the magmatic rocks points of the Paleoproterozoic Karelian craton in the La – La/Yb coordinates after [Shaw et al., 2001]. Lines with an arrow shows the trend of partial melting: 1 – garnet and 2 – spinel peridotites. Line 3 – the trend of fractionation

подъем уровня плавления, и в людиковии оно происходило на уровне шпинелевых перидотитов.

Рассмотрим величины индикаторных геохимических показателей для рассматриваемых магматических пород трех возрастных срезов палеопротерозойского разреза.

По данным [Wang et al., 2002], для расплавов уровня шпинелевых перидотитов типичны низкие величины отношения $(Tb/Yb)_N$. Для вулканитов сумия отмечают высокие значения

этого отношения $(Tb/Yb)_N$ ($>1,9$). Однако, учитывая отсутствие заметной деплетированности тяжелыми редкими землями сумийских магматических образований, можно утверждать, что уровень генерации расплавов сумийских вулканитов находился в области гранатсодержащего шпинелевого перидотита.

Величина отношения $(Tb/Yb)_N$ для магматических образований ятулия находится в пределах 1,3–1,5, что позволяет предположить для ятулийских вулканитов подъем зоны генерации расплавов из области гранатсодержащих шпинелевых перидотитов в область шпинелевых перидотитов. Низкие значения этого показателя характерны и для магматических пород людиковия.

При гранатовом контроле в области плавления характерны низкие величины Lu/Hf . Для сумийских и раннеятулийских вулканитов они достигают значений 0,05–0,10, что должно указывать на источник расплава на уровне гранатового перидотита. Однако при этом дополнительно должны отмечаться высокие величины отношений Tb/Yb , Sm/Yb . Это условие для исследуемых магматических пород не выполняется. Кроме того, не наблюдается значительной деплетированности тяжелыми редкими землями ни для сумийских, ни для ранне- и позднеятулийских магматитов. Для вулканитов рассматриваемых локальных разрезов не подтверждается предположение В. В. Иваникова с соавторами о гранат-перидотитовом источнике раннеятулийских вулканитов [Иваников и др., 2008].

Судя по величинам Ce/Y , La/Yb отношений [Hoffman, 1997], магматические породы всех возрастных групп образованы при плавлении шпинелевого перидотита (табл. 4).

Содержание элементов и величины геохимических показателей, таких как Zr/Nb , Zr/Y , Ti/Zr , Ta/Yb , сходны для магматических пород всех трех надгоризонтов. По величинам Nb/Th , Th/Yb , Lu/Hf , Sm/Yb есть незначительные отличия. Максимальное сходство величин отмечено для магматических пород сумия и раннего ятулия и для магматитов позднего ятулия и людиковия.

Не подтверждают гранатовый перидотит в качестве источника исходного расплава для магматических пород палеопротерозоя кратона и значения таких геохимических показателей, как Ti/Y , Sm/Yb , Lu/Hf .

Ранее была высказана точка зрения [Светов и др., 2012] о присутствии субдукционной компоненты в сумийских андезибазальтах за счет плавления непереработанных в архее погруженных мезоархейских океанических слэ-

бов в условиях рифтогенного режима в сумии, вызванного плюмом Виндибелт [Куликов и др., 2005]. Но при подобном плавлении в условиях континентального рифтогенеза должна наблюдаться обогащенность сумийских производных по сравнению с ятулийскими и людиковийскими – Th , U , Zr , Cs , Rb , Ba , Pb , что не происходит. Судя по имеющимся данным (табл. 2, 3), величины отношений Ce/Nb , $(Nb/La)_N$, Th/Nb , используемые для определения присутствия субдукционной составляющей в исходных расплавах [Weaver, 1991], не всегда дают для образований сумия однозначные результаты (табл. 5).

В отличие от островодужных сумийские вулканиты не обладают отрицательными аномалиями Zr , Ti , а незначительные отрицательные аномалии Nb , Ta , наряду с повышенными концентрациями LREE послужившие для авторов работ [Богина, Злобин, 2010; Светов и др., 2012] доказательством наличия субдукционного компонента, могут быть связаны либо с фракционированием магнетита, либо с присутствием в источнике амфибола. В модальном составе и сумийских, и особенно ятулийских вулканитов присутствует магнетит, поэтому можно предположить его фракционирование. В то же время обогащение щелочными металлами (Cs , Li , Rb) и сумийских, и ятулийских магматических пород не исключает присутствия в источнике амфибола.

Для определения степени контаминированности исходных расплавов можно использовать анализ распределения элементов, различающихся по степени когерентности. Положение точек вулканитов в координатах $(Th/Ta)_{PM} - (La/Nb)_{PM}$ (рис. 9), где степень некогерентности в ряду Th , Ta , Nb , La увеличивается, показывает, что сумийские магматические породы «тяготеют» к продуктам, контаминированным веществом нижней коры, ятулийские – к продуктам, контаминированным веществом верхней коры. Людиковийские магматические породы являются наименее контаминированными, располагаясь на бинарной диаграмме между примитивной мантией и базальтами MORB.

Таким образом, в мантийных расплавах палеопротерозойского возраста от сумия к людиковию происходит увеличение доли мантийного материала и понижение степени контаминации расплавов коровой компонентой.

Имевшая место контаминация исходных расплавов прослеживается также по величинам индикаторных отношений элементов: Pb/Ce , Nb/U , которые для базальтов MORB, OIB, континентальных осадков и субдуцируе-

Таблица 4. Величины геохимических показателей для палеопротерозойских магматических образований южной части Карельского кратона

Table 4. Geochemical indices for the Paleoproterozoic magmatic formations in the southern part of the Karelian craton

	Zr/Nb	Zr/Y	Ti/Zr	Nb/Th	Th/Yb	Ta/Yb	Lu/Hf	Sm/Yb	Ce/Y	La/Yb	Ti/Y	Pb/Ce	Nb/U
сумийский надгоризонт Sumian superhorizon													
Sm-1	14	5	83	4	1,0	0,3	0,1	2	1,3	6,3	421	0,23	9,4
Sm-3 a	13	6	96	4	1,2	0,4	0,1	2	1,5	6,0	541	0,15	11,9
Sm-3	15	7	80	4	1,1	0,4	0,1	2	1,6	7,6	525	0,14	12,3
Sm-7	14	6	64	2	2,1	0,3	0,1	3	2,0	9,2	374	0,19	10,5
Sm-9	16	7	62	2	2,0	0,3	0,1	3	2,0	9,3	425	0,15	11,5
Sm-11	16	7	56	3	2,1	0,6	0,1	4	3,0	17,8	400	0,09	11,9
Sm-12	17	11	57	3	2,1	0,5	0,1	2	2,5	8,4	656	0,14	14
Sm-13	27	9	43	1	2,7	0,2	0,1	2	1,9	10,8	389	0,07	5,6
KI1/1	20	11	47	3	2,0	0,5	0,1	4	3,3	15,1	524	0,03	14
KI1/3	16	10	56	3	2,4	0,3	0,1	2	1,6	6,5	542	0,05	15,7
KI2	11	3	82	2	1,8	0,4	0,1	4	2,4	17,8	273	0,09	7,8
KI3	14	8	64	3	2,2	0,5	0,1	3	2,5	11,3	519	0,06	12,5
KI4	14	10	65	3	2,6	0,6	0,1	3	2	7,7	649	0,09	16,2
KI5	18	8	48	3	1,7	0,5	0,1	3	2,1	10,5	392	0,07	12,1
KI6	6	3	161	3	2,4	0,4	0,1	3	1,5	7,0	542	0,20	15,3
ятулийский надгоризонт Jatulian superhorizon													
ПОРП1а	10	4	89	6	0,6	0,3	0,1	1	0,7	2,7	367	0,03	19,3
ПОРП1	11	4	90	6	0,6	0,3	0,1	2	1,2	5,9	358	0,05	24,8
ПРП1-2	11	4	88	6	0,7	0,3	0,1	2	1,2	5,5	369	0,05	23,9
Сун1-1	19	3	81	3	0,6	0,2	0,2	1	0,7	2,9	280	0,23	10,2
ПОРП3	13	4	31	5	0,8	0,2	0,1	2	0,8	3,7	135	0,09	16,9
ПОРП5	16	5	23	5	0,6	0,2	0,1	1	0,8	3,5	106	0,09	25,1
ПОРП6	16	5	22	5	0,7	0,2	0,1	2	0,9	3,9	106	0,03	23,2
ПОРП7	16	5	31	4	0,7	0,2	0,1	2	0,9	3,9	141	0,07	20,8
ПРП8-1	13	3	95	5	0,5	0,1	0,2	1	1,1	2,6	342	0,09	26,7
ПОРП10	11	3	102	4	0,8	0,2	0,1	2	0,8	5,2	289	0,14	12,9
ПОРП11	16	4	70	5	0,6	0,2	0,1	1	0,7	3,7	263	0,07	17,2
ГП100	16	7	88	4	1,2	0,3	0,1	2	1,3	6,4	606	0,10	11,5
Hm1	16	3	100	3	0,6	0,2	0,2	1	0,7	2,4	313	0,23	12,3
Vaz1	14	6	101	4	1,2	0,2	0,1	2	1,1	4,8	591	0,23	12,2
SA1	18	5	78	5	0,5	0,2	0,1	1	0,8	3,4	360	0,12	21,5
ГИР 1	14	4	77	6	0,5	0,3	0,1	2	0,8	3,3	305	0,05	35
ГИР 4	20	6	26	5	0,6	0,2	0,2	1	0,9	3,5	165	0,13	25
людиковийский надгоризонт Ludicovian superhorizon													
0-79	9	3	127	8	0,4	0,4	0,3	1	0,8	3,5	389	0,10	33,5
0-85	14	4	76	7	0,6	0,2	0,2	1	0,4	1,7	316	0,13	3,8
0-86	10	2	41	3	1,0	0,2	0,3	2	0,6	3,2	91	0,05	4,6
0-87	14	5	76	7	0,7	0,3	0,1	2	0,9	4,8	402	0,12	12,3
0-88	13	5	84	7	0,6	0,3	0,1	2	1	4,2	425	0,11	31
100-3	14	6	79	7	0,6	0,3	0,1	2	0,7	2,5	457	0,08	28,9
101	13	6	97	14	0,3	0,3	0,2	1	0,7	2,2	617	3,82	66,4
107	17	6	71	6	0,6	0,2	0,2	1	0,9	3,7	407	0,48	21,8
114	15	6	77	7	0,6	0,2	0,1	2	0,6	2,2	428	1,27	26,8
114-3	15	10	73	7	0,8	0,3	0,1	2	1,5	5,5	717	0,46	14,4
121	14	4	91	7	0,4	0,2	0,2	1	0,8	3,2	352	0,10	35,6

Окончание табл. 4
Table 4 (continued)

	Zr/Nb	Zr/Y	Ti/Zr	Nb/Th	Th/Yb	Ta/Yb	Lu/Hf	Sm/Yb	Ce/Y	La/Yb	Ti/Y	Pb/Ce	Nb/U
122	13	6	102	6	0,6		0,2	1	0,8	3,3	560	0,07	33,3
123-2	14	3	104	15	0,1	0,1	0,3	1	0,4	1,3	350	0,23	43,9
157	13	8	67	7	0,8	0,3	0,1	2	1,2	5,0	553	0,42	30
158	13	12	74	8	0,9	0,4	0,1	1	1,1	4,3	861	0,43	30,6
N-MORB	32	3	103	19	0,04	0,04	0,2	1	0,3	0,8	3	0,04	49,6
E-MORB	9	3	82	14	0,25	0,20	0,2	1	0,7	2,7	3	0,04	46,7
OIB	6	10	61	12	1,85	1,25	0,04	5	2,8	17,1	10	0,04	47,1
PM	16	2	116	8	0,17	0,08	0,2	1	0,4	1,4	2	0,1	34,0

Таблица 5. Величины отдельных геохимических показателей сумийских магматических образований южной части Карельского кратона

Table 5. Some geochemical indices of the Sumian magmatic formations in the southern part of the Karelian craton

	Sm 1	Sm 3a	Sm 3	Sm 7	Sm 9	Sm 11	Sm 12	Sm 13	K1-1	K12	K13	K14	K15	K1-6
Ce/Nb	3,7	3,3	3,7	4,8	4,5	6,7	3,8	5,4	5,8	7,8	4,3	2,9	4,6	2,9
(Nb/La) _N	0,6	0,7	0,6	0,5	0,5	0,3	0,6	0,4	0,4	0,2	0,5	0,9	0,5	0,9
Th/Nb	0,2	0,3	0,2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,7	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4

мых осадков имеют фиксированные величины [White, 2010].

В магматитах сумия эти показатели находятся в интервале 0,05–0,23 (Pb/Ce) и 8–16 (Nb/U), для ятулийских магматических пород данные значения равны соответственно 0,03–0,20 (Pb/Ce) и для людиковийских – отношение Pb/Ce находится в пределах 0,05–0,48 и величина Nb/U равна 12–66. Это указывает на то, что уровень контаминации расплавов, ответственных за появление магматических пород рассматриваемых возрастных

интервалов геологической истории Центральной Карелии, уменьшался от сумия к людиковию.

Причиной проявления магматизма в сумийское время считается воздействие плюма Виндибелт [Куликов и др., 2005]. Однако на диаграмме в координатах Nb/Y – Zr/Y (рис. 10), которую используют для доказательства существования плюмовых источников для фанерозойской геологической истории, рассматриваемые магматические образования Карельского кратона располагаются таким об-

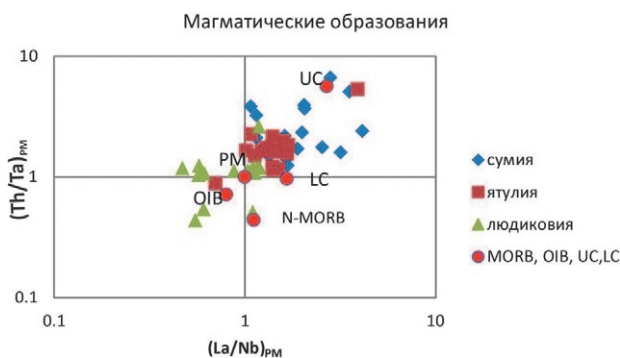


Рис. 9. Положение магматических пород палеопротерозоя в координатах $(Th/Ta)_{PM}$ – $(La/Nb)_{PM}$. OIB, PM по: [Sun, McDonough, 1989]; LC (нижняя кора), UC (верхняя кора) по: [Rudnic, Gao, 2003]

Fig. 9. The position of igneous rocks of the Paleoproterozoic in the coordinates $(Th/Ta)_{PM}$ – $(La/Nb)_{PM}$. OIB, PM according to [Sun, McDonough, 1989]; LC (lower crust), UC (upper crust) according to [Rudnic, Gao, 2003]

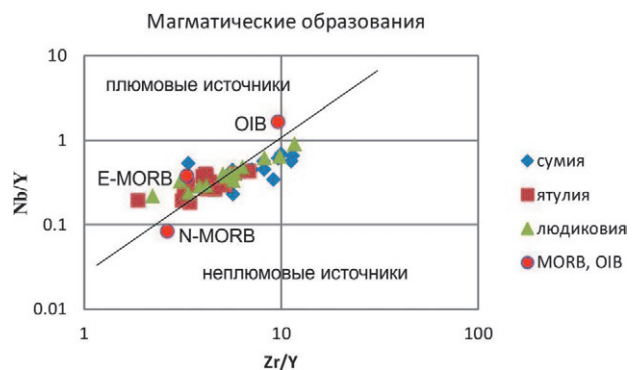


Рис. 10. Диаграмма в координатах Nb/Y – Zr/Y [Fitton et al., 1997; Condie, 2003] для магматических образований палеопротерозоя Центральной Карелии

Fig. 10. The diagram in the coordinates Nb/Y – Zr/Y [Fitton et al., 1997; Condie, 2003] for magmatic formations of the Paleoproterozoic in Central Karelia

разом, что исключают однозначную интерпретацию.

Кроме того, «плюмовая» причина магматизма палеопротерозоя помимо геохимических индикаторов должна проявиться и геологическими свидетельствами, а также отразиться в петрогеохимических особенностях магматических пород. Тепловое воздействие плюма должно привести к появлению пород кислого состава в осадочных частях разрезов, что не наблюдается. Фанерозойские магматические породы, формирование которых связывают с плюмовым событием, как правило, высокотитанистые ($\text{TiO}_2 > 2\%$), высокожелезистые, и содержание окиси калия в них превышает 0,5%. Большая часть рассматриваемых пород палеопротерозоя южной части Карельского кратона не удовлетворяет этим условиям.

По соотношению $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{PM}} - (\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ [Niu et al., 2010] петрогеохимические особенности вулканогенных образований палеопротерозоя Карельского кратона могут быть удовлетворительно объяснены при допущении добавления в исходные расплавы эклогитового компонента.

На основании приведенных выше данных можно утверждать о сходном мантийном источнике для палеопротерозойских магматических пород, находившемся на уровне гранатсодержащего шпинелевого перидотита и смещавшегося со временем на уровень шпинелевых перидотитов. Наблюдающиеся петрогеохимические различия вызваны отличающимися условиями магмогенерации при переходе от сумия к людиковию, прежде всего это увеличение степени частичного плавления в людиковийский период и уменьшение степени контаминированности исходных расплавов материалом континентальной коры. Происходившее на уровне литосферной мантии плавление исключает плюмовый источник для рассматриваемых магматитов всех возрастных уровней.

Заключение

Магматические породы разных надгоризонтов палеопротерозоя рассматриваемых структур не образуют на диаграммах изолированных полей, перекрываясь друг с другом. Приведенные петрогеохимические данные указывают на то, что ведущими факторами магматической эволюции сумийского комплекса были различные режимы частичного плавления верхней мантии при подъеме уровня магмо-

генерации от гранатсодержащего шпинелевого перидотита к собственно шпинелевому перидотиту. Источником магматического вещества в ятулии и людиковии был преимущественно шпинелевый перидотит. Сумийские магматиты образовались при меньшей степени плавления источника, чем ятулийские и людиковийские.

В настоящее время магматизм, проявившийся в континентальных областях, автоматически объясняют воздействием плюма/плюмов. В частности, причиной магматизма сумийского временного интервала считают плюм Виндибелт [Куликов и др., 2005].

Действительно, на всех приведенных выше диаграммах вулканиты сумия тяготеют к источнику вблизи OIB, что можно предположительно связать с воздействием плюма (?). С другой стороны, проявления сумийского вулканизма импульсного по времени и локального по месту протекания можно рассматривать как реакцию жесткого архейского фундамента на разнонаправленные движения в шовной зоне Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса: опускания в КГЗО и подъем и выход на поверхность денудации глубинных образований для БПП. Подобные движения связаны со становлением базит-гипербазитовых интрузий по границам кратона в связи с разломами мантийного заложения. Возникшая вследствие этого гравитационная аномалия должна была привести к изостатическому выравниванию территории. В результате происходит сводовое поднятие в центральной части Карельского кратона и, как следствие, формирование троговых структур в режиме растяжения, что способствует подъему мантийного вещества и его плавлению за счет декомпрессии. Возможность подобного механизма образования расплавов показана Д. Л. Андерсоном [Anderson, 1994]. Реализация подобного сценария подразумевает отсутствие комагматичности рассматриваемых сумийских вулканитов южной части кратона с расслоенными интрузивами основного-ультраосновного состава, пространственно приуроченными к границам КГЗО. На наш взгляд, образование магматических пород разных возрастных уровней палеопротерозоя южной части Карельского кратона в результате частичного плавления литосферного источника исключает их прямую связь с плюмом/плюмами. Первопричина магматизма – растяжение литосферы, а не «подток» мантийного вещества. Однако это утверждение требует дополнительного обоснования.

**Характеристика магматических пород
Magmatic rocks description**

*Образцы из разрезов сумийского надгоризонта
Samples from the Sumian superhorizon*

а) р-н Красной Речки
The Red River area

№ обр. No.	Характеристика образца Sample description	Лавовый поток Lava stream
Sm1	массивный базальт эпидотизированный epidotized massive basalt	1
Sm3	базальт вариолитовый variolitic basalt	3
Sm3 a	андезибазальт andesibasalt	4
Sm5	андезибазальт хлоритизированный chloritized andesibasalt	5
Sm7	миндалекаменный андезибазальт (миндалины выполнены кварцем) amygdaloidal andesibasalt (amygdaloids are of quartz)	9
Sm9	массивный андезибазальт хлоритизированный chloritized massive andesibasalt	7
Sm11	массивный андезибазальт с редкими кварцевыми миндалинами massive andesibasalt with rare quartz amygdaloids	8
Sm12	массивный андезибазальт massive andesibasalt	6
Sm13	массивный андезит massive andesite	10

б) р-н оз. Каллиева Лампи
Lake Kallieva Lampi area

№ обр. No.	Характеристика образца Sample description	Лавовый поток Lava stream
K11/1	андезибазальт массивный massive andesibasalt	1
K11/2	андезибазальт с редкими миндалинами andesibasalt with rare amygdaloids	2
K11/3	андезит массивный massive andesite	3
K12	андезибазальт andesibasalt	4
K13	– « –	4
K14	базальт вспененный bubbled basalt	5
K15	андезибазальт andesibasalt	6
K16	базальт миндалекаменный amygdaloidal basalt	7
K18	массивный андезибазальт massive andesibasalt	8
K19	базальт вспененный bubbled basalt	9
K110	массивный андезибазальт с миндалинами в кровле massive andesibasalt with amygdaloids in the roof	10

*Ятулийский разрез, р-н пос. Гирвас
Jatulian section, the Girvas settlement area*

ГП100	базальт basalt	правый борт каньона р. Суны the left side of the Suna River canyon
Hm1	базальт краснокаменный red-stone basalt	южнее пос. Гирвас southward of the settlement of Girvas
Vaz1	базальт basalt	севернее пос. Гирвас northward of the settlement of Girvas
1106	андезибазальт* andesibasalt*	Райгуба Rayguba
1107	базальт* basalt*	– « –
1137	– « – *	Юркостров Yurkostrov
1150	– « – *	Красная Речка Red River
1145	– « – *	Бригуннаволк Brigunnavolok
Сун1/1	базальт тонкозернистый fine-grained basalt	правый борт каньона р. Суны the right side of the Suna River canyon
ПОРП1	базальт массивный massive basalt	руч. Лукан-Оя the Lukan-Oya Stream
ПОРП1а	базальт с сульфидной минерализацией basalt with sulphide mineralization	– « –
ПРП1-2	базальт рассланцованный interstratified basalt	– « –
ПОРП3	габбро-долерит альбитизированный albitized gabbro-dolerite	– « –
ПОРП5	– « –	– « –
ПОРП6	габбро-долерит gabbro-dolerite	– « –
ПОРП7	габбро-долерит с сульфидной минерализацией gabbro-dolerite with sulphide mineralization	– « –
ПРП8-1	габбро-долерит gabbro-dolerite	– « –
Прп10-1	базальт брекчированный brecciated basalt	– « –
ПОРП11	базальт basalt	– « –
298G4	андезибазальт тонкозернистый fine-grained andesibasalt	р-н Поор-Порога Poor-Poroga area
298GB	базальт basalt	– « –
SA1	габбро-долерит gabbro-dolerite	у брода р. Суны near the Suna River ford
ГИР1	габбро меланократовое melanocratic gabbro	р-н Поор-Порога Poor-Poroga area
ГИР4	габбро gabbro	– « –

Примечание. *На диаграммах Харкера дополнительно использованы данные из коллекции Ю. И. Сацука.
Note. *The Harker diagrams are supplemented with the data from the collection of Yu. I. Satsuk.

*Образования людиковийского надгоризонта, р-н Заонежья
Formations of the Ludicovian superhorizon, Zaonezhye*

066	габбро мелкокристаллическое fine-crystalline gabbro	восточнее оз. Падмозеро eastward of Lake Padmозero
078	габбро gabbro	р-н Палтега Paltega area

079a	габбро массивное massive gabbro	– « –
079в	– « –	– « –
085	габбро-долерит окварцованный silicified gabbro-dolerite	р-н Загубье Zagubye area
087	габбро gabbro	– « –
088	– « –	– « –
089	– « –	– « –
099	габбро-долерит gabbro-dolerite	р-н сев. Лебещина northern Lebeshchina area
100	– « –	– « –
101	габбро-долерит gabbro-dolerite	– « –
100–3	– « –	– « –
100A	габбро-долерит окварцованный silicified gabbro-dolerite	– « –
106	габбро gabbro	– « –
107	– « –	– « –
114	– « –	залив Святуха Svyatukha bay
114–3	базальт basalt	– « –
117	габбро массивное massive gabbro	– « –
121	габбро среднекристаллическое medium-crystalline gabbro	залив Елгуба Elguba bay
122	габбро мелкокристаллическое fine-crystalline gabbro	– « –
123 г	габбро gabbro	– « –
157	– « –	мыс Карнаволок Karnavolok cape
158	– « –	– « –

Литература

Богина М. М., Злобин В. Л. Корреляция сумийского базальтового вулканизма Карельского и Кольского кратонов: петрогеохимия, возраст и геодинамическая обстановка формирования // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тезисы докл. XI Всеросс. петрограф. совещ. 2010. Т. 1. С. 82–83.

Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Горбачев Н. С. Петрохимические особенности базальтов и интрузивов Норильского района и генезис рудоносной магмы // Геохимия магматических пород: Матер. XXV Всеросс. семинара с участием стран СНГ. Шк. «Щелочной магматизм Земли» (Санкт-Петербург, 23–26 мая 2008 г.). СПб.; М., 2008.

Иваников В. В., Малашин М. В., Голубев А. И., Филиппов Н. Б. Новые данные по геохимии ятулийских базальтов центральной Карелии // Вестн. СПб ун-та. 2008. Сер. 7, вып. 4. С. 31–49.

Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук: М., 2004. 46 с.

Коросов В. И. Геология джэтулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий), Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1991. 118 с.

Коросов В. И. Проблемы взаимоотношений сариолийских и сумийских образований // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. Вып. 16. С. 57–63.

Куликов В. С., Бычкова Я. В., Куликова В. В., Коптев-Дворников Е. В., Зудин А. И. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского плато коматиитовых базальтов Синегорья, юго-восточная Фенноскандия // Петрология. 2005. Т. 13. С. 469–489.

Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С., Пухтель И. С. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.

Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И., Куликова В. В., Полин А. К., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Гоголев М. А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41. doi: 10.17076/geo444

Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А. Д. Щеглова. СПб.: Недра, 1993. 244 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.

Минц М. В. Процессы тектоно-плитного и плюмового типов в истории формирования раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: синтезис // Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии: Материалы III Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2011. С. 112–114.

Мыскова Т. А., Иванов Н. М., Корсакова М. А., Милькевич Р. И., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. Геохимия, возраст и происхождение кислых вулканических сумий Шомбозерской и Лехтинской структур (Центральная Карелия, Балтийский щит) // Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии: Материалы III Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2011. С. 124–126.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России (Объяснительная записка) / Науч. ред. Ф. П. Митрофанов, В. З. Негруца. Апатиты: ИГ КНЦ РАН, ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского, 2002. 13 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. второе, перераб. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Полюховский Ю. С., Голубев А. И. Людикивский надгоризонт Онежского прогиба // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1989. С. 106–117.

Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

Светов С. А., Голубев А. И., Светова А. И. Геохимия сумийских андезибазальтов Центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Сумийские андезибазальты Койкарско-Эльмусской площади: литогеохимическая характеристика и условия формирования // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. Вып. 15. С. 5–27.

Светов С. А., Степанова А. В., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И., Парамонов А. С., Утицына В. Л., Эхова М. В., Колодей В. С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Степанова А. В., Самсонов А. В., Ларионов А. Н. Заключительный эпизод магматизма среднего палеопротерозоя в Онежской структуре: данные по до-

леритам Заонежья // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 3–16.

Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 1. Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с.

Филатова В. Т. Количественные оценки параметров раннепротерозойского плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита // ДАН. 2004. Т. 395, № 5. С. 685–689.

Филиппов Н. Б., Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Сергеев С. А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 49–68.

Шарков Е. В., Богина М. М. Эволюция магматизма палеопротерозоя – геология, геохимия, изотопия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 4. С. 3–27.

Anderson D. L. Superplums and supercontinents // Geology. 1994. Vol. 22. P. 39–42.

Condie K. C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4, iss. 1. P. 1–18. doi: 10.1029/2002GC000333

Fitton J. G., Saunders A. D., Norry M. J., Hardarson B. S., Taylor R. N. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth and Planetary Science Letters. 1997. Vol. 153. P. 197–208.

Hoffman A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature, 1997. Vol. 385. P. 219–229.

Martin A. P., Prave A. R., Condon D. J., Lepland A., Fallick A. E., Romashkin A. E., Medvedev P. V., Rychanchik D. V. Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions // Earth and Planetary Science Letters. 2015. Vol. 424. P. 226–236.

Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. Vol. 230. P. 42–43.

Niu Y., Wilson M., Humphreys E. R., O'Hara M. J. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML) // Episodes. 2010. Vol. 35, no. 2. P. 310–327.

Puchtel I. S., Arndt N. T., Hofmann A. W., Haase K. M., Kroener A., Kulikov V. S., Kulikova V. V., Garbe-Schoenberg C. D., Nemchin A. A. Petrology of mafic lavas within the Omega Plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. Vol. 130. P. 134–153.

Regelous M., Hofmann A. W., Abouchami W., Galer S. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrol. 2003. Vol. 44, no. 1. P. 113–140.

Rudnick R. L., Gao S. The Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. Set. Oxford: Elsevier Ltd., 2003. Vol. 10. P. 1–64.

Shaw D. M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. Vol. 34. P. 237–243.

Shaw J. E., Baker J. A., Menzies M. A., Thirlwall M. F., Ibrahim K. M. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere – asthenosphere source active by lithospheric extension // *J. Petrol.* 2001. Vol. 44, no. 9. P. 1657–1679.

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

Systra Y. J. The Influence of Geochemistry on Biological Diversity in Fennoscandia and Estonia. 2012. P. 439–472. doi: 10.5772/48386

Wang K. L., Chuna S. L., Chen C. H. Geochemical constraints on the petrogenesis of high-Mg basaltic andesites from the northern Taiwan volcanic zone and their geodynamic significance // *Chemical Geology.* 2002. Vol. 182. P. 513–528.

Weaver B. L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 104. P. 381–397.

White W. M. Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2010. Vol. 38. P. 133–160.

Поступила в редакцию 26.11.2017

References

Bogina M. M., Zlobin V. L. Korrelyatsiya sumiiskogo bazal'tovogo vulkanizma Karel'skogo i Kol'skogo kratonov: petrogeokhimiya, vozrast i geodinamicheskaya obstanovka formirovaniya [Correlation of the Sumian basaltic volcanism of the Karelian and Kola cratons: petrogeochemistry, age, and geodynamical situation of formation]. *Magmatizm i metamorfizm v istorii Zemli: Tezisy dokl. XI Vseross. petrograficheskogo soveshch.* [Magmatism and Metamorphism in the Earth's History: Abs. of XI All-Russ. petrogr. meeting]. 2010. Vol. 1. P. 82–83.

Filatova V. T. Kolichestvennye otsenki parametrov ranneproterozoyevskogo plyum-litosfernogo vzaimodeystviya v severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Quantitative assessment of the Early Proterozoic plume-lithosphere interaction parameters in the north-eastern part of the Baltic Shield]. *DAN [Dokl. Earth Sciences]*. 2004. Vol. 395, no. 5. P. 685–689.

Filippov N. B., Trofimov N. N., Golubev A. I., Sergeev S. A., Khukhma Kh. Novye geokhronologicheskie dannye po Koikarsko-Svyatnavolokskomu i Pudozhgorskому gabbro-doleritovym intruzivam [New geochronological data on Koikarsko-Svyatnavoloksky and Pudozhgorskyy gabbro-dolerite intrusions]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Useful Minerals of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2007. Iss. 10. P. 49–68.

Geologiya Karelii [Geology of Karelia]. Leningrad: Nauka, 1987. 231 p.

Gorbachev N. S. Petrokhimicheskie osobennosti bazal'tov i intruzivov Noril'skogo raiona i genesis rudonosnoi magmy [Petrochemical features of basalts and intrusions of the Norilsk region and ore-bearing magma genesis]. *Geokhimiya magmaticheskikh porod: Mater. XXV Vseross. seminar s uchastiem stran SNG. Shk. "Shchelochnoi magmatizm Zemli"* (Sankt-Peterburg, 23–26 maya 2008 g.) [Geochemistry of magmatic rocks: Proceed. XXV All-Russ. seminar with the the CIS part. School *Alkaline magmatism of the Earth* (St. Petersburg, May 23–26, 2008)]. St. Peterburg; Moscow, 2008.

Ivanikov V. V., Malashin M. V., Golubev A. I., Filippov N. B. Novye dannye po geokhimii yatuliiskikh bazal'tov tsentral'noi Karelii [New data on geochemistry of Jatulian basalts of Central Karelia]. *Vestn. SPb. un-ta* [Vestnik of St. Petersburg Univ. Earth Sciences]. 2008. Iss. 4, no. 7. P. 31–49.

Kolodyazhnyi S. Yu. Strukturno-kinemacheskaya evolyutsiya Karel'skogo massiva i Belomorsko-Lapland-

skogo poyasa v paleoproterozoe [Structural-kinematic evolution of the Karelian Massif and the White Sea-Lapland Belt in the Paleoproterozoic]: Summary of DSc (Dr. of Geol.) thesis. Moscow, 2004. 46 p.

Korosov V. I. Geologiya doyatuliiskogo proterozoya vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita (sumii, sariolii) [The geology of the Pre-Jatulian Proterozoic of the eastern part of the Baltic Shield (Sumian, Sariolian)], Petrozavodsk: KarRC RAS, 1991. 118 p.

Korosov V. I. Problemy vzaimootnoshenii sarioliiskikh i sumiiskikh obrazovaniy [Problems of Sariolian and Sumian units correlation]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Useful Minerals of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2013. Iss. 16. P. 57–63.

Kulikov V. S., Bychkova Ya. V., Kulikova V. V., Kop-tev-Dvornikov E. V., Zudin A. I. Rol' glubinnoi differentsiatsii v formirovanii paleoproterozoyevskogo plato komatiitovykh bazal'tov Sinegor'ya, yugo-vostochnaya Fennoskandiya [Role of deep-seated differentiation in formation of Paleoproterozoic Sinogorie Lava Plateau of komatiite basalts, Southeastern Fennoscandia]. *Petrologiya* [Petrology]. 2005. Vol. 13. P. 469–489.

Kulikov V. S., Kulikova V. V., Lavrov B. S., Pukhtel' I. S. Suisarskii pikrit-bazal'tovyy kompleks paleoproterozoya Karelii (oporny razrez i petrologiya) [The Proterozoic Suisar picrite – basalt complex in Karelia (key section and petrology)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1999. 96 p.

Kulikov V. S., Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikova V. V., Polin A. K., Golubev A. I., Gor'kovets V. Ya., Ivashchenko V. I., Gogolev M. A. Geologicheskaya karta yugo-vostochnoi Fennoskandii masshtaba 1:750000: novye podkhody k sostavleniyu [Geological map of southeastern Fennoscandia (scale 1:750000): a new approach to map compilation]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2017. No. 2. P. 3–41. doi: 10.17076/geo444

Magmatizm i metallogeniya riftogennykh sistem vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Magmatism and metallogeny of rift-related systems of the eastern part of the Baltic Shield]. St. Petersburg, 1993. 244 p.

Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya [Mineral raw material base of the Republic of Karelia]. Kn. 1. *Goryuchie poleznye iskopaemye. Metallicheskie poleznye iskopaemye* [Vol. 1. Fossil fuels. Metallic minerals]. Petrozavodsk: Kareliya, 2005. 280 p.

Mints M. V. Protsessy tektono-plitnogo i plyumovogo tipov v istorii formirovaniya rannedokembriiskoi kory Vostochno-Evropetskogo kratona: sintezis [Processes of plate-tectonic and plume types in the history of formation of the Early Precambrian crust of the East-European craton: synthesis]. *Problemy pleit- i plyum-tektoniki v dokembrii: Materialy III Ross. konf. po problemam geologii i geodinamiki dokembriya* [Problems of plate- and plume tectonics in the Precambrian: Proceed. of III Russ. conf. on the problems of geology and geodynamics of the Precambrian]. St. Petersburg, 2011. P. 112–114.

Myskova T. A., Ivanov N. M., Korsakova M. A., Mil'kevich R. I., Berezhnaya N. G., Presnyakov S. L. Geokhimiya, vozrast i proiskhozhdenie kislykh vulkanitov sumiya Shombozerskoi i Lekhtinskoi struktur (Tsentral'naya Kareliya Baltiiskii shchit) [Geochemistry, age, and origin of the Sumian acid volcanics of the Shombozero and Lekhta structures (Central Karelia, Baltic Shield)]. *Problemy pleit- i plyum-tektoniki v dokembrii: Materialy III Ross. konf. po problemam geologii i geodinamiki dokembriya* [Problems of plate- and plume tectonics in the Precambrian: Proceed. of III Russ. conf. on the problems of geology and geodynamics of the Precambrian]. St. Petersburg, 2011. P. 124–126.

Obshchaya stratigraficheskaya shkala nizhnego dokembriya Rossii. (Ob'yasnitel'naya zapiska) [General stratigraphic scale of the Lower Precambrian in Russia: an explanatory note]. Apatity: IG KNC, VSEGEI im. A. P. Karpinskogo, 2002. 13 p.

Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geologiya, tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya) [The Onega Paleoproterozoic structure (geology, tectonics, deep structure and minerageny)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011. 431 p.

Petrograficheskii kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya [Petrographic Code of Russia: magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations]. 2nd ed., updated and revised. St. Petersburg: VSEGEI, 2008. 200 p.

Polekhovskii Yu. S., Golubev A. I. Lyudikovskii nadgorizont Onezhskogo progiba [The Lyudikovian superhorizon of the Onega deflection]. *Problemy stratigrafii nizhnego proterozoya Karelii* [Issues of the Lower Proterozoic stratigraphy in Karelia]. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR, 1989. P. 106–117.

Rannii dokembrii Baltiiskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic Shield] St. Petersburg: Nauka, 2005. 711 p.

Sharkov E. V., Bogina M. M. Evolyutsiya magmatizma paleoproterozoya – geologiya, geokhimiya, izotopiya [Magmatism evolution in the Paleoproterozoic – geology, geochemistry, isotopy]. *Stratigrafiya. Geol. korrelyatsiya* [Stratigraphy. Geol. Correlation]. 2006. Vol. 14, no. 4. P. 3–27.

Svetov A. P. Platformnyy bazal'tovyy vulkanizm karelid Karelii [Platform basaltic volcanism of the Karelian karelides]. Leningrad: Nauka, 1979. 208 p.

Svetov S. A., Golubev A. I., Svetova A. I. Geokhimiya sumiiskikh andezibazal'tov Tsentral'noi Karelii [Geochemistry of the Sumian andesite-basalts in Central Karelia]. *Geokhimiya* [Geochemistry]. 2004. No. 7. P. 729–739.

Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N. Sumiiskie andezibazal'ty Koikarsko-El'musskoi ploshchadi: litogeokhimitskaya kharakteristika i usloviya formirovaniya [Sumian andesite-basalts of the Koikary-El'muss area: lithochemical description and formation conditions]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Mineral Resources of Karelia]. 2012. Iss. 15. P. 5–27.

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Utitsyna V. L., Ekhoval M. V., Kolodei V. S. Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornyx porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precision geochemical (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock and mineral composition: the method and accuracy estimation in the case study of Early Precambrian mafic complexes]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2015. No. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Larionov A. N. Zaklyuchitel'nyi epizod magmatizma srednego paleoproterozoya v Onezhskoi strukture: dannye po doleritam Zaonezh'ya [The final episode of the Middle Proterozoic magmatism in the Onega structure: data on Trans-Onega dolerites]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2014. No. 1. P. 3–16.

Tipy magm i ikh istochniki v istorii Zemli [Types of magma and their sources in the Earth's history]. Chast' 1. *Magmatizm i geodinamika – glavnye faktory evolyutsii Zemli* [Part 1. Magmatism and geodynamics – main factors of the Earth's evolution]. Moscow: IGEI RAN, 2006. 398 p.

Anderson D. L. Superplums and supercontinents. *Geology*. 1994. Vol. 22. P. 39–42.

Condie K. C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. Vol. 4, iss. 1. P. 1–18. doi: 10.1029/2002GC000333

Fitton J. G., Saunders A. D., Norry M. J., Hardarson B. S., Taylor R. N. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. Vol. 153. P. 197–208.

Hoffman A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 1997. Vol. 385. P. 219–229.

Martin A. P., Prave A. R., Condon D. J., Lepland A., Fallick A. E., Romashkin A. E., Medvedev P. V., Rychanchik D. V. Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions. *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. Vol. 424. P. 226–236.

Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*. 1971. Vol. 230. P. 42–43.

Niu Y., Wilson M., Humphreys E. R., O'Hara M. J. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML). *Episodes*. 2010. Vol. 35, no. 2. P. 310–327.

Puchtel I. S., Arndt N. T., Hofmann A. W., Haase K. M., Kroener A., Kulikov V. S., Kulikova V. V., Garbe-Schoenberg C. D., Nemchin A. A. Petrology of mafic lavas within the Onega Plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal

growth in the Baltic Shield. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. Vol. 130. P. 134–153.

Regelous M., Hofmann A. W., Abouchami W., Galer S. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma. *J. Petrol.* 2003. Vol. 44, no. 1. P. 113–140.

Rudnick R. L., Gao S. The Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. Set. Oxford: Elsevier Ltd., 2003. Vol. 10. P. 1–64.

Shaw D. M. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. Vol. 34. P. 237–243.

Shaw J. E., Baker J. A., Menzies M. A., Thirlwall M. F., Ibrahim K. M. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere – asthenosphere source active by lithospheric extension. *J. Petrol.* 2001. Vol. 44, no. 9. P. 1657–1679.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle

composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications.* 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Systra Y. J. The Influence of Geochemistry on Biological Diversity in Fennoscandia and Estonia. 2012. P. 439–472. doi: 10.5772/48386

Wang K. L., Chuna S. L., Chen C. H. Geochemical constraints on the petrogenesis of high-Mg basaltic andesites from the northern Taiwan volcanic zone and their geodynamic significance. *Chemical Geology.* 2002. Vol. 182. P. 513–528.

Weaver B. L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 104. P. 381–397.

White W. M. Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2010. Vol. 38. P. 133–60.

Received November 26, 2017

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Кондрашова Наталья Ивановна

научный сотрудник лаб. геологии и геодинамики докембрия, 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: kondr@krc.karelia.ru

CONTRIBUTOR:

Kondrashova, Natalia

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

УДК 551.71:550.42:552.323.3

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ДАЦИТ-РИОЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН)

М. А. Гоголев

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, ФИЦ КарНЦ РАН,
Петрозаводск, Россия*

Приводятся новые данные по геологическому строению, петрографии и геохимии мезоархейских кислых субвулканических пород центральной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Койкарский домен). В исследованной дацит-риолитовой ассоциации выделяются три петрологически контрастные группы: 1) субвулканические дациты с несколькими генерациями порфировых вкрапленников с повышенным содержанием Cr, Ni, Ti, Nb, тяжелых РЗЭ, с ϵNd (2935 млн лет) от +0,72 до +2,93; 2) риолиты с сильно фракционированным спектром распределения РЗЭ и отрицательными аномалиями по Nb, Sr и Ti и ϵNd (2935 млн лет) от +1,15 до +3,37; 3) дациты и риолиты с фракционированным спектром распределения РЗЭ, отрицательными аномалиями по Nb, Sr, Ti и ϵNd (2935 млн лет) –6,47. Вышеуказанные особенности пород отражают контрастные условия генерации кислых субвулканических пород Койкарского домена и маркируют различные временные этапы развития зеленокаменного пояса.

К л ю ч е в ы е с л о в а: архей; дациты; риолиты; геохимия; зеленокаменный пояс.

M. A. Gogolev. GEOCHEMICAL TYPES OF SUBVOLCANIC DACITE – RHYOLITE COMPLEXES FROM THE CENTRAL PART OF THE VEDLOZERO-SEGOZERO GREENSTONE BELT (KARELIAN CRATON)

The paper presents the results of detailed geological, petrographic and geochemical studies of Archean acidic subvolcanic rocks from the Koikary domain located in the central part of the Vedlozero-Segozero greenstone belt. Three petrologically contrasting groups are clearly distinguished in the investigated dacite-rhyolite association: 1) dacite with high content of Cr, Ni, Ti, Nb, and heavy REE, which are characterized by ϵNd (2935 Ma) from +0.72 to +2.93 and contain porphyritic phenocrysts of several generations; 2) rhyolite with a strongly fractionated REE distribution, negative anomalies in Nb, Sr and Ti, and with ϵNd (2935 Ma) from +1.15 to +3.37; 3) dacite and rhyolite with a moderately fractionated REE distribution, negative anomalies in Nb, Sr and Ti, and with ϵNd (2935 Ma) = –6.47. The above mentioned features of the rocks reflect the contrasting conditions of generation of acidic subvolcanic rocks in the Koikary domain and mark different time stages of the greenstone belt development.

Key words: Mesoarchean; dacite; rhyolite; geochemistry; greenstone belt.

Введение

Инициальный этап формирования Карельского кратона отражен в эволюции вещественно-структурных комплексов палео-мезоархейского Водлозерского блока и обрамляющих его с запада, севера и северо-востока зеленокаменных поясов – Водлозерско-Сегозерского, Сумозерско-Кенозерского и Южно-Выгозерского [Puchtel et al., 1999; Лобач-Жученко и др., 2005; Светов, 2005; Slabunov et al., 2006; Arestova et al., 2012]. При этом особый интерес для реконструкции геодинамических режимов образования ранней континентальной коры региона имеют средне-кислые ассоциации, которые ранее детально изучались в отдельных доменах Водлозерско-Сегозерского [Бибилова, Крылов, 1983; Стратиграфия..., 1992; Светов, 2005, 2009; Светов и др., 2012], Сумозерско-Кенозерского [Puchtel et al., 1999; Samsonov et al., 2005] и Южно-Выгозерского [Lobach-Zhuchenko et al., 1999; Myskova et al., 2015] зеленокаменных поясов. В ходе исследований было установлено, что формирование ассоциаций происходило в конвергентных режимах.

Одной из ключевых территорий, на которой могут быть прослежены основные этапы эволюции конвергентной зоны «протоокеан – протоконтинент (Водлозерский блок)», является Койкарский домен, где сохранились стратифицированные разрезы протоокеанического (коматиит-базальтового), окраинно-континентального (андезит-дацитового) комплексов и мощные пачки мезоархейских вулканогенно-терригенных и осадочных пород, крайне информативных для реконструкции утраченных магматических событий в эволюции переходной зоны [Бакаева, 2018]. Ранее широко проявленный в домене кислый магматизм, представленный дайковыми и субвулканическими телами, был недостаточно изучен. Установлено время формирования субвулканического тела, расположенного на юге комплекса, для которого получен возраст 2935 ± 20 млн лет [Бибилова, Крылов, 1983], имеются данные по минеральному составу кислой ассоциации домена [Светова, 1988] и метаморфическим преобразованиям пород [Король, 1994].

В связи с этим в работе ставится задача геологического, петрографического, геохимического и изотопного исследования кислого субвулканического комплекса Койкарского домена с целью изучения его химической однородности и оценки возможных условий его образования.

Геологическое положение объектов исследования. Койкарский домен расположен

в центральной части мезоархейского Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (район пос. Гирвас) и представляет собой эрозионное «окно» (30×4 км²) архейских пород в сумийско-сариолийском и ятулийском комплексах пород [Светова, 1988]. В пределах домена, как уже отмечалось, выделено два ключевых стратотектонических комплекса [Стратиграфия..., 1992; Светов, 2005]: коматиит-базальтовый (с возрастом 3,0–2,9 млрд лет) и андезидацитовый (2,86–2,84 млрд лет), с каждым из которых связаны вулканогенно-терригенные образования.

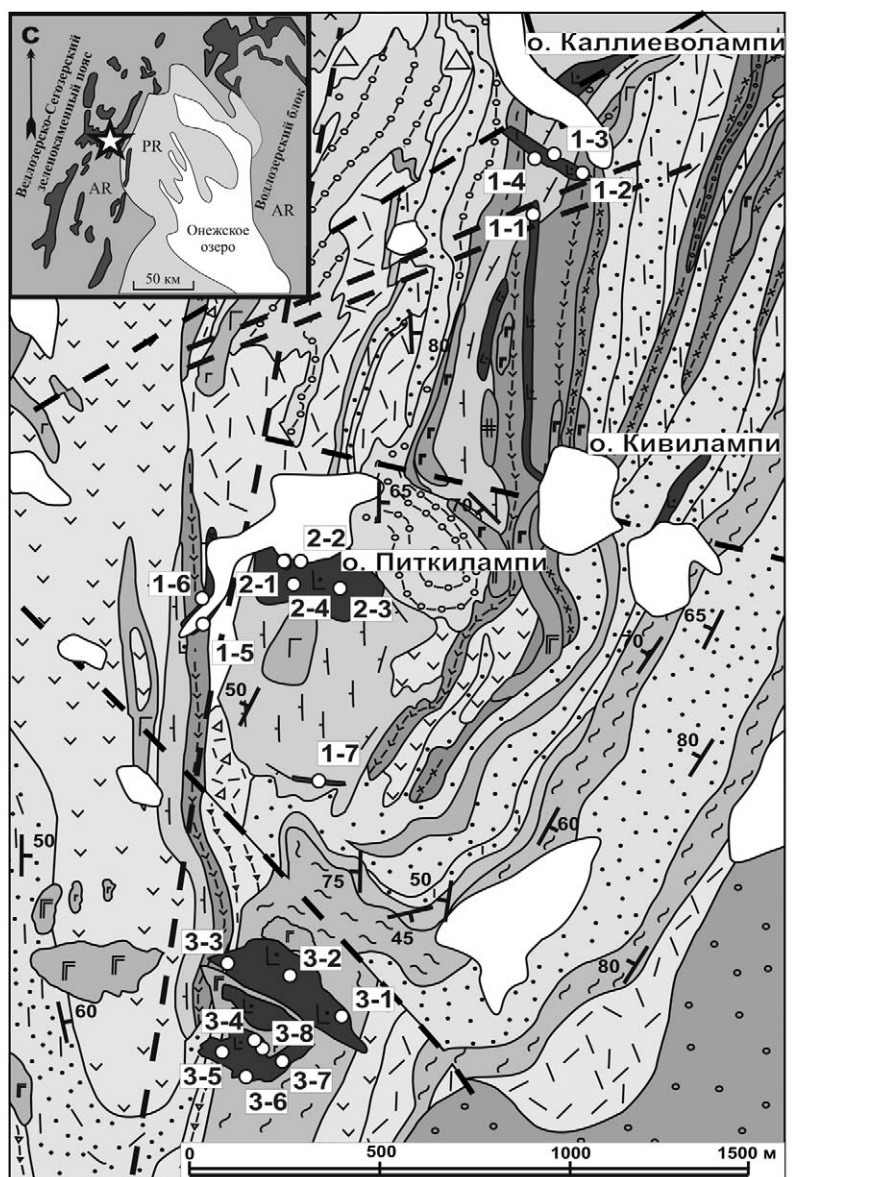
Коматиит-базальтовый комплекс (рис. 1) представлен стратифицированной последовательностью коматиитовых лавовых потоков (массивного, вариолитового, подушечного и дифференцированного строения) с прослоями туфового материала и хемогенных осадков. Она перекрывается лавами базальтов. Общая мощность данного комплекса составляет 1200–1300 м [Светов, 2005]. На кровле коматиит-базальтового комплекса сформирована кора химического выветривания [Бакаева и др., 2017], выше которой залегают продукты ее размыва и переотложения, граувакки с редкими линзами аркоз и гравелитов общей мощностью 200–230 м [Бакаева, 2018]. Последние контактируют с толщей тонкого переслаивания валунно-галечных полимиктовых конгломератов, кислых туфов, туфопесчаников, силицитов, графитистых сланцев с прослоями лититовых и полевошпатовых граувакк и доломитов [Светов, Светова, 2004].

Изучаемые в статье субвулканические образования секут породы коматиит-базальтового и терригенно-хемогенного комплексов (рис. 1).

Метаморфические преобразования пород Койкарского домена проходили в несколько этапов, на раннем он соответствовал эпидот-амфиболитовой фации, на позднем – зеленосланцевой [Король, 1994].

Материалы и методы

Петрографическое изучение субвулканических пород Койкарского домена проводилось методами оптической и электронной микроскопии (СЭМ VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments)). Содержание петрогенных элементов определялось методом силикатного анализа по методике [Пономарев, 1961], за исключением Na_2O , K_2O , концентрации которых определялись на атомно-адсорбционном спектрометре AAS-3 (Carl Zeiss). Измерение концентраций редких и редкоземельных элементов



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Ятулий		Мезоархей			
	габбро		дацит-риолиты		песчаники
	кварцевые конгломераты		туфы дацитов		толеиты
	сариолит		графитистые алевролиты		коматиит-базальты
	полимиктовые конгломераты		доломиты		силициты
			метагаббро		слоистость
					тектонические нарушения
					точки отбора проб

Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Койкарского домена [Светова, 1988, с дополнениями автора]. На врезке показано положение Койкарского домена на Карельском кратоне

Fig. 1. Geological scheme of the central part of the Koikary domain after [Svetova, 1988; with the author's additions]. The insert map shows the position of the Koikary domain on the Karel'ian craton

выполнялось методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 по описанной ранее методике [Светов и др., 2015]. Данные виды работ проводились в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН.

Измерение изотопного состава и концентраций Sm и Nd в валовых пробах субвулканитов выполнено на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) по стандартной

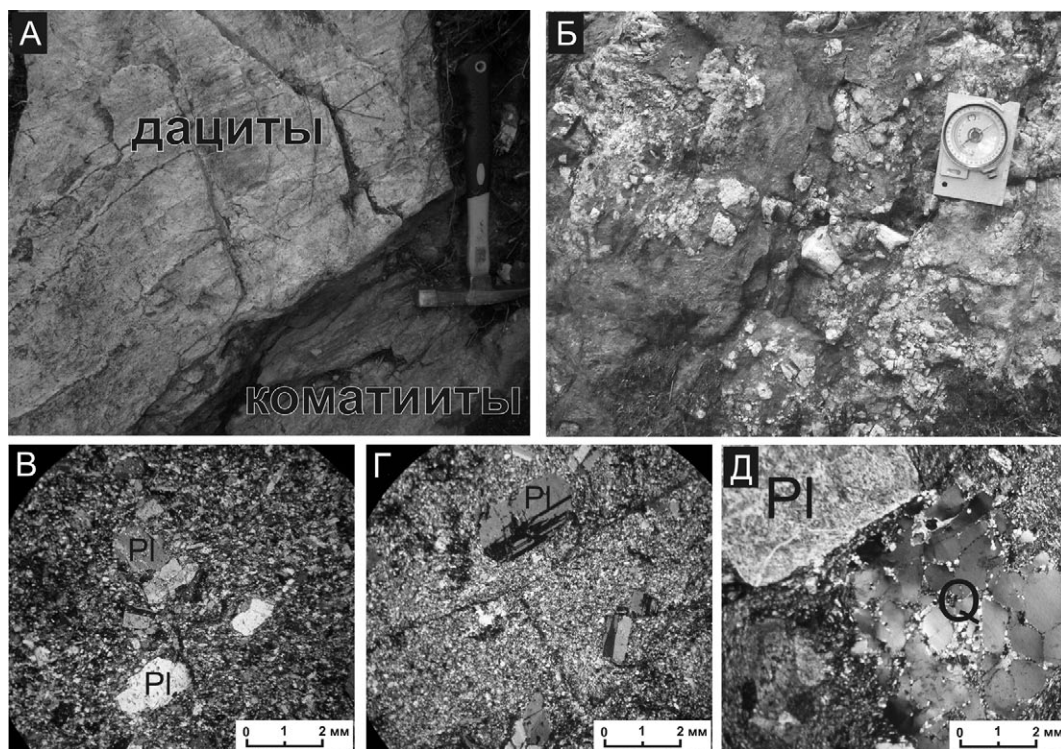


Рис. 2. Фото обнажений: А – контакт риодацитов Центрального субвулканического тела (далее ЦТ) с мезоархейскими коматиитами Койкарского домена, Б – брекчия в зоне контакта ЦТ и коматиитов. Микрофото шлифов пород: В – риодацитов даек, Г – риолитов ЦТ, Д – дацитов Южного субвулканического тела (далее ЮТ)

Fig. 2. Outcrop photos: А – contact between rhyodacites from the Central subvolcanic body and the Mesoarchean komatiites of the Koikary domain, Б – breccia in the contact zone of the Central body and komatiites. Microscope images of the thin sections: В – dykes of riodacite, Г – rhyolites of the Central body and Д – dacites of the Southern subvolcanic body

методике [Серов и др., 2014]. Измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla = 0.511833. Указанные работы проводились в Лаборатории геохронологии и изотопной геохимии Геологического института КНЦ РАН, г. Апатиты.

Геология и петрография. Субвулканический дацит-риолитовый комплекс Койкарского домена представлен дайковыми (далее – дайки) (рис. 1, пробы 1–1, 1–2, 1–3, 1–4, 1–5, 1–6, 1–7) и крупными субвулканическими телами – Центральным (пробы 2–1, 2–2, 2–3, 2–4 на рис. 1) и Южным (рис. 1, пробы 3–1, 3–2, 3–3, 3–4, 3–5, 3–6, 3–7).

Дайки установлены в центральной и северной частях Койкарского домена, имеют мощность от 5 до 15 м, секут породы коматиит-базальтового комплекса и имеют четкие контакты, позволяющие их трассировать по латерали. Дайковые породы имеют массивную текстуру и микропорфировую структуру (рис. 2, В). Вкрапленники преимущественно выполнены

вторичным альбитом (до 3 мм по длинной оси), развивавшимся по олигоклазу (10–15 % An), реликты которого идентифицируются методом сканирующей электронной микроскопии. Основная масса породы сложена кварцем, альбитом, фенгитом, хлоритом и эпидотом. Акцессорные и рудные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом и монацитом.

Центральное субвулканическое тело (ЦТ), описанное в районе оз. Питкилампи, имеет овальную форму (размер 100 × 300 м) и резкий контакт с вмещающими лавами коматиитов (рис. 1 и 2, А). В зоне контакта на отдельных участках порода превращена в интенсивно рассланцованную брекчию (матрикс отвечает по составу коматиитам, обломки – дацитам) (рис. 2, Б). Субвулканические породы имеют микропорфировую структуру (рис. 2, Г). Вкрапленники выполнены сосюритизированным олигоклазом (размер до 3 мм) и резорбированным кварцем (до 2 мм по длинной оси). Тонкокristаллическая основная масса сложена кварцем, фенгитом, альбитом, хлоритом и эпидотом. Акцессорные минералы

представлены апатитом, цирконом, пиритом, рутилом и магнетитом.

Южное субвулканическое тело (ЮТ), обнаженное в районе оз. Митрийлампи, имеет неправильную в плане форму, сечет породы коматиит-базальтового комплекса и терригенную толщу Койкарского домена, имеет размеры около 300 × 400 м. Слагающие его породы характеризуются порфировой структурой, особенностью которой является наличие двух генераций вкрапленников – крупных (0,5–1,0 см по длинной оси) и мелких (до 3 мм) (рис. 2, Д). Крупные вкрапленники представлены таблитчатым олигоклазом и кварцем в соотношении 3:1. Мелкие вкрапленники – это овальные зерна плагиоклаза и кварца в соотношении 1:1.

Матрикс породы выполнен альбитом, кварцем, хлоритом и эпидотом. По плагиоклазу наблюдается развитие фенгита (до 50 мкм), эпидота и кальцита. Акцессорные минералы выполнены цирконом, сфалеритом, пиритом и гематитом.

Геохимическая характеристика субвулканических пород и обсуждение результатов. С целью геохимического сопоставления дайковых тел с субвулканическими телами Койкарского домена был проведен анализ вариации содержания петрогенных элементов и элементов-примесей.

На диаграмме TAS (рис. 3, А) дайковые породы располагаются в поле риодацитов, породы Центрального субвулканического тела – в поле риодацитов и риолитов, а Южного – в области дацитов. По содержанию калия (0,4–2,71 мас. %) все субвулканические породы могут быть отнесены к умеренно-калиевой серии (табл. 1). Важно отметить, что в рассматриваемой выборке часть проб (№ 1–6, 1–7, 2–1, 2–3, 3–1) имеют очень низкое содержание калия (0,05–0,1 мас. %), которое коррелируется также с низким содержанием Rb (1–2 г/т) и Ba (20–120 г/т). Как известно, данные элементы являются наиболее подвижными в ранних и поздних геологических процессах, сопровождающихся присутствием флюида [Wilson, 1989], а вариации их концентраций являются результатом наложенных преобразований. Данный процесс в Койкарском домене может быть результатом формирования крупной неархейской сдвиговой зоны (протяженность более 30 км) с СВ простиранием, расположенной на 250–300 м восточнее изучаемой площади [Светов и др., 2016].

Для всей ассоциации субвулканических пород характерна высокая магнезиальность (0,43–0,75) (рис. 3, Б) и глиноземистость

(13–15 мас. %) (рис. 3, Г). При этом дациты ЮТ отличаются от остальных субвулканических пород более высоким содержанием FeO* (4,5–5,7 мас. %), TiO₂ (0,4–0,6 мас. %) и Cr (52–75 г/т) (рис. 3, В, Д, Е; табл. 1).

Тренд распределения редких элементов (рис. 4) в породах дацит-риолитовой ассоциации имеет фракционированный характер, образуя две группы на спайдерграмме: риодациты даек ((La/Yb)_n = 24–56) и субвулканицы ЦТ и ЮТ ((La/Yb)_n = 8–21)).

На спайдерграммах (рис. 4) отчетливо проявлены отрицательные аномалии по Ti, Nb и положительные по Hf и Zr. Важно отметить, что подобные характеристики имеют ключевые вулканические кислые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (рис. 4), которые ранее были разделены на две серии: 1) адакитовая серия, представленная андезибазальтами-дацитами с возрастом 2958,7 ± 6 млн лет [Светов и др., 2012], что в нашем случае выступает химическим аналогом пород дайкового комплекса; 2) андезит-дацит-риолитовая серия с возрастом 2866 ± 11 млн лет [Светов и др., 2010], в большей степени подобная по составу субвулканическим дацитам и риолитам ЦТ и ЮТ. Важно подчеркнуть, что дациты ЮТ имеют относительно высокое содержание Nb (6,4–9,1 г/т), типичное для Nb-обогащенных серий по: [Martin et al., 2005].

В системе Sr/Y-Y и La/Yb-Yb разделяются составы средне-кислых пород, принадлежащих к адакитовой и дифференцированной андезит-дацит-риолитовой сериям (рис. 5), что принципиально для понимания условий их генерации. На данных диаграммах фигуративные точки дацитов ЮТ располагаются в области эталонных островодужных расплавов, в то время как риодацит-риолиты ЦТ – в переходной, а риодациты дайкового комплекса – в поле адакитовых магм, что может маркировать их генерацию в различных областях конвергентной системы. В случае такой интерпретации дайковый комплекс (подобный по составу адакитам) мог формироваться непосредственно в ходе плавления субдуцируемого базальтового слэба (эта модель была ранее предложена для вулканических ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса [Светов, 2005, 2009]), в то время как породы ЮТ формировались из вещества метасоматизированного мантийного клина, а составы ЦТ могли быть гибридными магмами, маркирующими взаимодействие островодужных расплавов с материалом континентальной коры.

Имеющиеся в нашем распоряжении геологические и геохронологические данные

Таблица 1. Химический состав архейской дацит-риолитовой ассоциации Койкарского домена (содержание главных элементов дано в мас. %, редких – в г/т)

Table 1. Chemical composition of the Archaean dacite-rhyolite association of the Koikary domain (the content of the main elements is given in wt %, rare – in ppm)

Проба Sample	1-1	1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	1-7	2-1	2-2
	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	ЦТ	ЦТ
SiO ₂	70,4	70,0	69,4	70,0	70,5	73,4	71,0	68,3	72,3
TiO ₂	0,24	0,26	0,25	0,26	0,23	0,24	0,23	0,20	0,20
Al ₂ O ₃	14,8	14,7	15,2	15,7	15,0	13,5	15,0	14,8	15,3
Fe ₂ O ₃	0,29	0,50	0,51	0,52	0,39	0,27	0,19	0,71	0,36
FeO	1,58	1,36	0,93	1,29	1,22	1,15	1,22	3,45	1,44
MnO	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,05	0,02
MgO	1,50	1,30	1,51	2,03	0,93	0,71	2,40	3,15	0,98
CaO	1,80	2,20	2,10	0,94	1,89	1,74	0,60	0,36	0,36
Na ₂ O	5,29	5,13	5,54	5,86	5,37	6,81	8,2	6,44	7,04
K ₂ O	1,68	1,84	1,97	1,71	1,74	0,32	0,10	0,10	0,76
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,11	0,11	0,11	0,12
H ₂ O	0,03	0,11	0,16	0,05	0,01	0,05	0,06	0,10	0,10
LOI	2,30	2,52	2,20	1,60	2,47	1,70	0,90	2,18	1,00
Cr	-	10,1	12,8	13,1	12,0	-	14,3	27,2	-
Ni	8,61	12,6	7,34	7,41	7,37	7,19	8,10	73,0	8,24
Co	4,19	6,16	3,07	3,87	5,99	2,61	5,82	18,4	3,89
V	22,7	23,1	22,8	-	18,2	15,6	21,5	40,5	19,5
Pb	1,52	5,08	2,61	1,70	3,55	2,41	2,89	2,41	2,61
Rb	29,5	31,8	43,6	35,2	29,6	3,59	1,20	1,77	17,0
Ba	402	452	541	556	423	57,0	19,0	120	320
Sr	98,0	92,0	145	82,0	163	109	98,0	119	89,0
Nb	2,84	2,29	2,15	1,84	2,94	2,37	2,14	5,62	5,74
Zr	165	157	170	167	146	109	162	180	181
Ti	1790	1550	1350	992	1520	1370	1230	1420	1410
Y	2,14	2,21	2,80	2,12	2,38	1,88	1,83	5,86	5,22
Th	2,01	2,07	2,19	2,70	1,86	1,45	2,01	7,96	8,84
Cu	3,69	88,5	9,37	2,45	3,86	10,92	6,60	22,40	5,18
Zn	29	1077	23	29	19	15	14	40	17
La	12,5	10,2	15,5	13,0	6,45	6,51	6,54	15,18	5,45
Ce	16,3	13,8	20,7	18,5	9,85	9,25	10,5	22,5	10,5
Pr	1,60	1,37	1,96	1,81	1,03	0,99	0,92	2,08	1,27
Nd	8,33	7,25	10,3	9,40	5,46	5,34	4,60	12,2	7,73
Sm	1,48	1,43	1,98	1,64	1,20	0,97	0,77	2,43	1,55
Eu	0,39	0,47	0,54	0,46	0,36	0,30	0,15	0,67	0,42
Gd	1,07	1,00	1,42	1,01	0,89	0,76	0,53	1,75	1,15
Tb	0,12	0,11	0,14	0,11	0,10	0,09	0,08	0,20	0,16
Dy	0,46	0,49	0,69	0,49	0,52	-	-	1,04	0,93
Ho	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,06	0,06	0,20	0,17
Er	0,20	0,21	0,25	0,21	0,22	0,17	0,19	0,61	0,48
Tm	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,08	0,06
Yb	0,17	0,15	0,19	0,18	0,17	0,15	0,18	0,56	0,40
Lu	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	-	0,02	0,08	0,06
U	0,41	0,46	0,67	0,73	0,57	0,38	0,51	1,46	2,16
Hf	3,50	3,39	3,73	3,94	3,48	2,78	3,55	4,25	4,34
Ta	0,44	0,38	0,36	0,30	0,51	0,35	-	1,08	1,12
Eu/Eu*	0,94	1,22	0,98	1,1	1,06	1,06	0,72	0,99	0,96

Окончание табл. 1

Table 1 (continued)

Проба Sample	2-3	2-4	3-1	3-2	3-3	3-4	3-5	3-6	3-7	3-8
	ЦТ	ЦТ	ЮТ	ЮТ	ЮТ	ЮТ	ЮТ	ЮТ	ЮТ	ЮТ
SiO ₂	76,0	72,8	66,2	65,9	65,2	65,9	65,4	64,9	65,8	67,1
TiO ₂	0,08	0,22	0,44	0,47	0,48	0,59	0,60	0,50	0,33	0,54
Al ₂ O ₃	13,0	14,6	13,1	13,8	13,7	14,6	14,8	15,1	15,0	14,7
Fe ₂ O ₃	0,34	0,73	0,50	0,76	1,00	1,53	1,21	0,68	1,46	1,75
FeO	1,36	1,36	4,31	3,73	3,3	2,94	4,16	3,88	3,73	2,72
MnO	0,03	0,02	0,07	0,08	0,07	0,04	0,07	0,07	0,07	0,04
MgO	0,72	1,96	3,85	4,29	3,6	2,72	3,33	3,22	2,85	2,81
CaO	0,29	0,58	2,9	2,1	3,1	2,42	1,69	2,48	1,75	1,02
Na ₂ O	7,20	5,11	4,96	4,97	4,00	3,92	4,73	4,21	5,31	6,04
K ₂ O	0,10	0,63	0,05	0,38	1,72	2,71	1,15	1,05	1,13	1,18
P ₂ O ₅	0,07	0,1	0,18	0,18	0,18	0,16	0,16	0,18	0,16	0,16
H ₂ O	0,06	0,11	0,04	0,15	0,09	0,18	0,17	0,12	0,14	0,12
LOI	0,72	1,58	3,4	3,12	3,51	2,33	2,52	3,61	2,24	1,74
Cr	-	37,8	60,9	62,0	56,8	74,5	52,1	69,3	51,6	60,1
Ni	4,21	12,1	24,0	30,1	25,8	34,1	23,1	38,5	21,7	23,9
Co	4,08	4,58	16,5	14,5	12,8	10,1	15,3	11,5	13,6	9,25
V	-	42,9	73,6	76,3	76,6	56,4	58,8	56,5	65,3	74,3
Pb	3,11	4,22	3,3	25,2	2,42	19,1	2,16	1,85	2,71	2,92
Rb	1,15	18,1	1,37	9,76	34,9	49,8	14,4	22,6	18,7	14,5
Ba	100	203	15,0	169	559	494	248	261	258	245
Sr	76,0	125	146	145	95,0	135	110	117	120	107
Nb	5,99	4,23	7,67	9,12	8,60	6,50	6,77	6,39	7,02	7,20
Zr	88,0	181	204	213	197	140	130	124	145	157
Ti	479	2200	3130	3660	3450	3650	3950	3720	4070	4190
Y	4,79	7,57	16,9	16,9	14,6	13,4	12,7	13,3	14,3	7,87
Th	9,95	2,85	8,39	8,21	8,18	6,80	6,75	6,59	6,93	4,57
Cu	7,58	3,50	8,78	11,7	38,5	11,9	8,18	6,14	7,55	3,66
Zn	21,0	45,0	153	135	68,0	84,0	65,0	71,0	62,0	60,0
La	9,36	15,6	42,0	24,0	28,9	24,7	21,4	24,7	21,8	3,70
Ce	14,5	26,4	64,6	36,9	41,2	47,6	43,9	48,0	45,7	11,8
Pr	1,18	2,96	6,49	3,64	4,02	5,33	5,03	5,51	5,29	1,23
Nd	6,07	10,9	33,8	19,9	21,6	19,7	18,9	20,1	19,7	4,73
Sm	1,12	2,01	5,33	3,75	4,08	3,33	3,31	3,42	3,48	1,14
Eu	0,29	1,24	2,35	1,04	0,92	0,83	0,66	0,87	0,82	0,31
Gd	0,97	1,94	4,53	3,34	3,23	3,28	3,09	3,38	3,37	1,41
Tb	0,12	0,24	0,62	0,53	0,5	0,45	0,45	0,48	0,49	0,23
Dy	0,7	1,33	3,22	2,87	2,59	2,46	2,44	2,47	2,72	1,46
Ho	0,16	0,25	0,62	0,58	0,53	0,49	0,5	0,5	0,54	0,32
Er	0,51	0,59	1,76	1,73	1,57	1,43	1,43	1,46	1,61	1,05
Tm	0,07	0,08	0,25	0,25	0,23	0,21	0,22	0,21	0,23	0,16
Yb	0,48	0,52	1,65	1,67	1,58	1,42	1,45	1,32	1,53	1,11
Lu	0,07	0,08	0,41	0,25	0,23	0,19	0,21	0,20	0,23	0,17
U	1,95	1,66	2,16	1,43	1,75	1,44	1,24	1,03	1,28	0,83
Hf	2,8	3,57	4,37	4,46	4,27	3,19	3,23	2,93	3,56	3,66
Ta	1,12	0,46	-	-	-	0,52	0,56	0,48	0,54	0,57
Eu/Eu*	0,85	1,92	1,46	0,89	0,77	0,76	0,63	0,78	0,73	0,74

Примечание. Д – дайковые тела, ЦТ и ЮТ – Центральное и Южное субвулканическое тело соответственно.

Note. D – dyke bodies, ЦТ – Central body and ЮТ – Southern subvolcanic body.

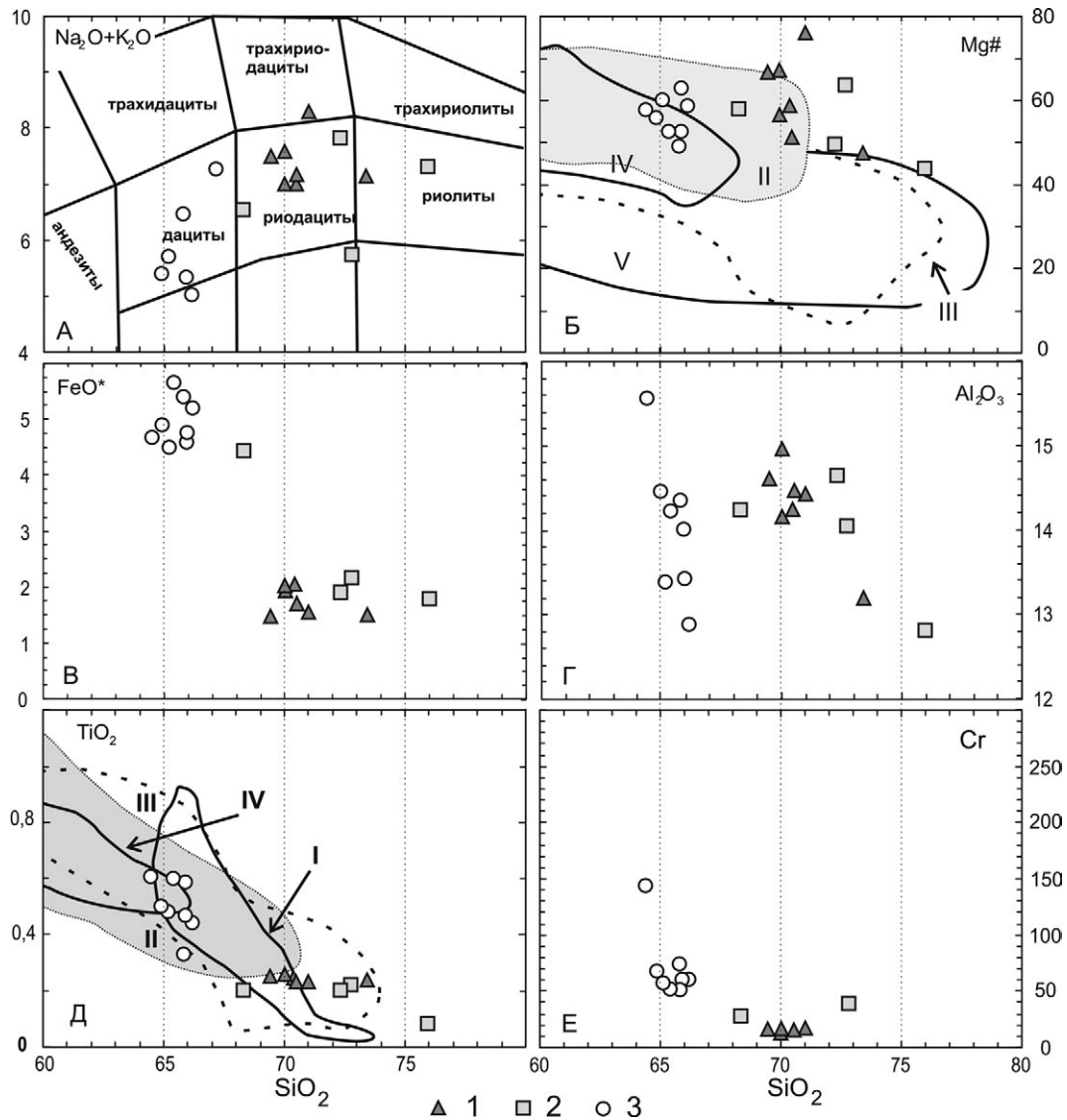


Рис. 3. Бинарные диаграммы $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, FeO^* , TiO_2 , Al_2O_3 (мас. %), Mg\# (атомное отношение $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$), Cr (г/т) для субвулканической дацит-риолитовой ассоциации Койкарского домена: 1 – дайки, 2 – ЦТ, 3 – ЮТ. Для сопоставления показаны поля составов фанерозойских адакитов (I, II), континентальных адакитов С-типа (III) и экспериментальных данных по плавлению метабазальтов и эклгитов (IV) по: [Eyuboglu et al., 2012]

Fig. 3. Binary diagrams of $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, FeO^* , TiO_2 , Al_2O_3 (wt. %), Mg\# (atomic ratio of $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$), Cr (ppm) for the subvolcanic dacite-rhyolite association of the Koikary domain: 1 – dykes, 2 – Central body, 3 – Southern body. The composition fields of the Phanerozoic adakites (I, II), C-type continental adakites (III), and the experimental data on the melting of metabasalts and eclogites (IV) are shown after [Eyuboglu et al., 2012] for comparison

позволяют ориентировочно оценить время образования дайкового комплекса и внедрение крупных субвулканических тел в Койкарском домене в интервале 2,95–2,90 млрд лет. В таком случае составные части данного комплекса могут быть связаны с динамической эволюцией конвергентной системы, отражая смену режимов магмогенерации и глубины заложения источников первичных расплавов.

Изучение Sm-Nd изотопной системы кислых субвулканических Койкарского домена показало,

что породы дайкового комплекса и ЮТ имеют значения ϵNd (2935 млн лет) = $+2,23 \pm 1,53$, близкие к характеристике деплетированной мантии, а субвулканические ЦТ – ϵNd (2935 млн лет) = $-6,47$ (рис. 6; табл. 2), что соответствует коровому источнику первичного материала.

Расчет модельного возраста источника вещества (T_{DM} , табл. 2) риодацитов дайкового комплекса и дацитов Южного субвулканического тела, по модели: [De Paolo et al., 1991], составляет 3036 ± 109 млн лет, в то время как

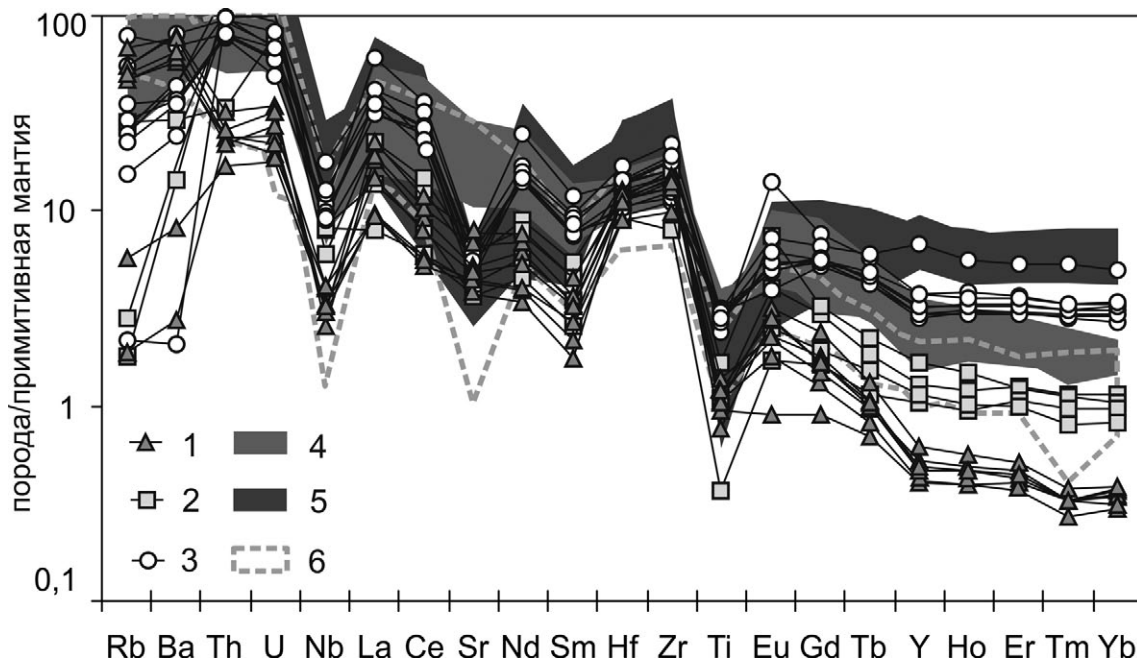


Рис. 4. Распределение редких и редкоземельных элементов в субвулканической дацит-риолитовой ассоциации Койкарского домена (1 – дайки, 2 – ЦТ, 3 – ЮТ), а также адакитовой (4) и дацит-риолитовой (5) серий Ведлозерско-Сегозерского [Светов, 2009] и адакитовой (6) Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса по: [Samsonov et al., 2005]. Нормировано по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 4. Distribution of rare and rare-earth elements in the subvolcanic dacite-rhyolite association of the Koikary domain (1 – dykes, 2 – Central body, 3 – Southern body), as well as adakite series (4) and dacite-rhyolite series (5) of the Vedlozero-Segozero greenstone belt [Svetov, 2009], and adakite series (6) of the Sumozero-Kenozero greenstone belt after [Samsonov et al., 2005]. The REE contents are normalized to primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]

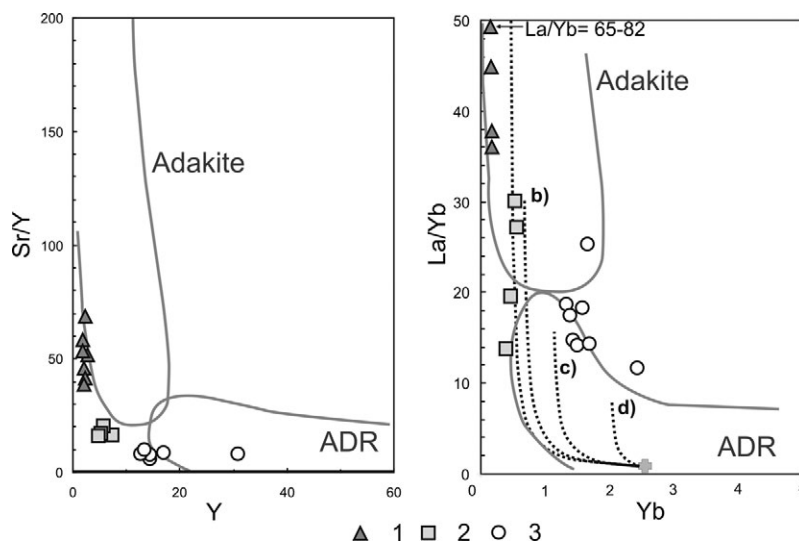


Рис. 5. Бинарные диаграммы Sr/Y-Y (г/г) и La/Yb-Yb (г/г) для мезоархейской субвулканической дацит-риолитовой ассоциации Койкарского домена (1 – дайки, 2 – ЦТ, 3 – ЮТ). Для сравнения показаны поля адакитовой и АДР-серий фанерозойского возраста по: [Castillo, 2012]. Пунктирными линиями показаны тренды частичного плавления: а) эклогита (50:50 Px: Grt); б) 25 % Grt-амфиболита; в) 10 % Grt-амфиболита; д) амфиболита [Castillo, 2012]

Fig. 5. Binary diagrams of Sr/Y-Y (ppm) and La/Yb-Yb (ppm) for the Mesoarchean subvolcanic dacite-rhyolite association of the Koikary domain (1 – dykes, 2 – Central body, 3 – Southern body). The fields of adakite and ADR-series of the Phanerozoic age are shown after [Castillo, 2012]. Dashed lines show the trends of partial melting of: a) eclogite (50:50 Px: Grt); b) 25 % Grt-amphibolite; c) 10 % Grt-amphibolite; d) amphibolite [Castillo, 2012]

Таблица 2. Результаты Sm-Nd-анализа пород дацит-риолитовой ассоциации Койкарского домена

Table 2. Results of Sm-Nd analysis of the dacite-rhyolite association rocks of the Koikary domain

Проба Sample	Порода Rock	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd	T_{DM}
1-2	Риодацит Rhyodacite	1.21	7.34	0.099356	0.510810	1.15	3102
1-4	Риодацит Rhyodacite	1.32	8.21	0.097132	0.510771	1.23	3093
1-5	Риодацит Rhyodacite	1,01	5,88	0,104031	0,510931	1.75	3067
1-7	Риодацит Rhyodacite	0,80	5,21	0,092998	0,510820	3.77	2927
2-3	Риолит Rhyolite	1,37	7,54	0,109915	0,510627	-6.47	3678
3-1	Дациит Dacite	4,57	29,6	0,093432	0,510786	2.93	2980
3-3	Дациит Dacite	3,68	20,8	0,106943	0,510935	0.72	3145

Примечание. ϵNd (2935 млн лет) и T_{DM} рассчитаны по модели: [De Paolo et al., 1991].

Note. ϵNd (2935 Ma) and T_{DM} were calculated by the model after [De Paolo et al., 1991].

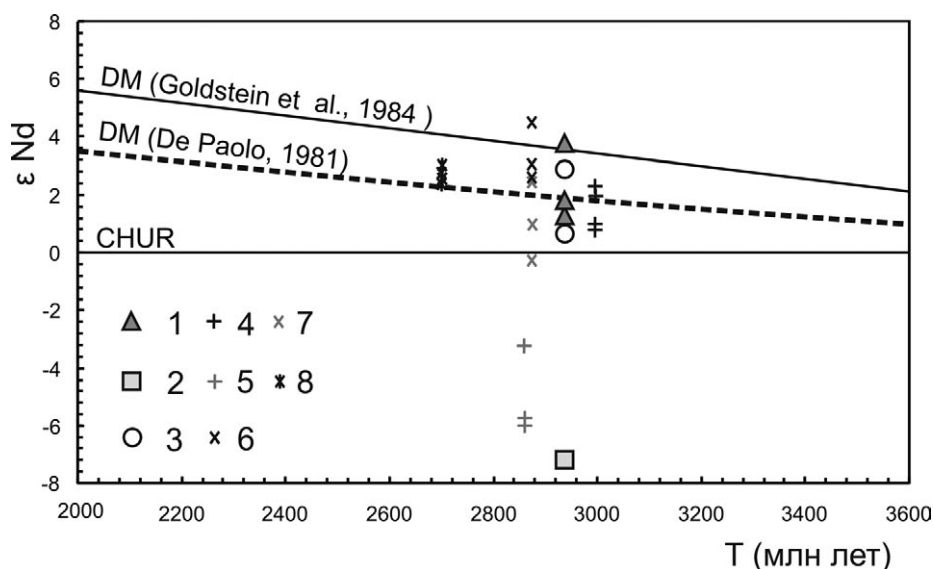


Рис. 6. Диаграмма $\epsilon\text{Nd} - T$ для мезоархейской субвулканической дацит-риолитовой ассоциации Койкарского домена (1 – дайки, 2 – ЦТ, 3 – ЮТ). Для сравнения показаны данные по мезо-неоархейским комплексам Ведлозерско-Сегозерского (4 – адакиты, 5 – островодужные дацит-риолиты) и Сумозерско-Кенозерского (6 – адакиты, 7 – островодужные дацит-риолиты) зеленокаменных поясов Карельского кратона [Puchtel et al., 1999; Светов, 2009] и провинции Супериор (8 – адакиты), Канадский щит [Polat, Munker, 2004]. Линиями на диаграмме показаны тренды изменения Sm-Nd-отношения во времени для деплетированной мантии (DM) по: [Goldstein et al., 1984; De Paolo et al., 1991] и однородного хондритового резервуара (CHUR)

Fig. 6. $\epsilon\text{Nd} - T$ diagram for the Mesoarchean subvolcanic dacite-rhyolite association of the Koikary domain (1 – dykes, 2 – Central body, 3 – Southern body). Data on the Meso-Neoarchean complexes of the Velozero-Segozero greenstone belt (4 – adakites, 5 – island-arc dacite-rhyolites) and the Sumozero-Kenozero greenstone belt (6 – adakites, 7 – island-arc dacite-rhyolites) of the Karelian craton [Puchtel et al., 1999; Svetov, 2009], and the Superior province (8 – Adakites), Canadian Shield [Polat, Munker, 2004] are given for comparison. The lines in the diagram show evolution trends of the Sm-Nd ratio over time for depleted mantle (DM) after [Goldstein et al., 1984; De Paolo et al., 1991] and a homogeneous chondritic reservoir (CHUR)

расчетные значения для риолитов Центрального субвулканического тела существенно древнее – 3678 млн лет.

Таким образом, анализ геохимических данных и Sm-Nd-системы субвулканических пород Койкарского домена показал существенную гетерогенность изучаемого комплекса (ранее считавшегося однородным), который мог формироваться в разноглубинных условиях и имел контрастный химический и «возрастной» состав источников расплава.

Следует подчеркнуть, что полученные данные хорошо коррелируются с результатами изучения адакитовых и дацит-риолитовых серий, сформированных в зеленокаменных комплексах обрамления Водлозерского блока [Puchtel et al., 1999; Светов, 2009], и укладываются в существующие модели формирования субвулканических провинции Супериор [Polat, Munker, 2004] (рис. 6).

Заключение

В ходе геологического, минералогического и геохимического изучения субвулканического комплекса Койкарского домена получены следующие результаты:

- 1) Установлена геохимическая гетерогенность субвулканического комплекса, что проявлено в содержании как петрогенных элементов, так и элементов-примесей.
- 2) Петрографическое изучение пород показало, что геохимические группы субвулканических пород могут быть диагностированы по различиям в их минеральном составе, в частности, по морфологии и составу порфировых вкрапленников.
- 3) В изучаемом комплексе выделены породы, характеризующиеся существенным выносом K, Rb, Ba, что, возможно, связано с формированием региональной сдвиговой зоны.
- 4) Предложены модели формирования субвулканического комплекса. Так, дайковый комплекс (подобный по составу адакитам, имеющим фракционированное распределение РЗЭ и отрицательные аномалии по Nb, Sr и Ti) мог формироваться непосредственно в ходе плавления субдуцируемого базальтового слэба, в то время как породы Южного субвулканического тела (имеющие высокое содержание Sr, Ni, Ti, Nb и тяжелых РЗЭ) генерировались из вещества метасоматизированного мантийного клина, а составы Центрального субвулканического тела могли быть гибридными магмами, отражающими взаимодействие островодужных расплавов с материалом континентальной коры.

- 5) Sm-Nd-систематика субвулканических пород дацит-риолитовых серий подтверждает существование контрастных составов мантийных источников для дайкового комплекса и пород Южного и Центрального субвулканических тел.

Таким образом, накопленная минералогическая и геохимическая характеристика дацит-риолитовой субвулканической ассоциации позволяет проводить типизацию пород в пределах всего Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и может стать надежной основой для продолжения геохронологических исследований.

Исследование выполнено при финансовой поддержке темы НИР ИГ КарНЦ РАН № АААА-А18-118020290085-4 «Общие закономерности развития тектоносферы и биосферы Земли в раннем докембрии (на примере Восточной Фенноскандии): анализ магматических, метаморфических систем, их металлогении и ранней жизни».

Автор благодарит С. А. Светова, В. Ф. Смолькина, А. В. Самсонова, А. В. Степанову и С. Ю. Чаженину за детальное и во многом критическое обсуждение полученных результатов, что позволило проанализировать и интерпретировать весь накопленный материал. Автор особо признателен Т. Б. Баяновой, руководителю Лаборатории геохронологии и изотопной геохимии Геологического института КНЦ РАН, г. Апатиты, за содействие в проведении Sm-Nd-анализа пород, без которого завершение работы было бы невозможно, а также всем сотрудникам аналитических лабораторий ИГ КарНЦ РАН и ГИ КНЦ РАН.

Литература

- Бакаева А. В.* Матрикс полимиктовых конгломератов неархейского молассоидного бассейна Койкарского домена: геохимическая характеристика, источники материала // Труды КарНЦ РАН. 2018. № 2. С. 111–121. doi: 10.17076/geo766
- Бакаева А. В., Чаженина С. Ю., Светов С. А.* Реликт мезоархейской коры выветривания коматиитов Койкарской структуры (Центральная Карелия) // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2017. Т. 62, вып. 2. С. 119–140.
- Бибикова Е. В., Крылов И. Н.* Изотопный возраст кислых вулканических пород докембрия Карелии // ДАН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 189–191.
- Король Н. Е.* Метаморфизм лопийских образований Койкарской структуры // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 120–135.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Коваленко А. В., Крылов И. Н.* Фенно-Карельская гранит-зеленокаменная область. Водлозерский

домен // Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. С. 290–343.

Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: АН СССР, 1961. 414 с.

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1988. 148 с.

Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 115 с.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С. А., Светова А. И. РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // ДАН. 2004. Т. 394, № 3. С. 393–398.

Светов С. А., Гоголев М. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Ксенолиты и автолиты в древнейшей адакитовой серии Фенноскандинавского щита // Труды КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 122–136.

Светов С. А., Иващенко В. И., Рыбникова З. П., Гоголев М. А., Назарова Т. Н. Неоархейская (2,60 млрд лет) реактивация сдвиговых зон и орогенных золоторудных систем в западном сегменте водлозерского террейна // Труды КарНЦ РАН. 2016. № 10. С. 63–80. doi: 10.17076/geo360

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. Вып. 13. С. 5–12.

Светов С. А., Степанова А. В., Чаженина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И., Парамонов А. С., Утицына В. Л., Эхова М. В., Колодей В. С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Серов П. А., Екимова Н. А., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П. Сульфидные минералы – новые геохронометры при Sm-Nd датировании рудогенеза слоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов Балтийского щита // Литосфера. 2014. № 4. С. 11–21.

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений / Ред. С. И. Рыбаков. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 191 с.

Arestova N. A., Chekulaev V. P., Matveeva L. V., Kucherovskii G. A., Lepikhina E. N., Sergeev S. A. New Age Data on the Archean Rocks of the Vodlozero Domain, Baltic Shield, and Their Significance for Geodynamic Reconstructions // Doklady Earth Sciences. 2012. Vol. 442, part 1. P. 1–7.

Castillo P. R. Adakite petrogenesis // Lithos. 2012. Vol. 134–135. P. 304–316. doi: 10.1016/j.lithos.2011.09.013

De Paolo D. J., Linn A. M., Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data

and application to the cordilleran Southwestern United States // J. Geophys. 1991. Res. 96. P. 2071–2088.

Eyuboglu Y., Santosh M., Keewook Y., Bektaş O., Kwon S. Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region // Lithos. 2012. Vol. 146–147. P. 218–232. doi: 10.1016/j.lithos.2012.04.034

Goldstein S. L., Onions R. K., Hamilton P. J. A. Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems // Earth and Planetary Science Letters. 1984. Vol. 70(2). P. 221–236.

Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P., Levchenkov O. A., Krylov I. N., Levsky L. K., Bogomolov E. S., Kovalenko A. V. Evolution of the Yuzhno-Vygozero Greenstone Belt, Karelia // Petrology. 1999. Vol. 7, no. 2. P. 160–176.

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

Myskova T. A., Zhitnikova I. A., L'vov P. A. Late Archean intermediate-felsic magmatism of the South Vygozersky and Kamennozersky greenstone structures of Central Karelia // Stratigraphy and Geological Correlation. 2015. Vol. 23(4). P. 351–374. doi: 10.1134/S0869593815040061

Polat A., Munker C. Hf-Nd isotope evidence for contemporaneous subduction processes in the source of late Archean arc lavas from the Superior Province, Canada // Chemical Geology. 2004. Vol. 213. P. 403–429. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.08.016

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Amelin Y. V., Garbeschönberg C.-D., Samsonov A. V., Shchipansky A. A. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozoero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63. P. 3579–3595.

Samsonov A. V., Bogina M. M., Bibikova E. V., Petrova A. Y., Shchipansky A. A. The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 83–106. doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.051

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balagansky V. V., Sorjonen-Ward P., Volodichev O. I., Shchipansky A. A., Svetov S. A., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings // Geotectonics. 2006. Vol. 40, no. 6. P. 409–433. doi: 10.1134/S001685210606001X

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // A. D. Saunders, M. J. Norry (eds.). Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Wilson M. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. London, 1989. 466 p.

Поступила в редакцию 10.01.2018

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

Bakaeva A. V., Chazhengina S. Yu., Svetov S. A. Relikt mezoarkheiskoi kory vyvetrivaniya komatiitov Koikarskoi struktury (Tsentral'naya Kareliya) [Relict of Meso-Archean paleosol developed on the komatiites from Koikary Area, Central Karelia]. *Vestnik Sankt-Petersburgskogo universiteta* [Vestnik SPbSU]. 2017. Vol. 62, iss. 2. P. 119–140.

Bibikova E. V., Krylov I. N. Izotopnyi vozrast kisl'ykh vulkanitov Karelii [Isotopic dating of acid volcanites in Karelia]. *DAN SSSR* [Proceed. USSR AS]. 1983. Vol. 268, no. 5. P. 189–191.

Korol' N. E. Metamorfizm lopiiskikh obrazovaniy Koikarskoi struktury [Metamorphism of the Lopian units of the Koikary structure]. *Mineralogiya magmaticheskikh i metamorficheskikh porod dokembriya Karelii* [Mineral. of Magmatic and Metamorphic Rocks of the Precambrian in Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1994. P. 120–135.

Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Kovalenko A. V., Krylov I. N. Fenno-Karel'skaya granit-zelenokamennaya oblast'. Vodlozerskii domen [Fenno-Karelian granite-greenstone region. Vodlozero domain]. *Rannii dokembrii Baltiiskogo shchita* [Early Precambrian Baltic Shield]. St. Petersburg: Nauka, 2005. P. 290–343.

Ponomarev A. I. Metody khimicheskogo analiza silikatnykh i karbonatnykh gornykh porod [Methods of chemical analysis of silicate and carbonate rocks]. Moscow: AN SSSR, 1961. 414 p.

Serov P. A., Ekimova N. A., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P. Sul'fidnye mineraly – novye geokhronometry pri Sm-Nd datirovaniy rudogeneza rassloennykh mafitul'tramafitovykh intruzivov Baltiiskogo shchita [Sulphide minerals as new Sm-Nd geochronometers for ore genesis dating of mafic-ultramafic layered intrusions of the Baltic Shield]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2014. No. 4. P. 11–21.

Stratigrafiya dokembriya Karelii. Opornye razrezy verkhnearkheiskikh otlozhenii [Stratigraphy of the Precambrian of Karelia. Reference sections of the Upper Archaean deposits]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1992. 190 p.

Svetova A. I. Arkheiskii vulkanizm Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo poyasa Karelii [Archean volcanism of the Vodlozero – Segozero greenstone belt of Karelia]. Petrozavodsk: Kar. fil. AN SSSR, 1988. 148 p.

Svetov S. A. Drevneishie adakity Fennoskandinavskogo shchita [The oldest adakites of the Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2009. 115 p.

Svetov S. A. Magmaticheskie sistemy zony perekhoda okean-kontinent v arkhee vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Magmatic systems of the ocean-continent transition zone in the Archean of the eastern part of the Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. 230 p.

Svetov S. A., Svetova A. I. RZE sistematika verkhnearkheiskikh osadochnykh paragenezov Tsentral'noi Karelii [The REE systematics of Upper Archean sedimentary assemblages in Central Karelia]. *DAN* [Dokl. Earth Sci.]. 2004. Vol. 394, no. 3. P. 393–398.

Svetov S. A., Gogolev M. A., Svetova A. I., Nazarova T. N. Ksenolity i avtolity v drevneishei adakitovoi serii Fennoskandinavskogo shchita [Xenoliths and autoliths in the ancient adakite series of the Fennoscandian Shield]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2012. No. 3. P. 122–136.

Svetov S. A., Ivashchenko V. I., Rybnikova Z. P., Gogolev M. A., Nazarova T. N. Neoarkheiskaya (2,60 mlrd let) reaktivatsiya sdvigovykh zon i orogennykh zolotorudnykh sistem v zapadnom segmente vodlozerskogo terreina [Neoarchaeon (2.60 Ga) reactivation of shear zones and orogenic gold systems in the Western segment of the Vodlozero terrane]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2016. No. 10. P. 63–80. doi: 10.17076/geo360

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Utitsyna V. L., Ekhova M. V., Kolodei V. S. Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precision geochemical (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock and mineral composition: the method and accuracy estimation in the case study of Early Precambrian mafic complexes]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2015. No. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N. Vedlozersko-Segozerskii zelenokamennyi poyas Tsentral'noi Karelii – novye geokhronologicheskie dannye i interpretatsiya rezul'tatov [Vodlozero-Segozero greenstone belt, Central Karelia: new geochronological data and interpretation of results]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2010. Iss. 13. P. 5–12.

Arestova N. A., Chekulaev V. P., Matveeva L. V., Kucherovskii G. A., Lepekhina E. N., Sergeev S. A. New Age Data on the Archean Rocks of the Vodlozero Domain, Baltic Shield, and Their Significance for Geodynamic Reconstructions. *Doklady Earth Sciences*. 2012. Vol. 442, part 1. P. 1–7.

Castillo P. R. Adakite petrogenesis. *Lithos*. 2012. Vol. 134–135. P. 304–316. doi: 10.1016/j.lithos.2011.09.013

De Paolo D. J., Linn A. M., Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the cordilleran Southwestern United States. *J. Geophys.* 1991. Res. 96. P. 2071–2088.

Eyuboglu Y., Santosh M., Keewook Y., Bektaş O., Kwon S. Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region. *Lithos*. 2012. Vol. 146–147. P. 218–232. doi: 10.1016/j.lithos.2012.04.034

Goldstein S. L., Onions R. K., Hamilton P. J. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. Vol. 70(2). P. 221–236.

Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P., Levchenkov O. A., Krylov I. N., Levskii L., Bogomolov E. S., Kovalenko A. V. Evolution of the Yuzhno-Vygozero Greenstone Belt, Karelia. *Petrology*. 1999. Vol. 7, no. 2. P. 160–176.

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

Myskova T. A., Zhitnikova I. A., L'vov P. A. Late Archean intermediate-felsic magmatism of the South Vygozersky and Kamennozersky greenstone structures of Central Karelia. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2015. Vol. 23(4). P. 351–374. doi: 10.1134/S0869593815040061

Polat A., Munker C. Hf–Nd isotope evidence for contemporaneous subduction processes in the source of late Archean arc lavas from the Superior Province, Canada. *Chemical Geology*. 2004. Vol. 213. P. 403–429. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.08.016

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Amelin Y. V., Garbeschönberg C.-D., Samsonov A. V., Shchipansky A. A. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone

belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. Vol. 63. P. 3579–3595.

Samsonov A. V., Bogina M. M., Bibikova E. V., Petrova A. Y., Shchipansky A. A. The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield. *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 83–106. doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.051

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balagansky V. V., Sorjonen-Ward P., Volodichev O. I., Shchipansky A. A., Svetov S. A., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings. *Geotectonics*. 2006. Vol. 40, no. 6. P. 409–433. doi: 10.1134/S001685210606001X

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Wilson M. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. London, 1989. 466 p.

Received January 10, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Гоголев Максим Александрович

младший научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: mag-333@mail.ru
тел.: (8142) 782753

CONTRIBUTOR:

Gogolev, Maxim

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: mag-333@mail.ru
tel.: (8142) 782753

УДК 553.411 + 553.314 + 553.1 (470.22)

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ГЕНЕЗИС ЗОЛОТО-ЛИМОНИТОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ЮЖКА (ЭЛЬМУССКАЯ ПЛОЩАДЬ, КАРЕЛИЯ)

Л. В. Кулешевич¹, И. Л. Олейник²

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

² ООО «Индустрия», Петрозаводск, Россия

Впервые в зоне окисления архейских зеленокаменных пород в Центральной Карелии (Эльмусская площадь), в зоне брекчирования и окисления линейного типа обнаружено золото-лимонитовое проявление Южка. Зона окисления образовалась по раздробленным кварц-серицит-хлоритовым сланцам, содержащим горизонт колчеданных руд и раздробленные кварцевые жилы. Изучение минеральной смеси лимонитов проведено с применением рамановского, термического, рентгеновского, химического, ICP-MS и микрозондового анализов. Верхняя часть зоны окисления представлена преимущественно рыхлыми желто-коричневыми охрами, натечными почками, железная шляпа – плотными образованиями. Установлено, что оксиды и гидроксиды железа верхней рыхлой части лимонитовой зоны представлены гетитом (гидрогетитом) и гематитом. Колчеданные руды халькопирит-пиритового состава выявлены в нижних горизонтах, они дробятся и замещаются гематитом или гематитом и гетитом. Раздробленные кварцевые жилы в окисленной и ожелезненной сланцевой толще образуют брекчию с угловатыми разноразмерными обломками, которые содержат редкие включения сульфидов (пирит, халькопирит, галенит), сульфосолей и сульфоарсенидов и цементируются гетитом и гематитом. Сохранившиеся неокисленные сульфосоли и сульфоарсениды в рудах и раздробленных жилах представлены семсейитом, тетраэдритом, джемсонитом, плагионитом, кобальтином, герсдорфитом, встречается мелонит. Золото тонкодисперсное, высокопробное (Ag 1–10 %), установлено в сростании с гетитом вблизи горизонта окисленных колчеданных руд; его содержание – 1–2,6 г/т. Геохимия лимонитовой зоны (As, Sb, Pb, Ni, Cu, Co) отражает состав первичных колчеданных руд и кварцевожилных ассоциаций Эльмусской площади, что позволяет предполагать, что источником золота были именно эти окисленные образования.

Ключевые слова: золото; гетит; гематит; зона окисления; колчеданы; рамановский, рентгеновский, микрозондовый анализы; проявление Южка; Карелия.

L. V. Kuleshevich, I. L. Oleinik. ORE MINERALIZATION AND GENESIS OF THE YUZHKA GOLD-LIMONITE OCCURRENCE, ELMUS AREA, KARELIA

Yuzhka gold-limonite occurrence is the first one to have been found in the linear-type brecciation and oxidation zone in the Archean greenstone rock oxidation zone, Elmus area, Central Karelia. The oxidation zone formed along the broken quartz-sericite-chlorite schist, which contains a pyrite ore horizon and broken quartz veins. The mineral limonite mixture was studied using Raman, thermal, X-ray, chemical, ICP-MS and microprobe analyses. The upper portion of the oxidation zone consists primarily of unconsolidated

yellow-brown ochre, sintered packages and gossan (consolidated rocks). Iron oxides and hydroxides in the upper unconsolidated portion of the limonite zone were found to consist of goethite (hydrogoethite) and hematite. Pyrite ores of chalcopyrite-pyrite composition occur in lower horizons; they are broken and replaced by either hematite or both hematite and goethite. Broken quartz veins in the oxidized and ferruginized schist sequence form breccia with angular fragments of varied size, which contain scarce sulphide (pyrite, chalcopyrite, galena), sulphosalt and sulphoarsenide inclusions and are cemented by goethite and hematite. Persisting non-oxidized sulphosalts and sulphoarsenides in the ores and broken veins are composed of semseyite, tetrahedrite, jamsonite, plagiogonite, cobaltite and gersdorffite; melonite is occasionally encountered. The gold is fine-textured and high-grade (Ag 1–10 %). It is intergrown with goethite near the oxidized pyrite ore horizon; its concentration is 1–2.6 g/t. The geochemistry of the limonite zone (As, Sb, Pb, Ni, Cu, Co) reflects the composition of primary pyrite ores and quartz vein associations in the Elmus area, suggesting that these oxidized rocks were the source of the gold.

Key words: gold; goethite; hematite; oxidation zone; pyrite ores; Raman; X-ray; microprobe analyses; Yuzhka occurrence; Karelia.

Введение

Золото-лимонитовое проявление Южка было обнаружено в Центральной Карелии на Эльмусской площади благодаря поисковым работам, проводимым ООО «Индустрия» [Булавин и др., 2013]. Оно расположено южнее небольшой палеопротерозойской Педролампинской структуры (рис. 1) и приурочено к архейским зеленокаменным толщам бергаульской свиты лопийского надгоризонта (AR₂Ip), представленным сланцами и колчеданными рудами, подвергшимся интенсивному окислению. Глубоко проникающая линейная кора выветривания и зона окисления приурочены к разлому северо-восточного простирания южнее озера Педроламп. В зоне разлома происходит дробление и окисление всех типов пород и колчеданных руд с образованием пористых, кавернозных лимонитов, рыхлых желтовато-коричневых охр и плотных натечных образований железной шляпы, в которых и было обнаружено золото. Установлено неоднократное замещение обломков оксидами и гидроксидами железа.

Целью данной работы было изучение минералогии рудопроявления Южка, установление его генезиса и источника золота. В задачи входили характеристика зоны брекчирования и окисления, идентификация породных и рудных ассоциаций, по которым образовалась лимонитовая зона, определение первичных и окисленных рудных минералов, диагностика оксидов и гидроксидов железа с использованием различных методов, а также установление концентрации, состава золота и его возможных источников в зоне окисления.

Материалы и методы

Изучение зоны окисления проводилось по образцам, отобраным из буровых скважин, пробуренных ООО «Индустрия» по нескольким геологическим профилям, вскрывшим лимонитовую зону до глубины 200–350 м. Состав вмещающих пород, колчеданных и лимонитовых руд определялся рентгенофлуоресцентным и ICP-MS методами. Изучение минеральных ассоциаций колчеданных и окисленных руд осуществлялось с использованием электронного сканирующего микроскопа VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy-350. Диагностика минералов лимонитовой зоны (минеральной смеси оксидов и гидроксидов железа с примесью кварца) проводилась с помощью рентгеновского, термического анализов и рамановской спектроскопии в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (аналитики С. В. Бурдюх, И. С. Инина, В. А. Колодей, Е. В. Коробкина, А. С. Парамонов, А. Н. Терновой).

Дифференциальный термический анализ рыхлых тонкодисперсных лимонитовых охр был проведен на дериватографе Q-1500D (Венгрия) в интервале $T = 20–534$ °C. Он позволил установить эндотермический эффект на кривой ДТА и по графику ТГ (термогравиграммы) рассчитать количество удаленной при нагревании воды. Данные рентгеновского анализа были получены на автоматическом дифрактометре ARL X'TRA (излучение Cu K α , напряжение 35 kv, ток 35 ma). Дифрактограмма снята с шагом 0,02° в области $2\theta = 5–75$ °, время набора импульса – 2 секунды. Фазовый анализ семи образцов (из скважин 628, 229, 635) подтвердил наличие в минеральных смесях от одной до трех фаз.

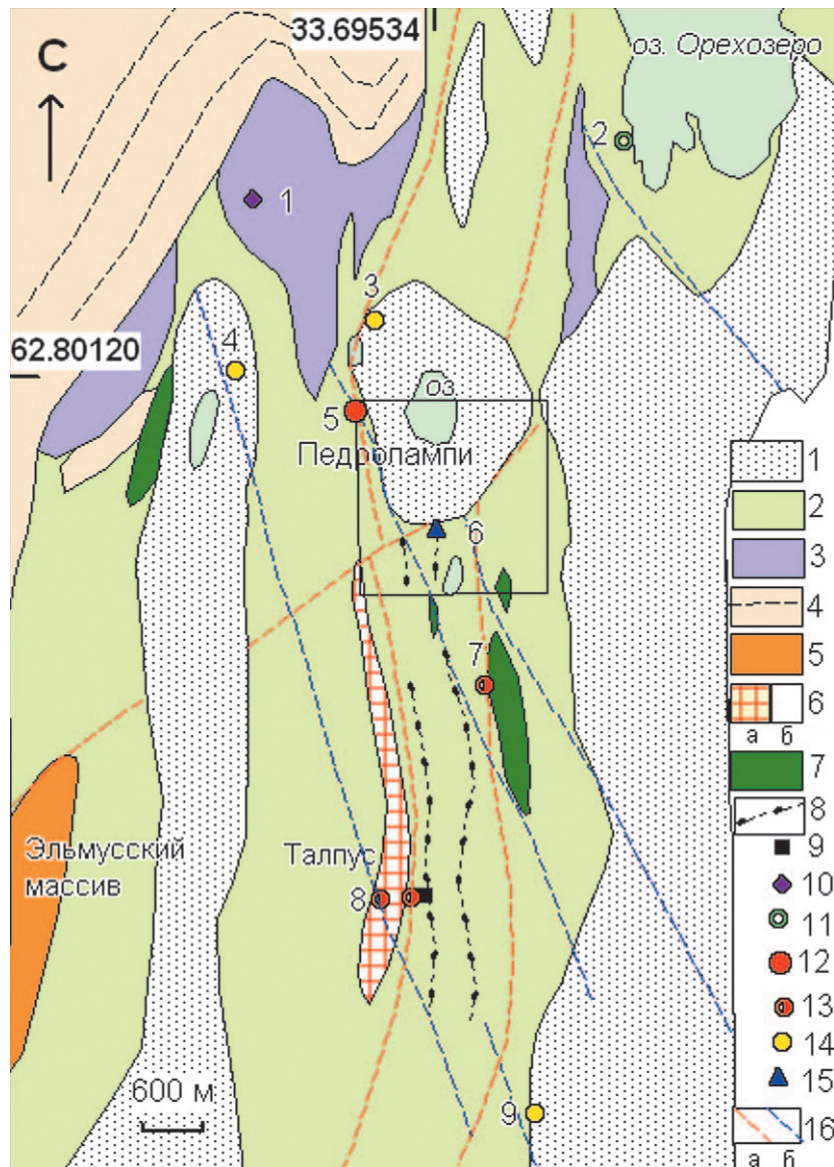


Рис. 1. Схема геологического строения Эльмусской площади и положение участка Южка по: [Кулешевич, Лавров, 2007]; основа по Ю. Н. Новикову с дополнениями авторов:

1 – вулканогенно-осадочные комплексы (PR₁, ятулийский и сумийско-сариолийский надгоризонты); 2 – metabasalts of the Semcherechenskaya suite and volcano-sedimentary rocks of the Bergaul's suite (AR₂, Lopian superhorizon); 3 – metakomatiites, partly peridotites (AR₂); 4 – гранитизированные осадочные толщи, гранито-гнейсы (AR₂); 5 – differentiated pyroxenite-monzonite-syenite Elmus massif (2.74 млрд л.); 6 – plagiogranite-porphyry (a) of the Talpus massif (2.85 Ga), granodiorites (б) of the Orekhozersky massif; 7 – gabbro (AR₂); 8 – pyrite sequence. Ore occurrences (9–11, 13–15) and a deposit (12): 9 – pyrite ores; 10 – Cu-Ni-S; 11 – pyrite-base metal; 12 – gold-sulphide; 13 – gold-sulfoarsenide; 14 – Au-Cu-Th in quartz conglomerates; 15 – Au-Fe-O. 16 – tectonic zones (a – AR₂, б – PR₁).

Номера на схеме: 1 – Педроручей, 2 – 3.-Орехозерское, 3 – Кюняшельга, 4 – Черное, 5 – Педролампи, 6 – Южка, 7 – Гавшламная, 8 – Талпус («колчеданный», «гранитный», «арсенопиритовый»), 9 – Заозерное. Квадратом выделен участок, представленный на рис. 2

Fig. 1. Scheme showing the geological structure of the Elmus area and the position of the Yuzhka prospect:

1 – volcano-sedimentary complexes (PR₁, Jatulian and Sumian-Sariolian superhorizons); 2 – metabasalts of the Semcherechenskaya suite and volcano-sedimentary rocks of the Bergaul's suite (AR₂, Lopian superhorizon); 3 – metakomatiites, partly peridotites (AR₂); 4 – granitized sedimentary sequences, granite gneisses; 5 – differentiated pyroxenite-monzonite-syenite Elmus massif (2.74 Ga); 6 – plagiogranite-porphyry (a) of the Talpus massif (2.85 Ga), granodiorites (б) of the Orekhozersky massif; 7 – gabbro (AR₂); 8 – pyrite sequence. Ore occurrences (9–11, 13–15) and a deposit (12): 9 – pyrite ores; 10 – Cu-Ni-S; 11 – pyrite-base metal; 12 – gold-sulphide; 13 – gold-sulfoarsenide; 14 – Au-Cu-Th in quartz conglomerates; 15 – Au-Fe-O. 16 – tectonic zones (a – AR₂, б – PR₁).

Numbers on the scheme: 1 – Pedroruchei, 2 – West Orekhozerskoye, 3 – Kyunyashelga, 4 – Chernoye, 5 – Pedrolampi, 6 – Yuzhka, 7 – Gavshlamnaya, 8 – Talpus (pyrite occurrences in granites and arsenopyrite occurrences in a shear-zone), 9 – Zaozernoye.

A square indicates the prospect shown in Fig. 2

Рамановская спектроскопия выполнялась с использованием спектрометра комбинационного рассеяния Almega XR Nicolet ThermoScientific с микроскопом Olympus BX41. Рамановский эффект при этом наблюдается в рассеянном от образца свете, он нечувствителен к пологам поглощения. Рамановская спектроскопия не требовала специальной подготовки препарата, что было особенно важно для тонкодисперсных лимонитовых минеральных смесей. Непосредственное измерение спектра проводилось как в порошкообразных, так и в плотных корковых или натечных образцах, представляющих сростание гематита, гетита, кварца, иногда содержащих хлорит, серицит, акцессорный рутил. Полученные спектры комбинационного рассеяния (КР) сравнивались со спектрами из известных баз данных (справочника рамановских спектров RRUFF). Спектры КР минералов хорошо отличаются друг от друга, что дает возможность диагностировать минералы даже при совмещении нескольких фаз.

Геологическое строение Эльмусской площади и участка Южка

Изучение геологического строения Эльмусской площади (рис. 1) и оценка ее металлогенических перспектив в разные годы проводились Карельской ГЭ, ГПП «Невскгеология». С результатами этих исследований можно познакомиться по материалам производственных геологических отчетов В. В. Сиваева (за 1982 г.), А. Ф. Горошко (1997 г.), Ю. В. Петрова (1995 г.), Ю. Н. Новикова и др. (1997 г.) и ООО «Индустрия». Эволюция магматизма и эндогенного рудообразования, петрохимические особенности архейских интрузивных пород и минеральные ассоциации руд рассматриваются в работах: [Кулешевич, Лавров, 2007; Кулешевич, 2008; Кулешевич и др., 2015а]. На исследуемой территории, благодаря работе геологических организаций, были известны ранее и обнаружены в последние годы различные типы рудной минерализации: рудопроявления серноколчеданные (Талпус), сульфидные никелевые (Педроручей), месторождение золота (Педролампи) и серия небольших золото-сульфоарсенидных проявлений. Благодаря поисково-разведочным работам ООО «Индустрия» впервые был выявлен совершенно новый для Карелии тип оруденения кор выветривания и зон окисления – золото-лимонитовое проявление Южка (с содержанием золота до 2,6 г/т, по: [Булавин и др., 2013]).

В геологическом строении Эльмусской площади принимают участие мезоархейские и па-

леопротерозойские образования (рис. 1). Архейские зеленокаменные толщи лопийского надгоризонта (~3,0–2,86 млрд лет) имеют субмеридиональное простираие (аз. пр. 0–20°), изоклиальное строение и крутое падение к востоку или западу. (Названия геологических подразделений даются по местной стратиграфической шкале.) Архейские толщи прослеживаются от оз. Эльмус до оз. Семчезеро, формируя единый разрез, подобный Койкарской структуре. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации. Архейские толщи перекрываются палеопротерозойскими отложениями сумийско-сариилийского и ятулийского надгоризонтов, образующими небольшие синклинальные структуры северо-западного и субмеридионального простираия.

Нижняя часть разреза лопийского надгоризонта ($AR_2|p_1$) представлена преимущественно основными породами семчереченской свиты – metabазальтами (альбит-хлорит-эпидот-амфиболовыми породами) и их туфами (кварц-альбит-карбонат-хлоритовыми или эпидот-хлорит-актинолитовыми сланцами). В северной и северо-западной части площади встречаются тремолитовые сланцы по коматиитам и интрузивные ультрабазиты.

В средней части разреза залегают кислые и средние вулканогенно-осадочные образования бергаульской свиты – вулканиды (дациты и риодациты), полосчатые и агломератовые туфы и тонкослоистые туффиты, представленные кварц-карбонат-слюдисто-хлоритовыми, кварц-карбонат-хлорит-серицитовыми сланцами. К туфогенно-осадочной толще приурочены углеродсодержащие сланцы, прослои и линзы массивных и вкрапленно-полосчатых колчеданных руд. Залежи колчеданных руд прослеживаются в меридиональном направлении от участка Талпус до участка Южка. Руды имеют существенно пиритовый состав, содержат 50–70 % сульфидов. Кислые вулканогенно-осадочные толщи в пределах площади прорываются дайками плагио- и кварц-плагиопорфиров (дацитов и риодацитов).

Верхняя часть лопийского разреза, подстилающего ятулийские кварцевые конгломераты, на участках Педролампи и Южка представлена песчаниками и крупнообломочными конгломератами со слабоокатанными гальками разного размера (валунного и галечного) и состава. Обломки представлены порфирами (идентичными по составу дайкам кислого состава), сланцами по туфам риодацитового состава и в основном жильным кварцем в карбонат-кварц-серицитовом цементе. Реже встречаются обломки

хлоритового или актинолит-тремолитового состава. Эта толща может сопоставляться с обломочными породами пулл-апарт бассейна Койкарской структуры [Светов и др., 2005; Кулешевич, Лавров, 2007].

Лопийские отложения прорываются разновозрастными интрузиями и дайками – габброидов, ультрабазитов (Столбовая гора), гранодиоритов (массив Орехозерский), порфировидных гранитов (Талпус – 2,85 млрд лет) [Иванов, Лохов, 2015] и умереннощелочным дифференцированным Эльмуским массивом (~2,74 млрд лет) [Кулешевич, Дмитриева и др., 2015a]. Массив Талпус расположен в центральной части Эльмуской площади, он представлен отдельными вытянутыми гребневидными апикальными выходами интрузии. Массив сопровождается кварцевым штокверком с Au-Cu-Pb-S-As-минерализацией и оказал гидротермальное воздействие на вмещающие толщи. Золото-арсенопиритовая минерализация накладывается на березитизированную вулканогенно-осадочную толщу и колчеданные руды [Кулешевич, 2016].

Архейские зеленокаменные толщи с несогласием перекрываются отложениями палеопротерозойских синклинальных структур, представленных породами сумийско-сарийского (2,4–2,3 млрд л.) и ятулийского (2,3–2,1 млрд л.) надгоризонтов. Небольшая ятулийская Педролампинская структура представлена кварцевыми конгломератами, гравелитами и metabазальтами.

В пределах Эльмуской площади выделяются разломы архейского и протерозойского возраста. К позднеархейским субмеридиональным зонам деформаций (шир-зонам) приурочены рассланцевание, метасоматические изменения пород и золотосульфидная или сульфидная минерализация. Палеопротерозойские (постъятулийские) деформации в пределах площади имеют доминирующее северо-западное простирание, к этим зонам в ятулийских толщах приурочены гидротермально-метасоматические изменения пород (эпидотизация и альбитизация в базитах), сопровождающиеся халькопиритовой минерализацией. На участке Педролампи выделяются разновозрастные деформации (ССВ и СЗ).

Эндогенные золоторудные проявления Эльмуской площади были выявлены благодаря производственным геологическим работам (КГЭ, «Невскгеология», ООО «Индустрия»). Они представлены различными генетическими и минеральными типами, в архейских толщах установлены: 1 – золотосодержащие колчеданные руды (проявление Талпус); 2 – шток-

верковая золото-сульфоарсенидно-кварцевая минерализация в гранит-порфирах, кварц-плагиопорфирах и вмещающих кислых толщах (проявления Талпус-гранитный, Эльмус, В. Орехозеро); 3 – вкрапленно-прожилковые золото-сульфидные и сульфидные проявления в березитах и лиственитах шир-зон (месторождение Педролампи, проявления Талпус-арсенопиритовый, Гавшланоя). В палеопротерозойских толщах установлена: 4 – золотосодержащая медно-сульфидная минерализация в кварцевых гравелитах (проявление Кюняшельга и другие).

Экзогенная золото-лимонитовая минерализация обнаружена в зоне окисления колчеданных руд и дезинтегрированных сланцев бергаульской свиты (рудопроявление Южка).

Результаты исследований

Рудная минерализация участка Южка

Геологическое строение. На участке Южка (рис. 2) вмещающая толща представлена серицит-карбонат-кварц-хлоритовыми, хлорит-карбонат-кварц-серицитовыми сланцами, колчеданными рудами, песчаниками и конгломератами бергаульской свиты лопийского надгоризонта ($AR_2 Ip_2$), на севере перекрытыми ятулийскими кварцевыми гравелитами и metabазальтами ($PR_1 jt$). Разрез участка Южка подобен верхней части разреза золоторудного месторождения Педролампи.

Южнее оз. Педролампи установлена зона разлома северо-восточного простирания, в которой наблюдается дробление и интенсивная дезинтеграция всех пород верхней и средней части разреза бергаульской свиты. По раздробленным породам развивается линейная кора выветривания и зона окисления, представленная желто-коричневой лимонитовой массой с обломками окисленных слюдино-хлоритовых, кварц-серицитовых сланцев, колчеданов и раздробленных кварцевых жил. Параметры окисленной зоны составляют $0,3 \div 0,5 \times 1$ км, мощность – до 300 м. В зоне разлома происходит окисление практически всех вмещающих толщ и колчеданных руд с образованием рыхлых желтовато-коричневых охр, пористых лимонитов, плотных и кавернозных образований железной шляпы [Кулешевич, Сенькин, 2015]. В тектонической зоне вмещающие серицит-хлоритовые сланцы превращаются в дресву и сыпучку и сильно ожелезняются. Вмещающие породы брекчированы, среди них встречаются разные по составу и размеру угловатые, неокатанные обломки кварце-

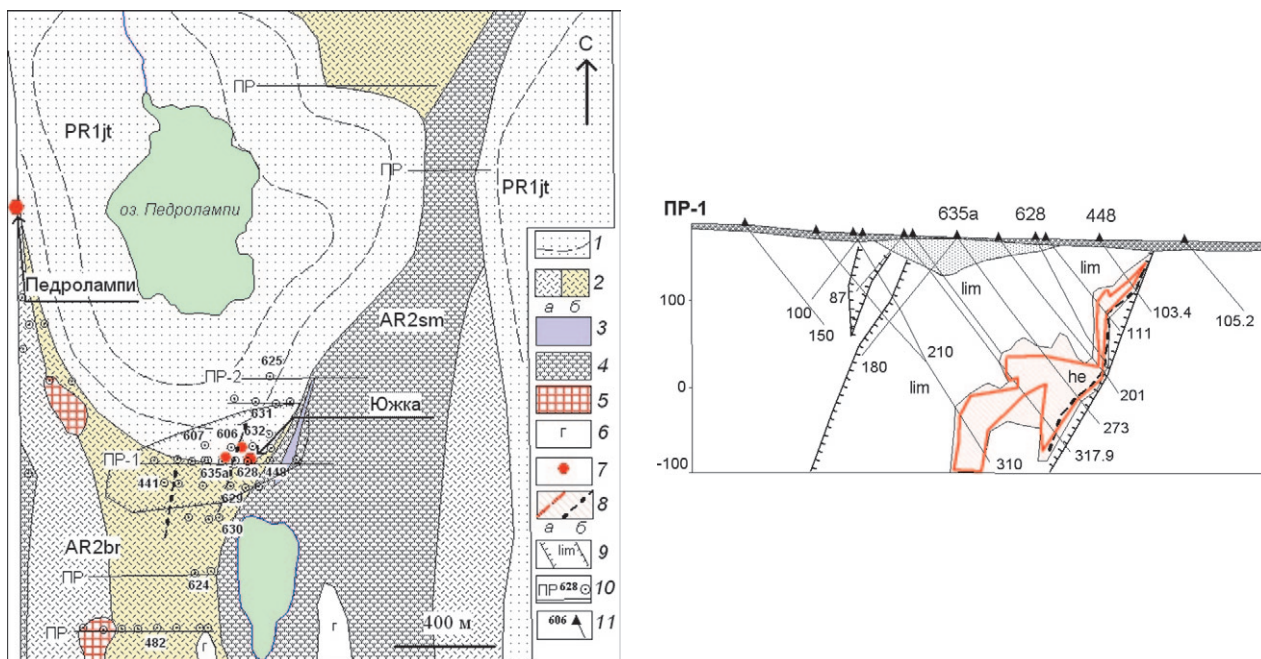


Рис. 2. Схема геологического строения участка Южка (а) и разрез к ней (б) (упрощенно по материалам ООО «Индустрия»):

1 – кварцевые конгломераты, метабазалты, PR_{1jt}; 2 – карбонат-кварц-серицит-хлоритовые сланцы (а), хлорит-кварц-карбонат-серицитовые сланцы, метапесчаники с кварцевыми обломками (б), (бергаульская свита, AR_{2lp}); 3 – метакоматииты, 4 – метабазалты (семчереченская свита, AR_{2lp}); 5 – лейкограниты (подобные массиву Талпус); 6 – габбро; 7 – месторождение Педролампи и проявление золота Южка (выделены скважины, в которых обнаружено самородное золото); 8 – контур рудной золото-лимонитовой окисленной зоны (а), колчеданные руды (б); 9 – зона дробления и окисления (lim – лимонитовая, гематит-гетитовая, he – гетит-гематитовая); 10 – профили бурения; 11 – скважины на схеме и в разрезе (указаны номера скважин, по которым изучалась рудная минерализация)

Fig. 2. Scheme showing the geological structure of the Yuzhka prospect (a) and its cross-section (b):

1 – quartz conglomerates, metabasalts, PR_{1jt}; 2 – carbonate-quartz-sericite-chlorite schists (a), chlorite-quartz-carbonate-sericite schists, metasandstones with quartz clasts (б), (Bergaul suite, AR_{2lp}); 3 – metakomatiites; 4 – metabasalts (Semcherechenskaya suite, AR_{2lp}); 5 – leucogranites (similar to those in the Talpus massif); 6 – gabbro; 7 – Pedrolampi deposit and Yuzhka gold occurrence (boreholes, in which native gold was found, are indicated); 8 – oxidized gold-limonite ore zone contour (a), pyrite ores (б); 9 – shatter and oxidation zone (lim = limonite, hematite-goethite, he = goethite-hematite); 10 – drilling profiles; 11 – boreholes in the scheme and in cross-section (numbers indicate the boreholes in which ore mineralization was studied)

вых жил, иногда сланцев и колчеданных руд (рис. 3).

В слюдисто-хлоритовых сланцах Mg-Fe-хлорит полностью замещается лимонитом, отчасти ожелезняется и серицит. В обломках ожелезненных сланцев встречаются раздробленные акцессорные минералы первичных ассоциаций – рутил, циркон, монацит, ксенотим, апатит. Крупные кварцевые обломки в брекчиях встречаются в неокатанных, остроугольных включениях разного размера, сцементированные лимонитом (рис. 3, а–в). По своей первичной природе они представляют собой раздробленные жилы и прожилки, секущие сланцы. В обломках кварца иногда встречаются кристаллы неокисленных сульфидов. В интервале колчеданных руд раздробленный пирит замещается гематитом (рис. 3, е). Гидроокислы железа цементируют кварцито-песчаники (рис. 3, г), а также повторно брекчированные

в тектонической зоне лимонитовые породы (рис. 3, д).

Петрохимические особенности окисленных пород. Химический и микроэлементный состав окисленных пород с разным соотношением лимонита, кварца и силикатов представлен в таблице 1 по данным опробования трех скважин: 628, 629, 635. В богатой лимонитом зоне окисления содержание окисленного железа достигает 60–87 %, потери при прокаливании составляют 6,0–16,5 %, содержание глинозема и прочих компонентов низкое, в отдельных образцах присутствует сера (вне горизонта колчеданных руд).

В своем микрокомпонентном составе лимонитизированные брекчии с крупным обломочным кварцем и песчаники (с высоким содержанием SiO₂ – 90,0–95,6) содержат наиболее низкие и неравномерные концентрации микропримесей всех элементов, в частности, та-

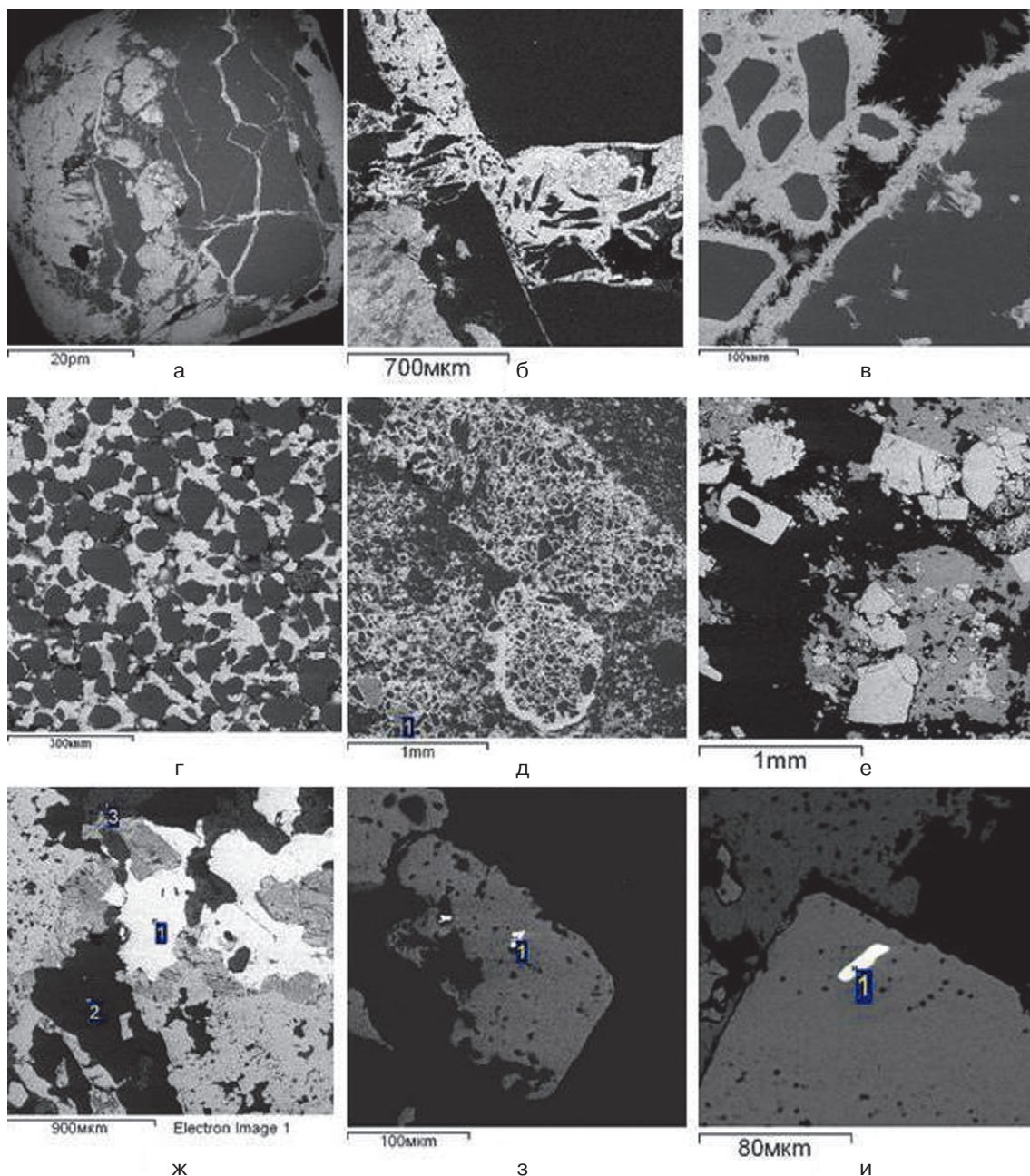


Рис. 3. Текстуры и минеральные ассоциации раздробленных пород и колчеданных руд на участке Южка:

а–в – брекчированные кварцевые жилы, сцементированные гематитом (а, б, образец 606-223.3-1; 2) и гетитом (в, 629-171-2); г – кварцито-песчаник с лимонитовым цементом; д – лимонитовая брекчия с обломками кварца, гематит-гетитовыми и рутилом (1) (635-205-1); е – раздробленные колчеданные руды, пирит (белый) цементируется гематитом (серый) (607-230-13); ж – колчеданные руды: пирит светло-серый и темно-серый окисленный (3) в сростании с халькопиритом (1) и кварцем (2) (635а-8); з – джемсонит (1) и галенит (белый) в пирите (607-315.3-8); и – семсейит в пирите, гематит (темно-серый) (607-230-18)

Fig. 3. Textures and mineral associations of broken rocks and pyrite rocks at Yuzhka occurrence:

а–в – brecciated hematite- (а, б, sample 606-223.3-1; 2) and goethite- (в, 629-171-2) – supported quartz veins; г – limonite-supported quartzitic sandstone; д – limonitic breccia with quartz, hematite-goethite and rutile clasts (1) (635-205-1); е – broken pyrite ores, pyrite (white) is supported by hematite (grey), (607-230-13); ж – pyrite (light-grey, 3 – dark-grey, oxidized) intergrown with chalcopyrite (1) and quartz (2) from pyrite ores (635а-8); з – jamesonite (1) and galena (white) in pyrite (607-315.3-8); и – semseyite in pyrite; hematite (dark-grey) (607-230-18)

ких как Ni, Co, Cu, Zn, As, Sb, Au (табл. 2/1-2). Лимониты по сульфидсодержащим породам и колчеданным рудам (табл. 2/6) выделяются

повышенными концентрациями Cu, Ni, Co, Pb, Sb, As, Te и неравномерно распределенной S. Наиболее высоким содержанием Ni, Co, Cu

Таблица 1. Состав лимонитовых зон окисления проявления Южка (мас. %, ppm)

Table 1. Composition of limonite oxidation zones at Yuzhka occurrence (mas. %, ppm)

Компонент Component	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ , %	90,36	95,62	55,17	43,6	54,17	40,06	20,81	37,85	27,95	6,80	1,95
TiO ₂	0,10	0,09	0,11	0,38	0,71	0,19	0,25	0,45	1,06	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	0,86	0,63	2,01	0,45	1,65	4,53	1,64	0,96	3,12	0,92	0,66
Fe ₂ O ₃ t	7,24	2,14	39,82	45,9	37,15	30,48	66,04	58,86	60,46	87,13	82,57
MnO	0,04	0,02	0,10	0,06	0,06	0,14	0,10	0,05	0,08	0,12	0,17
MgO	0,28	0,20	0,11	-	0,16	3,22	-	-	0,01	-	-
CaO	0,58	0,55	0,57	0,48	0,55	4,36	0,76	0,52	0,49	0,53	0,49
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	0,07	0,06	0,10	0,03	0,06	0,05	0,14	0,07	0,66	0,06	0,02
P ₂ O ₅	0,04	0,00	0,24	0,10	0,40	0,01	0,81	0,03	0,17	0,20	0,39
S	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,56	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01
ппп	0,39	0,18	1,68	8,56	4,91	16,46	8,75	0,70	6,08	3,33	13,07
Σ	99,97	99,50	99,93	99,58	99,83	100,06	99,31	99,52	100,10	99,19	99,38
V, ppm	98	23	43	19	316	71	176	35	170	21	65
Cr	413	36	910	811	3646	127	939	367	400	430	207
Co	7,2	2,8	12,2	12,4	6,5	184	9,1	4,5	23	6,4	23,6
Ni	55,7	17,7	51,8	61,6	32,1	263	27,4	64	134	36,5	81,7
Cu	51	20	62	113	187	1226	193	11	103	114	118
Zn	14	11	12	14	20	55	34	6,7	66	8,4	15
As	29	7	407	280	97	44	587	114	429	461	276
Y	1,3	0,7	1,6	1	3,0	12	5,5	3,1	10	1,7	1,2
Zr	7,7	6,8	26	10	26,3	19	43	71	155	16,3	15,7
Sb	12,5	17	312	245	262	34	340	329	443	186	190
Te	-	-	-	0,72	-	3,38	0,92	0,94	0,33	0,46	0,33
Ba	11	8	98	21	30	65	64	22	104	16	35
Pb	3,3	2,1	142	24,5	6,9	83	63	71	74	28,5	10,6
Bi	0,09	0,12	0,32	0,32	0,07	0,37	0,21	0,65	0,09	0,12	0,07
REE	6,5	2,9	219	3,9	7,7	41,1	31,6	4,6	20,9	6,6	5,3
Ag	0,06	0,04	0,05	1,14	0,1	0,33	0,11	0,01	-	0,23	0,1
Au	0,13	0,1	0,2	1,03	0,13	0,15	0,37	0,33	0,17	1,36	0,18
Th	2,6	1	23	9	28	0,9	58	1,5	10	10	28
U	0,72	0,2	12	6	5,5	0,7	6	5	3	5	5
образец sample	628– 140.6	635– 228.1	628– 156.4	635– 191.5	635A– 200.08	635A– 263.95	629– 169.85	629– 171.8	629– 177.8	635– 205.56	628– 164.85

Примечание. 1, 2 – обломочные кварцевые брекчии, лимонитизированные; 3–5 – гетит-гематитовая зона; 6 – гематитизированные сланцы с колчеданами; 7, 9 – гетитовая; 8 – гематитовая; 10 – гематит-гетитовая; 11 – гидрогетит-гетитовая зоны. «-» – ниже предела обнаружения.

Note. 1, 2 – clastic quartz breccia clasts, limonitized; 3–5 – goethite-hematite zone; 6 – hematitized schists with pyrites; 7, 9 – goethite; 8 – hematite; 10 – hematite-goethite; 11 – hydrogoethite-goethite zone. «-» – below limit of detection.

характеризуются непосредственно колчеданные руды (табл. 2/б). Для богатой лимонитовой зоны с высоким содержанием окисленного железа (37–87 %) характерны повышенные концентрации As, Sb, Pb и Au (0,33–1,36 г/т) и неравномерное распределение Cr, Cu, Ni, что обеспечивается первичным составом окисленных пород и рудной минерализации. Содержание REE, Y, Zr, P в лимонитовых зонах низ-

кое и неравномерное. Эти элементы связаны с редкими сохранившимися в обломках пород неокисленными кристаллами акцессорных минералов, установленных микронзондовым анализом (апатита, циркона, монацита, ксенотима). Вкрапленная S-Sb-As-минерализация, сохранившаяся в раздробленных кварцевых жилах и окисленных сланцах, обеспечила повышенные концентрации As, Sb, Pb, Ni, Co.

Таблица 2. Химический состав Cu-Pb-сульфосолей из колчеданных руд и кварцевых жил проявления Южка
Table 2. Chemical composition of Cu-Pb-sulphosalts from pyrite ores and quartz veins at Yuzhka occurrence

Компоненты Component	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Fe (%)	20,04	14,64	5,64	5,80	4,49	5,62	5,62	5,48		3,28	2,25	4,85
Pb					34,24	35,30	35,78	37,38	52,67	50,55	55,98	55,06
Cu	34,75	36,43	36,58	37,45								
Sb	10,49	14,38	24,57	28,25	38,65	35,96	35,44	32,97	28,53	26,74	20,75	17,81
S	34,71	34,54	33,20	28,49	22,62	23,13	23,17	24,17	18,81	19,43	21,0	22,48
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
№ обр. sample no.	635a/ 263.5	635a/ 263.5	635a/ 263.5	607/ 230.2	630/ 54.8	630/ 54.8	607/ 315.3	607/ 315.3	607/ 230.2	С607/ 230.2	607/ 230.2	С607/ 230.2
№ точки point no.	22-1	22-3	23-1	8-1	37-1	38-1	8-1	19	2-1	18-1	7-1	19

Примечание. 1, 2 – Sb-содержащий халькопирит в кайме халькопирита; 3, 4 – тетраэдрит $Cu_{12}(SbS_3)_4S$; 5 – плагионит $Pb_5Sb_8S_{17}$; 6-8 – джемсонит $FePb_4Sb_6S_{14}$; 9, 10 – семсейит $Pb_9Sb_8S_{21}$; 11, 12 – буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$.

Note. 1, 2 – Sb-bearing chalcopyrite in the flange of chalcopyrite; 3, 4 – tetrahedrite $Cu_{12}(SbS_3)_4S$; 5 – plagiionite $Pb_5Sb_8S_{17}$; 6-8 – jamesonite $FePb_4Sb_6S_{14}$; 9, 10 – semseyite $Pb_9Sb_8S_{21}$; 11, 12 – boulangerite $Pb_5Sb_4S_{11}$.

Таблица 3. Химический состав сульфоарсенидов и теллуридов из колчеданных руд проявления Южка

Table 3. Chemical composition of sulphoarsenides and tellurides from pyrite ores at Yuzhka occurrence

Компоненты Components	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fe (%)	9,67	8,30	8,33	6,22	5,40	7,47	11,48	12,20	11,52	
Co	12,80	17,04	12,58	18,49	15,85	16,22	0,77		3,92	
Ni	10,44	10,01	10,75	11,71	10,39	9,64	20,65	20,33	17,84	17,42
As	45,04	43,08	44,74	43,30	46,45	43,47	43,74	44,12	44,14	
S	22,04	21,57	23,61	20,69	21,94	23,20	21,13	21,13	22,59	
Te										82,58
Σ	100	100	100	100	100	100	100	97,77	100	100
№ обр. sample no.	635/205	630/54.8					630/54.8			635/263.5
№ точки point no.	4-1	33-1	33-2	33-3	33-4	40-1	12-1	13-1	28-1	4-1

Примечание. 1-6 – кобальтин (Fe, Ni, Co) (AsS); 7-9 – герсдорфит (Ni, Fe) (AsS); 10 – мелонит (NiTe).

Note. 1-6 – cobaltite (Fe, Ni, Co) (AsS); 7-9 – gersdorffite (Ni, Fe) (AsS); 10 – melonite (NiTe).

Минеральные ассоциации неокисленных колчеданных руд и раздробленных кварцевых жил

Колчеданные руды на участке Южка были подсечены в нижних частях разреза, в частности, в скважине С-635 на глубине 260–300 м (рис. 2, б). В тектонической зоне колчеданные руды подверглись дроблению и интенсивному окислению. Для них характерны брекчиевидные текстуры, сохранившиеся кубические и раздробленные кристаллы пирита, сцементированные гематитом (рис. 3, е). Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом (рис. 3, ж). Реже в пи-

рите встречаются включения сфалерита, галенита, единичные зерна пирротина, мелонит (NiTe), сульфосоли и сульфоарсениды (табл. 2, 3). Сульфосоли представлены Pb-Sb-S- и Cu-Fe-Sb-S- фазами (рис. 3, з, и), такими как семсейит, тетраэдрит, джемсонит, плагионит, буланжерит, сульфоарсениды – кобальтином, герсдорфитом. Халькопирит замещается стиббио-халькопиритом. В обломках кварцевых жил установлены пирит, сульфосоли, кобальтин и герсдорфит.

При окислении колчеданов на начальных стадиях сначала наблюдается потемнение пирита, происходит образование «кружевных» пленок гематита, затем он замещается гемати-

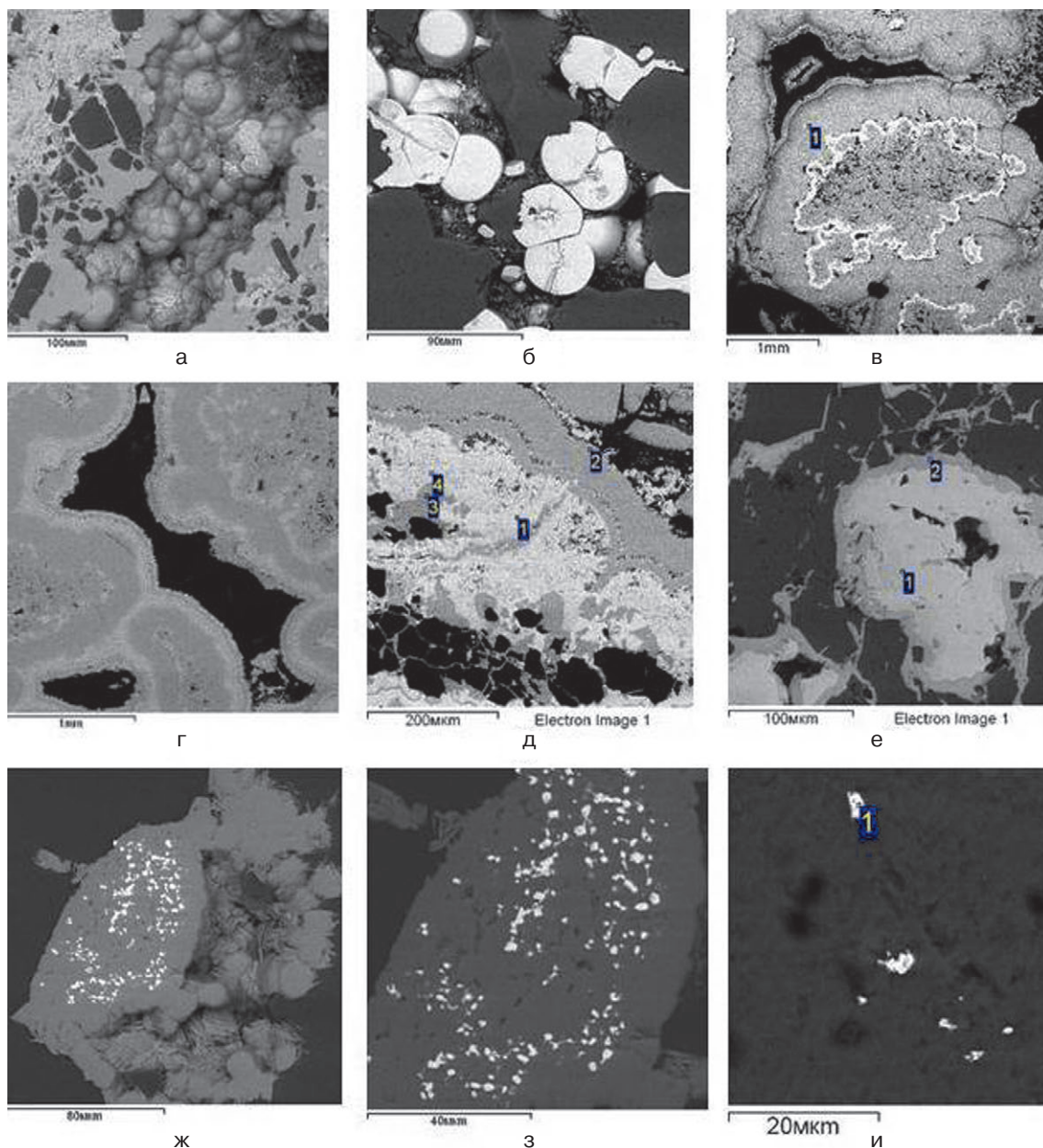


Рис. 4. Минеральные ассоциации и морфология минералов зоны окисления участка Южка:

а – почки гетита в брекчии вмещающих сланцев (628-165-3); б – почки гетита в песчаниках (628-155-11); в, г, д – зональные гетит-гематитовые образования в плотных лимонитах (в – 607–276.5–3; г – 635-191-2; д – 635-205-13: гематит – 1, 4, гетит – 2, 3); е – гематит (1) замещается гетитом (2) (630–54.8–3); ж, з – золото в гетите (629-171-6; 5); и – золото (1) в рыхлой лимонитовой массе (606–223.3–10)

Fig. 4. Mineral associations and their intergrowth morphology in the oxidation zone of Yuzhka occurrence:

а – goethite buds in host schist breccia (628-165-3); б – goethite buds in sandstones (628-155-11); в, г, д – zonal goethite-hematite units in consolidated limonites (в – 607–276.5–3; г – 635-191-2; д – 635-205-13: hematite – 1, 4, goethite – 2, 3); е – hematite (1) is replaced by goethite (2) (630–54.8–3); ж, з – gold in goethite (629-171-6; 5); и – gold (1) in unconsolidated limonite mass (606–223.3–10)

том и гидроксидами железа (рис. 4). Халькопирит в кайме иногда обрастает Sb-содержащей фазой, а при окислении замещается сначала борнитом, затем халькозином и гематитом, галенит – англезитом и Pb-Al-P-фазой. Гораздо реже в сростании с лимонитом встречаются новообразованные барит, торитофосфат.

Следует также отметить, что первичные минералы, такие как кобальтин, герсдорфит, арсенопирит, сульфосоли (Pb, Cu, Fe), известны и достаточно широко распространены на Эльмусской площади на участках Гавшланная и Талпус [Олейник и др., 2013; Кулешевич, 2016].

Таблица 4. Фазовый рентгеновский анализ образцов лимонитовой зоны (%)

Table 4. Phase X-ray analysis of samples from the limonite zone (%)

Минерал Mineral	1	2	3	4	5	6	7
гетит goethite	100		33,4		35,8	61,2	20,8
гематит hematite		60,4	49,9	76,3	43,4	30,6	31,9
кварц quartz		39,6	16,7	23,7	20,8	8,2	47,3
образец sample	628/164.86	628/156.35	629/169.85	629/171.8	629/177.8	635/191.5	635/205.6

Лимонитовая зона окисления

Зона окисления развивается по колчеданам и вмещающим породам. Замещение лимонитом хлоритсодержащих сланцев и колчеданов сопровождается образованием рыхлых и пористых отложений и более плотной железной шляпы. Обломки пород и кварцевых жил цементируются лимонитовыми охрами, гематитом, обрастают зональными почками и игольчатым гетитом (рис. 4).

Вся зона в целом представляет собой желтовато-коричневую (ржавую) рыхлую, пористую либо плотную сцементированную неоднородную Fe-O-руды, иногда с большим количеством кварцевых обломков и сильно ожелезненных, замещенных лимонитом, вмещающих пород. Текстуры лимонитов обломочные, натечные, почкообразные, рыхлые, зональные, кокардовые, брекчиевидные (рис. 3, 4), структуры – неоднородные и неравномерно-зернистые. При окислении колчеданных руд развивается зональность: 1 – зона раздробленных и слабоизмененных пиритовых руд, 2 – пирит-гематитовая и 3 – лимонитовая (гематит-гетитовая) зона большой мощности. Зоны окисления по колчеданным рудам (площадные и линейные) развиваются на многих месторождениях мира и особенно распространены в южных широтах. Развита она на Урале, были обнаружены и в более северных широтах, как, например, проявление Хребта Серповидного на Кольском полуострове [Коган и др., 2011].

Лимонитовая зона окисления участка Южка представляет собой минеральную смесь гематита и гетита с незначительным количеством нерудных минералов – кварца, серицита, иногда хлорита. Для диагностики оксидов и гидроксидов железа были проведены рентгеновский, термический анализы и рамановская спектроскопия (рис. 5, 6). По линиям на рентгенограммах в проанализированных образцах установлены гетит, гематит, кварц в разных соотношениях (табл. 4, рис. 5).

Образец № 1 (628/164.86) содержит 100 % гетита (табл. 4), его главные линии на рентгенограмме (1): 4.982; 4.182 (100); 2.693; 2.490; 2.449; 2.189. В образцах №№ 2, 4 (628/156.35; 629/171.8) преобладает гематит и присутствует кварц. Главные линии гематита (рис. 5): 4.258; 2.700; 2.518; 1.842; 1.695. В остальных образцах №№ 3, 5–7 (табл. 4) и 3, 5 (рис. 5) в разных соотношениях присутствуют все три фазы.

Данные термического анализа рыхлой лимонитовой охры показали, что переход гидроксидов в α-гематит происходит при температуре около 324°, дегидратация – в интервале 20–361 °С. При нагревании от 20 до 280° потеря в весе составила 7,3 %, до 361° – 4,5 % за счет выделившейся воды (H₂O, OH⁻). Сумма потерь составила 11,8 %, что может соответствовать гетиту (до 10–12 %), отчасти с примесью гидрогетита (до 12–14 % воды).

Рамановский спектроскопический анализ и сравнение полученных спектров с базой RRUFF подтвердили присутствие в образцах лимонитовых минеральных смесей (имеющих разный внешний вид, цвет, плотность) нескольких фаз. Лимониты (рыхлые, плотные пористые или натечные) представлены гетитом (или тонкодисперсным гетитом-гидрогетитом) либо сростанием гематита с гетитом (рис. 6). Для гетита (рис. 6, а) основными диагностическими линиями являются полосы (в см⁻¹): 301, 315, 390, 402, 430, 491, 553, 565, 692. Полученные рамановские спектры рыхлых лимонитовых смесей сопоставимы с диагностическими спектрами гетита в зоне окисления колчеданных руд Печенгской структуры [Компанченко и др., 2017], в наших образцах не был установлен только лепидокрокит. Для образцов с преобладанием гематита (рис. 6, б) присущи следующие максимумы (в см⁻¹): 228, 242, 295, 306, 410, 426, 514, 628, 674. В средней и частично верхней части зоны окисления образцы обычно представлены сростанием гематита и гетита, в нижней (по колчеданам) – преобладает гематит.

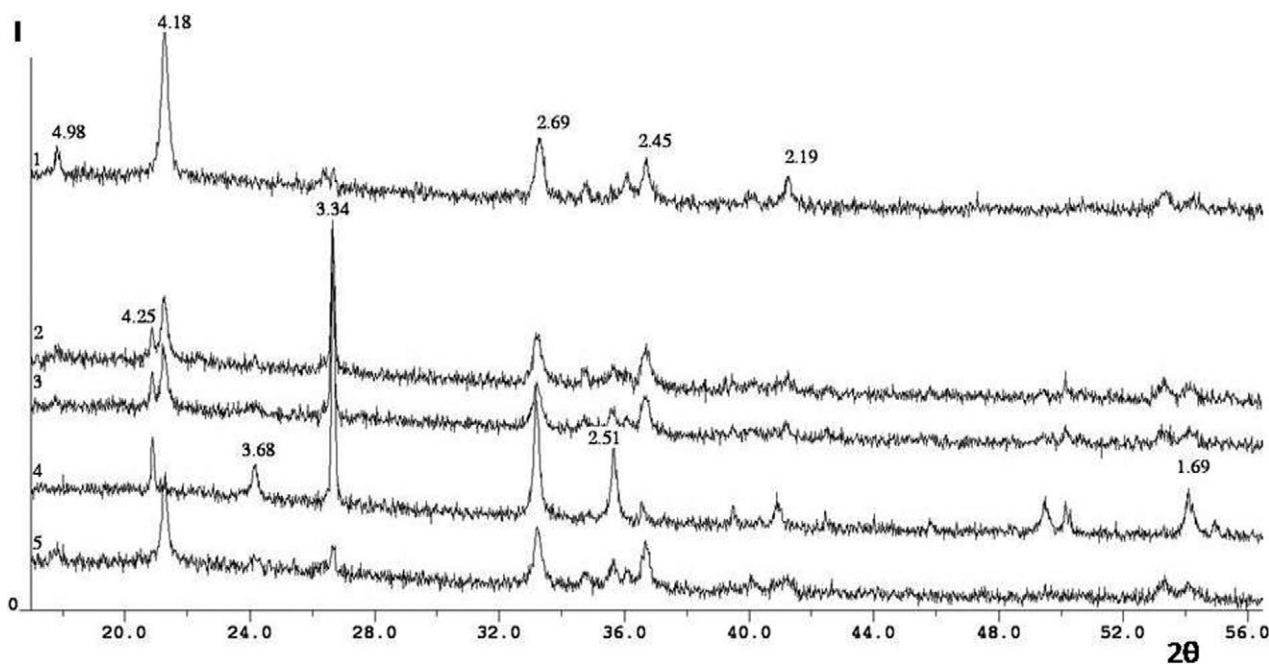


Рис. 5. Рентгенограммы образцов лимонитов: 1 – гетит, кварц, 2–5 – гематит, кварц, гетит (I – интенсивность, 2θ – угол)

Fig. 5. X-ray photographs of limonite mixtures: 1 – goethite, quartz; 2–5 – hematite, quartz, goethite (I – intensity, 2θ – angle)

Благороднометаллическая минерализация

Благороднометаллическая минерализация приурочена к гетит-гематитовой зоне нижней части геологического разреза, развивающейся по окисленным колчеданным рудам [Кулешевич, Сенькин, 2015]. Золото тонкодисперсное (обнаружено в аншлифах скважин 635, 629, 628, 606). Размер золотинок составляет 1–5 мкм, встречаются чешуйчатые и пленочные формы (рис. 4, ж–и). Золото обычно высокопробное, содержит 1–10 % Ag.

Было установлено, что на участке Южка золото встречается преимущественно как новообразованное в лимонитовой массе и непосредственно в почках гетита. В кварцевых обломках отдельных изученных образцов обнаружены редкие сохранившиеся сульфиды и сульфосоли, золотинок встречено не было, в окисленных колчеданах отмечены единичные зерна.

Содержание Au в верхней части лимонитовой зоны составляет 0,13–0,37 г/т, в нижней части лимонитовой зоны (глубина 200–250 м) – 1,03–1,36 г/т (табл. 1, ICP-MS анализ, выполнен в ИГ КарНЦ РАН). По данным бурения, проведенного компанией ООО «Индустрия», оруденение прослежено на глубину до ~300 м: мощность отдельных Au-содержащих рудных тел колеблется от долей метра до 10–13 м, содержание Au колеблется, в среднем составляя 1,72–2,6 г/т, и достигает 13,2 г/т.

Заключение

Лимонитовая минеральная смесь в зоне окисления проявления Южка сложена гематитом, гетитом, что подтверждается методами рентгеновского, термического анализа и рамановской спектроскопии. Они встречаются в плотных кавернозных и натечных формах, охрах и рыхлых образованиях с обломками кварца, сланцев и кварцито-песчаников. Гидроксиды (гетит и отчасти гидрогетит) образуются ближе к поверхности в сильно обводненной зоне. Гетит установлен в рыхлых частях зоны окисления, охрах (отчасти в сростании с гидрогетитом), плотных образованиях, натечных почках и игольчатых кристаллах. Зональные почки гетита с гематитом имеют кокардовые текстуры. Сростание гетита и гематита – наиболее часто устанавливаемая ассоциация, развитая в центральной части зоны и распространенная вплоть до нижних уровней, подсеченных скважинами. Тем не менее гематит преобладает в нижних частях зоны, он образуется непосредственно при окислении раздробленных колчеданов. Гематит замещается гетитом, встречается в зональных прорастаниях с ним, а также рыхлых и пористых образованиях.

Лимонитовая зона содержит до 30–95 % окисленного железа, потери при прокаливании лимонитов составляют 6–16 %. В лимонитовой массе сохраняются угловатые обломки кварце-

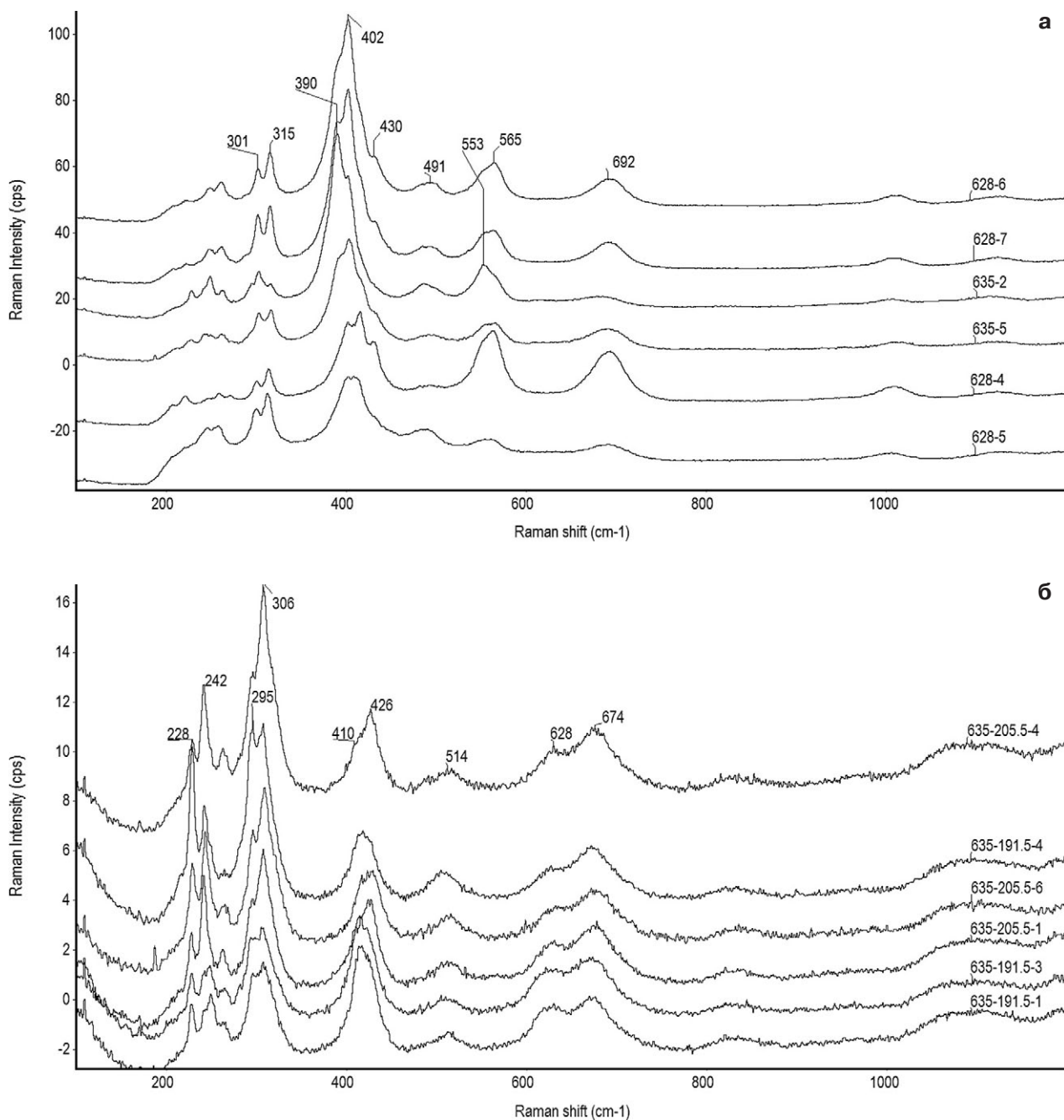


Рис. 6. Рамановские спектры лимонитовых минеральных смесей, проявление Южка: а – гетит, б – гематит с примесью гетита

Fig. 6. Raman spectra of limonite mineral mixtures from Yuzhka occurrence: а – goethite, б – hematite, with goethite impurity

вых жил, в которых встречаются неокисленные вкрапленные кристаллы сульфидов, сульфосолей, сульфоарсенидов и установлены редкие обломки аксессуарных минералов (рутил, апатит, циркон, монацит, ксенотим). В нижней части геологического разреза выявлен горизонт брекчированных колчеданных руд, сильно окисленных и сцементированных гематитом.

Соответственно, в лимонитовой зоне окисления кардинально меняется вещественный и химический состав первичных пород и руд.

В лимонитовой зоне установлены повышенные концентрации Cu, As, Sb, Pb и несколько повышенные концентрации Co, Ni, что сопоставимо с элементным составом колчеданных руд участка Южка и проявления Талпус, распо-

ложенных в южной части площади, и подтверждает образование лимонитовых зон по подобным рудам. Окислению подвержены не только сульфиды колчеданных руд, но и все железосодержащие минералы карбонат-слюдисто-хлоритовых сланцев. Источником золота и элементов-спутников, как предполагается, могли быть как окисленные колчеданы, так и рудная минерализация раздробленных кварцевых жил. Золото выделяется в тонкодисперсной форме в виде чешуек и пленок в почках гетита и рыхлой массе. Содержание золота в зоне окисления – 1–13,2 г/т, ресурсы составляют 5,37 т (по данным ООО «Индустрия»). Благороднометалльная минерализация представлена тонкодисперсным (1–5 мкм) высокопробным золотом с содержанием Ag 1–10 %. По генезису рудопоявление представляет собой современную линейную кору выветривания и зону окисления по колчеданным рудам и вмещающим сланцам бергаульской свиты, содержащим кварцевые жилы, которые могли быть источником гипергенного золота.

Литература

Булавин А. В., Добрынина Д. Н., Олейник И. Л. Новые данные о золотонности Эльмусской площади (Центральная Карелия) // Золото Фенноскандинавского щита: Мат-лы междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 16–19.

Иванов Д. В., Лохов К. А. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из гранитного массива Талпус (Эльмусская площадь, центральная Карелия) // Материалы IV Междунар. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. С. 431–435.

Коган В. В., Мудрук С. В., Волошин А. В., Балаганский В. В. Морфология гетита и первые данные по минералогии коры выветривания – «железной шляпы», Серповидный хребет, Кейвы, Кольский полуостров // Мат-лы науч. сессии, посвящ. Дню российской науки и 55-летию КО РМО ГИ КНЦ РАН / Под ред. Ю. Л. Войтеховского. Апатиты, 2011. С. 51–57.

Компанченко А. А., Волошин А. В., Сидоров М. Ю. Минералы железа в зоне окисления колчеданных руд Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион: индентификация методом рамановской

спектроскопии // Вестник МГГУ. 2017. Т. 20, № 1/1. С. 95–103.

Кулешевич Л. В. Педролампи – золото-сульфидное месторождение в докембрии Карелии // ДАН. 2008. Т. 422, № 6. С. 1–5.

Кулешевич Л. В., Дмитриева А. В., Лавров О. Б., Иванов Д. В. Эльмусская зеленокаменная структура: эволюция интрузивного магматизма, изменения пород и рудная минерализация (Центральная Карелия) // XII Всероссийское петрографическое совещание 15–20 сентября 2015 г. Петрозаводск, 2015а. С. 441–444.

Кулешевич Л. В., Лавров О. Б. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 140–158.

Кулешевич Л. В., Лавров О. Б., Дмитриева А. В. Золото-сульфоарсенидная минерализация проявления Талпус, Эльмусская площадь, Карелия // XII Всероссий. с междунар. участием Ферсмановская науч. сессия, посвященная 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф. П. Митрофанова, 6–7 апреля. Апатиты, 2015б. С. 130–134.

Кулешевич Л. В., Сенькин Н. Н. Рудная минерализация золото-гетит-гематитового проявления Южка, Центральная Карелия // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология (РКВ-2015): XV Междунар. совещ. Пермь: ГНИУ, 2015. С. 125–126.

Кулешевич Л. В. Золото-сульфоарсенидная минерализация Эльмусской площади, Карелия // Федоровская сессия 2016: Мат-лы междунар. науч. конф. СПб.: РМО, 2016. С. 143–145.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.

Олейник И. Л., Кулешевич Л. В., Лавров О. Б., Иванов Д. В. Рудно-формационные типы и минеральные ассоциации золоторудных объектов Эльмусской площади // Золото Фенноскандинавского щита: Мат-лы междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 141–145.

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Антропова Е. А. Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 5–17.

Поступила в редакцию 19.01.2018

References

Bulavin A. V., Dobrynina D. N., Oleinik I. L. Novye dannye o zolotonosti El'musskoi ploshchadi (Tsentral'naya Kareliya) [New data on the gold potential of the Elmus area, Central Karelia]. *Zoloto Fennoskandinavskogo shchita: Mat-ly mezhd. konf.* [Proceed. Int. Conf. Gold of the Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2013. P. 16–19.

Ivanov D. V., Lokhov K. A. Pervye dannye o U-Pb vozraste tsirkonov iz granitnogo 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]. *Mat-ly IV Mezhdunar. nauch.-prakt. konf. molod. uchenykh i spetsialistov pamyati akad. A. P. Karpinskogo* [Proceed.

Acad. A. P. Karpinsky 4th Int. Practical and Training Conf. of Young Scientists and Specialists]. St. Petersburg: VSEGEI, 2015. P. 431–435.

Kogan V. V., Mudruk S. V., Voloshin A. V., Balagan-skii V. V. Morfologiya getita i pervye dannye po mineralogii kory vyvetrivaniya – zheleznoi shlyapy, Serpovidnyi khrebet, Keivy, Kol'skii poluostrov [Goethite morphology and the first data on the mineralogy of the weathering crust – iron hat, Crescentiform Ridge, Keivy, Kola Peninsula]. *Mat-ly nauch. sessii, posvyashch. Dnyu rossiiskoi nauki i 55-letiyu KO RMO GI KNTs RAN* [Proceed. Scientific Conf. held to celebrate Russ. Science Day and the 55th anniv. KB RMS GI KSC RAS]. Apatity, 2011. P. 51–57.

Kompanchenko A. A., Voloshin A. V., Sidorov M. Yu. Mineraly zheleza v zone okisleniya kolchedannykh rud Yuzhno-Pechengskoi strukturnoi zony, Kol'skii region: identifikatsiya metodom ramanovskoi spektroskopii [Iron minerals in the oxidation zone of pyrite ores in the South Pechenga structural zone, Kola Region: identification by the Raman spectroscopy method]. *Vestnik MGGU* [Vestnik of MSTU]. 2017. Vol. 20, no. 1/1. P. 95–103.

Kuleshevich L. V. Pedrolampi – zoloto-sul'fidnoe mestorozhdenie v dokembrii Karelii [Pedrolampi – a Precambrian gold-sulphide deposit in Karelia]. *DAN* [Dokl. Earth Sciences]. 2008. Vol. 422, no. 6. P. 1–5.

Kuleshevich L. V., Dmitrieva A. V., Lavrov O. B., Ivanov D. V. El'muskaya zelenokamennaya struktura: evolyutsiya intruzivnogo magmatizma, izmeneniya porod i rudnaya mineralizatsiya, Tsentral'naya Kareliya [Elmus greenstone structure: evolution of intrusive magmatism, rock alterations and ore mineralization, Central Karelia]. *XII Vserossiiskoe petrograficheskoe soveshchanie 15–20 sentyabrya 2015 g.* [The 12th All-Russ. Petrographic Meeting, Sept. 15–20, 2015]. Petrozavodsk, 2015a. P. 441–444.

Kuleshevich L. V., Lavrov O. B. Mestorozhdenie Pedrolampi i zolotorudnye proyavleniya El'muskoi ploshchadi [Pedrolampi deposit and gold occurrences in the Elmus area]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and Mineral Resources of Karelia]. Iss. 10. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2007. P. 140–158.

Kuleshevich L. V., Lavrov O. B., Dmitrieva A. V. Zoloto-sul'foarsenidnaya mineralizatsiya proyavleniya Talpus, El'muskaya ploshchad', Kareliya [Gold-sul-

phoarsenide mineralization of Talpus occurrence, Elmus area, Karelia]. *XII Vseros. s mezhd. uchastiem Fersmanovskaya nauch. sessiya, posvyashch. 80-letiyu so dnya rozhdeniya akad. RAN F. P. Mitrofanova*, 6–7 aprelya [The 12th All-Russian/Int. Fersman Scientific Session held to celebrate the 80th anniv. of RAS Academician F. P. Mitrofanov, April 6–7]. Apatity, 2015b. P. 130–134.

Kuleshevich L. V., Sen'kin N. N. Rudnaya mineralizatsiya zoloto-getit-gematitovogo proyavleniya Yuzhka, Tsentral'naya Kareliya [Ore mineralization of Yuzhka gold-goethite-hematite occurrence, Central Karelia]. *Rossypi i mestorozhdeniya kor vyvetrivaniya: izucheniye, osvoenie, ekologiya RKV-2015: XV Mezhdunar. soveshch.* [The 15th Int. Conf. Placers and deposits in weathering crusts: study, development and ecology RKV-2015]. Perm': GNIU, 2015. P. 125–126.

Kuleshevich L. V. Zoloto-sul'foarsenidnaya mineralizatsiya El'muskoi ploshchadi, Kareliya [Gold-sulphoarsenide mineralization in the Elmus area, Karelia]. *Fedorovskaya sessiya 2016: Materialy mezhd. nauch. konf. [Fedorov Session 2016: Proceed. Int. Scientific Conf.]*. St. Petersburg: RMO, 2016. P. 143–145.

Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya [Mineral raw materials base of the Republic of Karelia]. Petrozavodsk: Kareliya, 2005. 280 p.

Oleinik I. L., Kuleshevich L. V., Lavrov O. B., Ivanov D. V. Rudno-formatsionnye tipy i mineral'nye assotsiatsii zolotorudnykh ob'ektov El'muskoi ploshchadi [Ore-facies types and mineral associations of gold ore sequences in the Elmus area]. *Zoloto Fennoskandinskogo shchita: Mat-ly mezhd. konf. [Proceed. Int. Conf. Gold of the Fennoscandian Shield]*. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2013. P. 141–145.

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 litokhimicheskaya kharakteristika [Neoarchean pull-apart basins in the Central Karelian terrane: rock sequences and lithochemical description]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and Mineral Resources of Karelia]. Iss. 8. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. P. 5–17.

Received January 19, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Кулешевич Людмила Владимировна

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: kuleshev@krc.karelia.ru

Олейник Иван Леонидович

главный геолог
ООО «Индустрия», Петрозаводск
эл. почта: OleynikIL@polimetal.ru

CONTRIBUTORS:

Kuleshevich, Lyudmila

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

Oleinik, Ivan

Industria LLC, Petrozavodsk
e-mail: OleynikIL@polimetal.ru

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4 + 550.8.05

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ШУНГИТОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ ОНЕЖСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Ю. Е. Дейнес

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

Проведены исследования максовитов купольных залежей Онежской структуры в разных шунгитоносных горизонтах заонежской свиты палеопротерозоя Карелии. По составу минеральной компоненты максовиты разделены на пять групп: тип силлиты, классы: суперсиллиты, нормосиллиты, миосиллиты, гиперсиллиты, тип сиаллиты. Выявлены закономерности изменения литохимических особенностей максовитов в зависимости от их стратиграфического положения, а также в пределах самих купольных построек.

Ключевые слова: максовиты; петрохимические модули; стратиграфия.

Yu. E. Deines. LITHOCHEMICAL FEATURES OF SHUNGITE ROCK HORIZONS IN THE ONEGA STRUCTURE

Maksovite of the Onega structure dome deposits was studied. It is found at different stratigraphic levels of the Palaeoproterozoic Zaonezhye Formation in Karelia. Maksovite was classified into five groups by the composition of their mineral component: classes super-sillites, normosillites, miosillites, hypersillites of the sillite type, and siallite type. Changes in the lithochemical characteristics of maksovite depending on their stratigraphic position and location within the dome structures were revealed.

Key words: maksovite; petrochemical modules; stratigraphy.

Введение

Онежская синклинозная структура уникальна по накоплению органического углерода в раннем протерозое. Для шунгитоносных пород Фенноскандинавского щита она является стратотипической. Основная масса органиче-

ского углерода заключена в верхней подсвите заонежской свиты людиковийского надгоризонта (2,1–1,92 млрд лет). В пределах заонежской свиты С. В. Купряковым [1988] было выделено девять горизонтов шунгитоносных пород. Горизонты выделяются условно как наиболее обогащенные $C_{орг.}$ участки слоистой толщи. Они

сохраняют свое первично-слоистое строение (переслаивание). Максимальное содержание $C_{орг.}$ – в наиболее тонких пелитовых и алевролитовых компонентах, как правило, первично-глинистого, глинисто-кремнистого состава. Нумерация шунгитоносным горизонтам дана по стратиграфии (снизу вверх в пределах второй пачки верхней подсвиты). До сих пор существует проблема однозначной идентификации принадлежности шунгитоносных пород к тому или иному шунгитоносному горизонту. В ряде случаев проблема решается с помощью геофизических методов. Например, восьмой горизонт уверенно отличается от всех других повышенным содержанием урана, поэтому при проведении гамма-каротажа скважин или наземной гамма-съемки горизонт выделяется по гамма-реперу [Филиппов, Есипко, 2016]. Известно также закономерное изменение изотопного состава углерода в пределах верхней подсвиты: второй, шестой и седьмой горизонты уверенно выделяются по значению параметра $\delta^{13}C_{орг.}$ К сожалению, названные методы дорогостоящие и не всегда доступные. По этой причине существует потребность в разработке альтернативных методов определения стратиграфического положения шунгитоносных горизонтов. В работе сделана попытка выявления особенностей химического состава минеральной основы максовитов как в залежах, развитых по горизонтам, находящимся на разных стратиграфических уровнях, так и в пределах самих купольных залежей максовитов.

Характеристика объекта исследования

Объектом исследования являлись десять залежей максовитов Онежского синклинория, развитые по разным шунгитоносным горизонтам: одна по второму, одна по четвертому и восемь по шестому шунгитоносному горизонту. Максовиты – шунгитоносные породы с содержанием $C_{орг.}$ от 10 до 45 %, серовато-черные, матовые, плотные, пелитоморфные [Филиппов, 2002]. Всего было исследовано более 300 образцов максовитов.

Материалы и методы

Для характеристики использовалась химическая классификация и система петрохимических модулей для осадочных пород, предложенная Я. Э. Юдовичем и М. П. Кетрис [2000]. Данные химических анализов пересчитывались на безуглеродистую основу (минеральную компоненту максовитов), и, соответственно, назва-

ния типов, классов и др. согласно классификации даны для минеральной компоненты.

Определение содержания петрогенных элементов в пробах выполнялось методами количественного химического анализа [Пономарев, 1961]. Работы проводились в Аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

Результаты и обсуждение

Для выявления различий максовитов были рассчитаны следующие петрохимические модули: гидролизатный – $ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$, титановый – $ТМ = TiO_2 / Al_2O_3$, железный – $ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$, фемический – $ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$, модуль нормированной щелочности – $НКМ = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$, алюмокремниевый – $АМ = Al_2O_3 / SiO_2$, щелочной – $ЩМ = Na_2O / K_2O$, а также сумма щелочей ($Na_2O + K_2O$); многолетняя практика использования показала их эффективность при изучении осадочных пород [Юдович, Кетрис, 2000].

Содержание $C_{орг.}$ в изученных образцах изменяется в широких пределах (от 10 до 45 мас. %), все они относятся к типу кахитолитов [Юдович, Кетрис, 2000]. По составу минеральной компоненты максовиты разделяются на пять основных групп (табл.).

Наблюдается положительная корреляция между ГМ и суммой $Na_2O + K_2O$ (рис. 1). Щелочной модуль ЩМ имеет значение >1 для сиаллитов и <1 для силитов. Во всех исследуемых объектах существует отчетливая обратная зависимость между содержанием SiO_2 и Al_2O_3 , причем количество $C_{орг.}$ в породах увеличивается с увеличением доли глиноземистой составляющей.

По содержанию кремнезема и глинозема выделяются глиноземистые, кремнистые и промежуточные группы максовитов, причем в группе кремнистых максовитов можно выделить несколько подгрупп пород, которые при одинаково высоком содержании кремнезема различаются содержанием других элементов.

Обратим внимание на рис. 2. Здесь выделяется отчетливый «тренд максовитов», причем значительная часть точек фиксируется в нижнем левом углу диаграммы. Можно заметить некоторую закономерность: наиболее щелочными и имеющими высокий АМ являются максовиты залежи, развитой по II шунгитоносному горизонту. Менее щелочные и с пониженным АМ – максовиты залежи, развитой по IV шунгитоносному горизонту. Максовиты залежей,

Состав минеральной компоненты максовитов
Composition of mineral component of maksovites

Тип породы Type of rocks	n	SiO ₂ , %		Al ₂ O ₃ , %		C _{орг.} %
		диапазон range	среднее average	диапазон range	среднее average	среднее average
Гиперсилиты, ГМ ≤ 0,05 Hypersilites, GM ≤ 0,05	13	91,14–95,38	93,45	1,62–3,57	2,59	25,18
Суперсилиты, ГМ = 0,051–0,10 Supersilites, GM = 0,051–0,10	108	86,29–93,38	89,84	2,13–7,07	4,64	29,69
Нормосилиты, ГМ = 0,11–0,20 Normosilites, GM = 0,11–0,20	95	77,74–87,71	84,19	3,94–11,40	6,96	34,52
Миосилиты, ГМ = 0,21–0,3 Miosilites, GM = 0,21–0,3	6	69,17–77,58	73,94	9,48–17,09	12,67	39,49
Сиаллиты, ГМ = 0,31–0,55 Siallites, GM = 0,31–0,55	3	66,67–69,90	68,03	13,97–15,00	14,44	37,15

Примечание. Составы пересчитаны на безуглеродистую составляющую (минеральную компоненту максовитов). n – количество образцов.

Note. Compositions were recounted on carbon free component (mineral component of maksovites). n – number of samples.

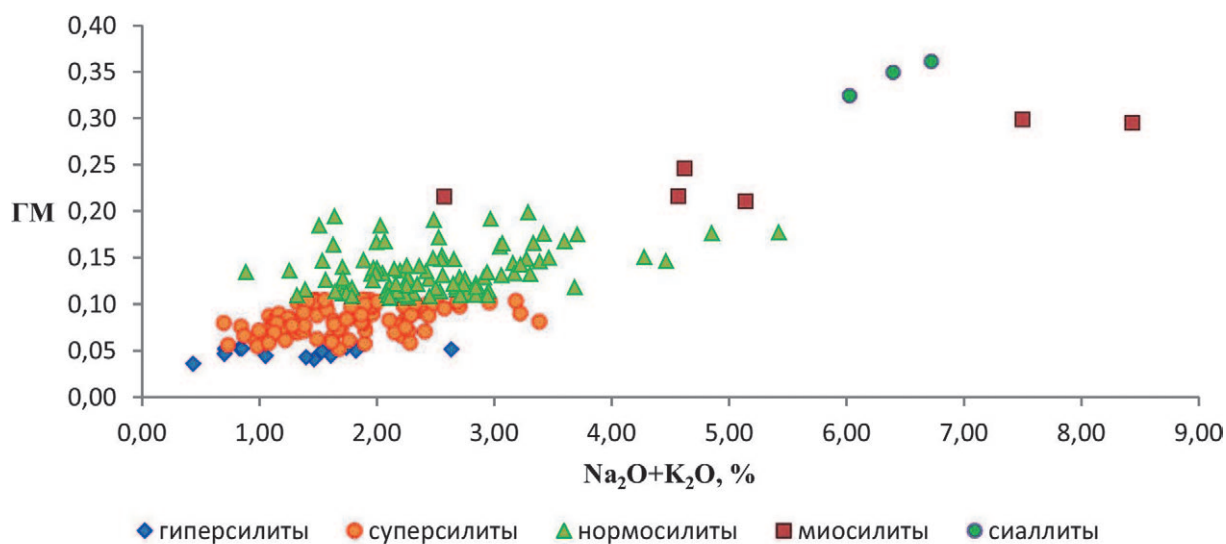


Рис. 1. Модульная диаграмма ГМ – Na₂O+K₂O
Fig. 1. Modular diagram GM – Na₂O+K₂O

развитых по VI шунгитоносному горизонту, представляют собой породы наименее щелочные, с пониженным значением АМ.

Помимо сравнения максовитов залежей, развитых по разным шунгитоносным горизонтам, было проведено исследование максовитов внутри отдельной залежи – Максовской. Так как залежь примерно на ¼ эродирована, исследовать апикальную часть купола невозможно. Было отобрано и проанализировано 75 проб, как из обнажений, так и из керна буровых скважин.

По составу минеральной компоненты максовиты подразделяются на три группы: тип силиты, класс суперсилиты (ГМ = 0,051–0,10) (образцы кровли залежи), тип силиты, класс нормосилиты (ГМ = 0,11–0,20) (образцы центральной части тела и подошвы залежи). От-

личие максовитов разных частей залежи наиболее четко проявляется на диаграмме ГМ – Na₂O+K₂O (рис. 3).

Как уже отмечалось, при общей высокой кремнистости минеральной основы максовитов различных тел содержание C_{орг.} в них связано со слюдистой (первично глинистой) составляющей. Поэтому на приведенной диаграмме все выделенные поля в принципе можно объединить в общий «тренд максовитов». Тренд можно подразделить на три отдельные группы, которые соответствуют различным частям залежи: подошве, центральной части тела и кровле, что подтверждает предположение о дифференциации по плотности и вязкости органо-минерального комплекса в процессе развития складок нагнетания.

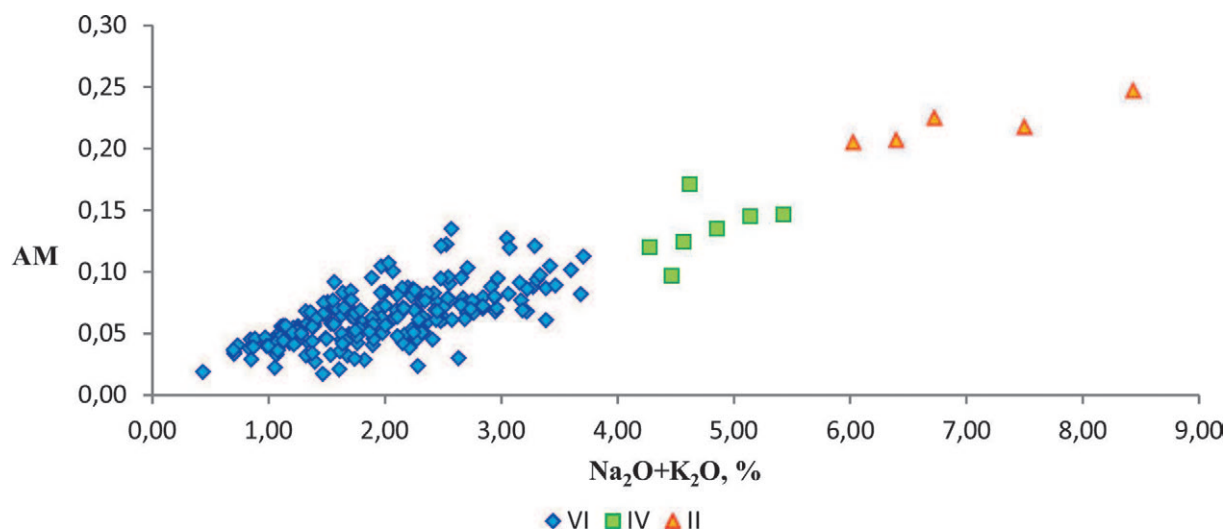


Рис. 2. Модульная диаграмма AM – Na₂O+K₂O

Fig. 2. Modular diagram AM – Na₂O+K₂O

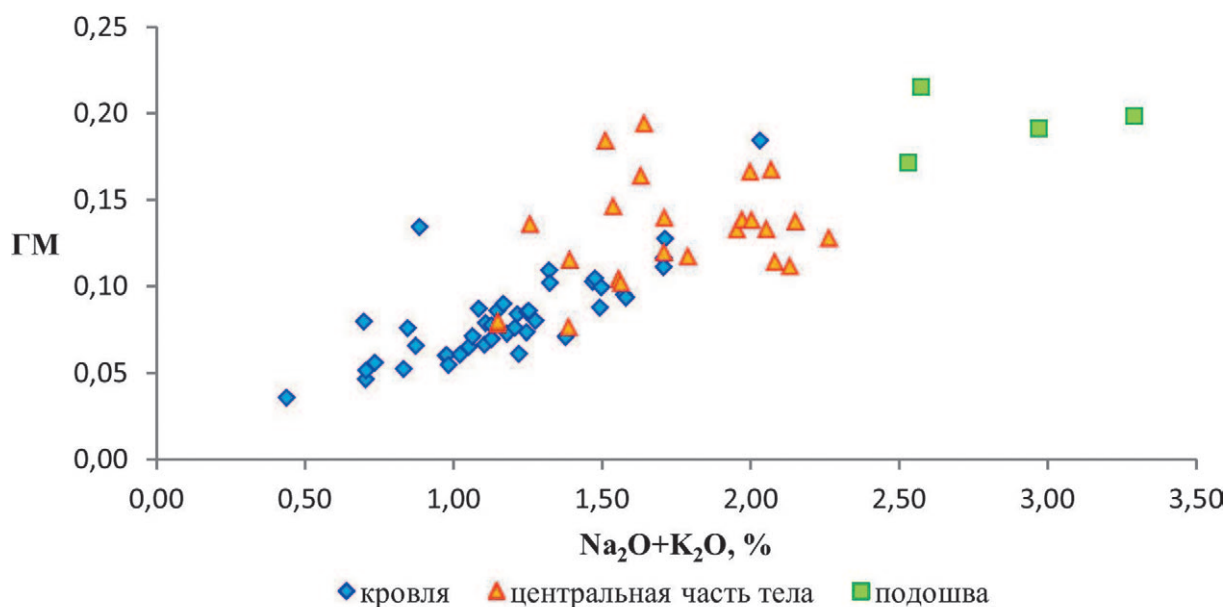


Рис. 3. Модульная диаграмма GM – Na₂O+K₂O для максовитов Максовской залежи

Fig. 3. Modular diagram GM – Na₂O+K₂O for maksovitites of the Maksovo deposit

Можно предположить, что для апикальных частей купольных структур «тренд максовитов» будет более выраженным.

Заключение

В максовитах наблюдается прямая зависимость между суммой щелочей (Na₂O+K₂O) и алюмокремниевым модулем (Al₂O₃/SiO₂), а также отчетливая обратная зависимость между содержанием SiO₂ и Al₂O₃. Породы более высоких горизонтов менее щелочные, более кремнистые, чем нижежащие. Для выявления

литохимических признаков в пределах залежи максовитов были исследованы образцы Максовской залежи. Максовиты подошвы залежи более щелочные, карбонатные, с повышенным содержанием Al, Fe, Mg, менее кремнистые; кровельная часть тела имеет менее щелочной, но более кремнистый состав, содержание Al, Fe и Mg ниже, чем в подошве; максовиты центральной части тела имеют промежуточный состав; четких границ в содержании элементов между породами всех трех частей залежи нет. Выявленные закономерности могут служить надежным поисковым признаком при раз-

ведке новых залежей максовитов Онежского синклинория, а также позволяют проводить корреляцию скважин.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (тема НИР «Геология и генезис месторождений, минералогия и технология шунгитовых пород Онежской структуры»).

Литература

Куряков С. В. Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведенных в Онеж-

ской мульде в 1985–1988 гг. Петрозаводск, 1988. 148 с.

Пonomarev A. I. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: АН СССР, 1961. 414 с.

Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 280 с.

Филиппов М. М., Есипко О. А. Геолого-геофизические маркирующие горизонты палеопротерозоя Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2016. 257 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Поступила в редакцию 20.04.2018

References

Filippov M. M. Shungitonosnye porody Onezhskoi struktury [Shungite-bearing rocks of the Onega structure]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2002. 280 p.

Filippov M. M., Esipko O. A. Geologo-geofizicheskie markiruyushchie gorizonty paleoproterozoya Onezhskoi struktury [Geological-geophysical marking horizons of the Palaeoproterozoic of the Onega structure]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2016. 257 p.

Kuryakov S. V. Otchet o rezul'tatakh poiskovykh rabot na shungitovye porody, provedennykh v Onezhskoi mul'de v 1985–1988 gg. [Report on the results

of prospecting works conducted in the Onega structure in 1985–1988]. Petrozavodsk, 1988. 148 p.

Ponomarev A. I. Metody khimicheskogo analiza silikatnykh i karbonatnykh gornykh porod [Methods of chemical analysis of silicate and carbonate rocks]. Moscow: AN SSSR, 1961. 414 p.

Yudovich Ya. E., Ketris M. P. Osnovy litokhimii [Fundamentals of lithochemistry]. St. Petersburg: Nauka, 2000. 479 p.

Received April 20, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Дейнес Юлия Евгеньевна

младший научный сотрудник
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: deines@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 570080

CONTRIBUTOR:

Deines, Yulia

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: deines@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 570080

УДК 550.34.06 (470.22)

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

И. А. Зуева, Л. И. Бакунович

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

Изучена сейсмическая обстановка в северных районах Карельского кратона (Фенноскандинавский щит). Представлено краткое описание геологического строения территории. Показаны события природного и техногенного характера, которые зарегистрированы станциями Карельской сейсмической сети и соседних регионов на данной территории за период наблюдений 2000–2018 гг. Проведен сравнительный анализ различных параметров событий.

Ключевые слова: Карельский кратон; сейсмические станции; сейсмограмма; взрыв; землетрясение; магнитуда; гипоцентр.

I. A. Zueva, L. I. Bakunovich. SEISMIC SITUATION IN THE NORTHERN PARTS OF THE KARELIAN CRATON (FENNOSCANDIAN SHIELD)

The seismic situation in the northern parts of the Karelian craton (Fennoscandian Shield) was studied. The geological structure of the territory is briefly described. The events of natural and man-made genesis recorded by seismic stations of the Karelian network and in neighboring regions in the territory in the period of observations 2000–2018 are reported. A comparative analysis of various parameters of these events is offered.

Keywords: Karelian craton; seismic stations; seismogram; explosion; earthquake; magnitude; hypocenter.

Введение

На территории Карелии действует сеть сейсмических станций на базе широкополосной аппаратуры Guralp CMG-6TD и CMG-3ESP (АЦП – GSR 24). Станции PTRZ, PITK, PAAN, KOS6 установлены в специально оборудованных сейсмических павильонах на бетонные постаменты.

По данным Карельской сейсмической сети и сейсмических станций соседних регионов, за период наблюдений 2000–2018 гг. на территории Карелии магнитуда зарегистрированных событий не превысила значение 3,5. Наиболее сильное событие в пределах северного района

Карельского кратона в указанный период имело магнитуду 3,2 [Шаров и др., 2007]. Сейсмические события магнитудой 2–3 регистрируются в основном в Лоухском и Костомукшском районах. В Лоухском районе происходят землетрясения, а в карьерах Костомукшского ГОКа производятся взрывы массой взрывчатого вещества (ВВ) от 100 до 1000 тонн.

Цель данной работы заключается в анализе параметров сейсмических событий природного и техногенного происхождения в северных районах Карельского кратона.

Результаты исследований могут быть использованы при обработке сейсмических событий различной природы, для составления

Эпицентры землетрясений в Лоухском районе за период сейсмических наблюдений 2000–2018 года (магнитуда от 1 и более)

Epicenters of earthquakes in the Loukhsky region during the period of seismic observations of 2000–2018 (magnitude from 1 and more)

Дата события Event date	Время в очаге (ч:мин:с) Time in the source (hh:mm:ss)	Координаты эпицентра Coordinates of epicenter		Магнитуда Magnitude	Глубина (км) Depth (km)	Расположение Location
		Широта (град.) Latitude, (deg.)	Долгота (град.) Longitude (deg.)			
06.12.2002	2:16:51,2	66,26	31,34	3,2	7	Карельский кратон Karelian craton
19.01.2004	06:58:45,2	66,46	31,21	2,8	20	Граница Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса Boundary between the Karelian craton and the Belomorian mobile belt
16.11.2009	04:27:26,2	66,019	30,051	1,6	14	Карельский кратон Karelian craton
05.09.2010	05:17:32	66,15	30,84	1,4	12	Карельский кратон Karelian craton
16.06.2011	15:44:07	66,58	31,57	1,58	10	Беломорский подвижный пояс (на границе с Мурманской областью) Belomorian mobile belt (at the boundary with the Murmansk region)
27.08.2012	07:29:45	66,16	30,80	1	10	Карельский кратон Karelian craton
25.02.2014	18:53:07	66,43	32,45	1,74	10	Беломорский подвижный пояс Belomorian mobile belt
20.08.2014	02:27:38	66,28	31,81	1,3	10	Карельский кратон Karelian craton
2.10.2014	12:19:24	66,40	32,51	1,43	10	Беломорский подвижный пояс Belomorian mobile belt
13.12.2014	21:10:40	66,33	31,09	1,16	13	Карельский кратон Karelian craton
29.06.2015	13:05:06,56	66,017	31,781	2,3	10	Карельский кратон Karelian craton
11.09.2015	19:23:50,15	66,388	31,256	2,5	10	Граница Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса Boundary between the Karelian craton and the Belomorian mobile belt
03.08.2016	15:49:55,8	66,352	30,570	1,6	13	Карельский кратон Karelian craton

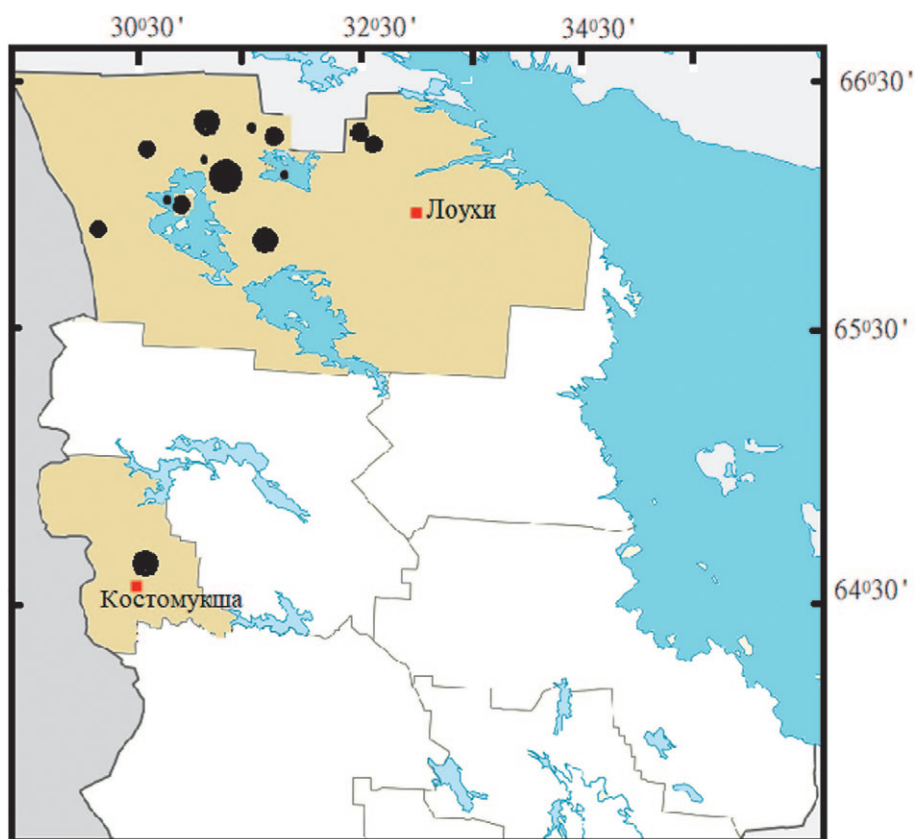
каталогов, оперативной идентификации сигналов при чрезвычайных ситуациях техногенного и естественного характера.

Геологическое строение исследуемой территории

Территория Республики Карелия расположена в восточной части Фенноскандинавского щита. В данном регионе четко выделяются три структурных области: центральную часть рассматриваемой территории занимает относительно устойчивый в течение всей докембрийской истории крупный участок земной коры – Карельский кратон, с северо-востока к нему примыкает линейный Беломорский складчатый

пояс, а с юго-запада – обширная Свекофеннская складчатая область [Шаров, 2004].

Исследуемые северные районы расположены на территории Карельского кратона Фенноскандинавского щита, который представляет собой вытянутую на СЗ 325° геоструктуру. Ее длина более 620 км. Ширина кратона составляет 220–360 км и увеличивается постепенно в юго-восточном направлении [Шаров, 2004]. Карельский неогархейский кратон в структуре Фенноскандинавского щита составляет ядро и сложен главным образом архейскими гранитоидными, зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами, менее распространены высокометаморфизованные (гранитовые) комплексы [Слабунов, 2008].



Условные обозначения
Магнитуда



Рис. 1. Расположение эпицентров сейсмических событий в северных районах Карельского кратона, зарегистрированных в 2000–2018 гг.

Fig. 1. Location of seismic events epicenters in the northern regions of the Karelian craton, registered in 2000–2018

Костомукшский рудный район сложен архейскими и протерозойскими комплексами пород, перекрытых маломощным чехлом четвертичных отложений. Здесь открыты крупные залежи магнетитовых кварцитов. Эта территория занимает восточную часть Карельского кратона, охватывая западную и центральную части Республики Карелия и восточную часть Финляндии. В состав Костомукшского рудного района включены три месторождения – Костомукшское, Корпангское и Межозерское железорудное месторождение [Горьковец, Шаров, 2015].

Сейсмические события в северной части Карельского кратона

В таблице представлены эпицентры землетрясений с локальными магнитудами более 1, произошедших на территории Лоухского района за период 2000–2018 гг., установлен-

ные по данным Карельской сейсмической сети, Единой геофизической службы РАН, а также сети Университета Хельсинки. Эпицентры землетрясения 06.12.2002 магнитудой 3,2 и землетрясения 29.06.2015 магнитудой 2,3 находились на территории Карельского кратона. Землетрясения 19.01.2004 и 11.09.2015 магнитудой 2,8 и 2,5 соответственно зарегистрированы на границе Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса [Служба..., Institute...]. По данным сейсмических станций Карелии, в Костомукшском районе в год регистрируются до 90 событий магнитудой 1,5–2,5 (рис. 1).

Сравнительный анализ параметров землетрясений и взрывов, произошедших на севере Карельского кратона

Рассмотрим два события: землетрясение 29.06.2015 и взрыв 10.01.2018. Эпицентр зем-

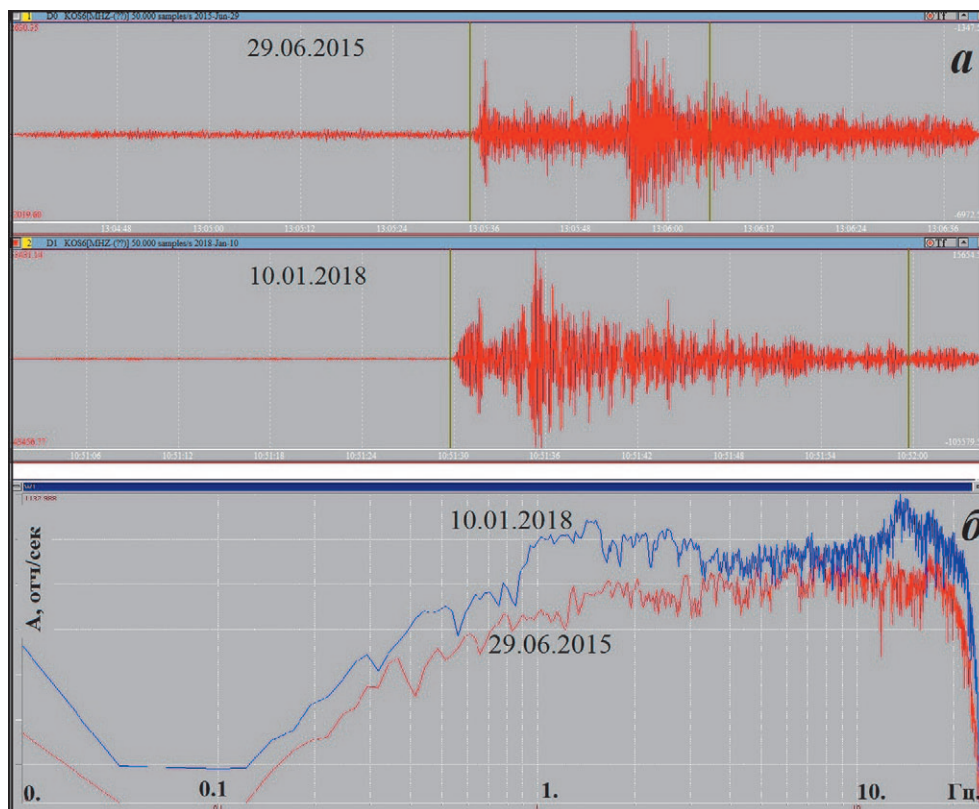


Рис. 2. Волновая картина вертикальной компоненты землетрясения 29.06.2015 и взрыва 10.01.2018 (фильтр 1–20), данные станции KOS6 (а); амплитудные спектры событий (б)

Fig. 2. The wave pattern of the vertical component of the earthquake on June 29, 2015 and the explosion on January 10, 2018 (filter 1–20), the data of the station KOS6 (a); amplitude spectra of the events (b)

летрясения располагается на территории, на которой отсутствуют промышленные карьеры. Землетрясение произошло на глубине 10 км, время в очаге 13:05:06,56. Взрыв производился на поверхности Земли в 10:51:25,92 на карьере «Западный». Оба события имеют схожую магнитуду 2–2,3, характеризуются малой общей длительностью записи и высокочастотным составом (рис. 2). Для построения амплитудных спектров использовались сейсмические данные станции KOS6 и программа WSG, разработанная сотрудниками ЕГС РАН. Из-за различного затухания спектр землетрясения более сглаженный, чем спектр взрыва. Эпицентр землетрясения находится на расстоянии 160 км от сейсмической станции KOS6, карьер «Западный» – в 25 км. Полоса частот взрыва соответствует 2–21 Гц. На частотах 12–21 Гц наблюдаются амплитудные максимумы. В записи землетрясения доминируют частоты 2–21 Гц.

Выводы

По данным сейсмических станций Карельской сети, ЕГС РАН и сети Университета Хель-

синки, за период 2000–2018 гг. в северных районах Карельского кратона регистрируются сейсмические события природного и техногенного характера с максимальной магнитудой 2–3,5.

В Лоухском районе происходят местные землетрясения магнитудой 1–3,2 в земной коре на глубине до нескольких километров. Причиной событий являются современные движения земной коры Фенноскандии. Они определяются тремя главными моментами: горизонтальным сжатием со стороны раздвигающегося Срединно-Атлантического рифта; вертикальным сводообразным изостатическим поднятием щита в целом; остаточным постгляциоизостатическим поднятием [Шаров, 2007].

В Костомукшском районе ведутся работы по добыче железной руды комбинатом АО «Карельский окатыш», поэтому сейсмическими станциями регулярно регистрируются взрывы с магнитудой 1,5–2,5. Глубина техногенных событий не превышает 700 метров.

Для взрывов и местных землетрясений характерен высокочастотный спектр. Полоса частот землетрясения и взрыва соответствует

2–21 Гц. На частотах 12–21 Гц в спектре взрыва наблюдаются амплитудные максимумы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00003.

Литература

Горьковец В. Я., Шаров Н. В. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

References

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

Sharov N. V. Glubinnoe stroenie i seismichnost' Karel'skogo regiona i ego obramleniya [Deep structure and seismicity of the Karelian region and its surroundings]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2004. 353 p.

Sharov N. V., Malovichko A. A., Shchukin Yu. K. Zemletryaseniya i mikroiseismichnost' v zadachakh sovremennoi geodinamiki Vostochno-Evropeiskoi platformy [Earthquakes and microseismicity in the tasks of modern geodynamics of the East European platform]. B. 1: Zemletryaseniya [Earthquakes]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2007. 381 p.

Служба срочных донесений [Электронный ресурс]. URL: <http://www.gsras.ru/new/public/> (дата обращения: 15.05.18).

Шаров Н. В. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

Шаров Н. В., Маловичко А. А., Щукин Ю. К. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 381 с.

Institute of Seismology (University of Helsinki) [Электронный ресурс]. URL: <http://www.helsinki.fi/geo/seismo/english/bulletins/> (дата обращения: 15.06.2018).

Поступила в редакцию 27.04.2018

Slabunov A. I. Geologiya i geodinamika arkheiskikh podvizhnykh poyasov (na primere Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita) [Geology and geodynamics of the Archean mobile belts (on the example of the White Sea province of the Fennoscandian shield)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2008. 296 p.

Sluzhba srochnykh doneseni [Emergency service]. URL: <http://www.gsras.ru/new/public/> (accessed: 15.05.2018)

Institute of Seismology (University of Helsinki). URL: <http://www.helsinki.fi/geo/seismo/english/bulletins/> (accessed: 15.06.18).

Received April 27, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Зуева Ирина Александровна

младший научный сотрудник
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр» РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ek92wa@mail.ru
тел.: +79216203750

Бакунович Любовь Игоревна

старший лаборант-исследователь
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр» РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: luba5_89@mail.ru

CONTRIBUTORS:

Zueva, Irina

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: ek92wa@mail.ru
tel.: +79216203750

Bakunovich, Lyubov

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: luba5_89@mail.ru

УДК 538.958: 553.9

ГРАФЕНОПОДОБНЫЙ УГЛЕРОД ШУНГИТОВЫХ ПОРОД КАРЕЛИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ НАНОСТРУКТУРИРОВАННЫХ ПЛЕНОК

А. А. Ковальчук¹, А. В. Приходько², О. И. Коньков³, Н. Н. Рожкова¹

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

² Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого, Россия

³ Физико-технический институт им. А. Ф. Иоффе РАН, Санкт-Петербург, Россия

Природный наноклерод шунгитов может быть использован для получения тонких проводящих пленок, востребованных в оптических устройствах, в полупроводниковых технологиях и электрохимических приложениях, в износостойких покрытиях жестких дисков. В работе описываются свойства тонких пленок, полученных из природного шунгитового наноклерода методом сублимации в вакууме на стеклянные подложки с нанесенными токопроводящими тонкими покрытиями (In_2O_3 , ITO, ZnO). Толщина и однородность полученных углеродных пленок оценивались при помощи лазерного 3D-микроскопа. Микроструктуру и морфологию пленок контролировали с помощью сканирующей электронной микроскопии и метода комбинационного рассеяния света. Выявлена зависимость структуры пленки от состава проводящего покрытия, нанесенного на подложку. На кварцевом стекле, покрытом пленкой In_2O_3 , были обнаружены наночастицы углерода, образующие двумерные пленки на зернах In_2O_3 и трехмерные ячеистые сетки в пространстве между зернами. Наночастицы и ячейки сетки имеют близкое распределение по размерам 50–100 нм. Более однородную поверхность и плотность покрытия образует углеродная пленка на структурированном кварцевом стекле с ZnO. На подложке с ITO методом микрозондового анализа обнаружены микрокристаллы NaCl, покрытые наноклеродной пленкой. Двумерная углеродная пленка была выделена при растворении кристаллов NaCl. Сравнение спектров КР углеродных пленок, осажденных на подложках с проводящими контактами, со спектром исходного шунгитового порошка позволило подтвердить графеноподобие шунгитового углерода, ранее описанное в дисперсиях наночастиц.

К л ю ч е в ы е с л о в а: наноклерод; углеродные пленки; сублимация; спектроскопия комбинационного рассеяния; сканирующая электронная микроскопия.

A. A. Kovalchuk, A. V. Prihodko, O. I. Konkov, N. N. Rozhkova.
GRAPHENE-LIKE CARBON OF SHUNGITE ROCKS OF KARELIA FOR THE PRODUCTION OF NANOSTRUCTURED FILMS

Natural nanocarbon from shungite can be used to produce thin conductive films needed in optical devices, in semiconductor technologies and electrochemical applications, in wear-resistant coatings of hard disks. This paper describes the properties of thin films obtained from natural shungite nanocarbon by sublimation in the vacuum on glass substrates coated with conductive thin coatings (In_2O_3 , ITO, ZnO). The thickness and homogeneity of the resulting carbon films were evaluated using a laser 3D microscope.

The microstructure and morphology of the films were monitored by scanning electron microscopy and the Raman scattering method. The dependence of the structure of the film on the composition of the conductive coatings placed on the substrate was revealed. On quartz glass with In_2O_3 film coating, carbon nanoparticles formed two-dimensional films on In_2O_3 grains and three-dimensional mesh networks in the inter-grain space. The carbon film on structured quartz glass with ZnO formed a more uniform surface and coating density. NaCl microcrystals coated with a nanocarbon film were detected on a substrate with ITO by microprobe analysis. A two-dimensional film was isolated by dissolving NaCl crystals. Comparison of the Raman spectra of the carbon films deposited on the substrates with the conductive contacts with the spectrum of the original shungite powder confirmed the graphene-like structure of shungite carbon, previously described for nanoparticle dispersions.

Key words: nanocarbon; carbon films; sublimation; Raman spectroscopy; scanning electron microscopy.

Введение

Шунгитовые породы Карелии являются уникальным полезным ископаемым в силу сочетания в них специфического графеноподобного шунгитового углерода (ШУ) и различных минералов. Природный углерод, входящий в состав шунгитовых пород, является их основной активной компонентой [Rozhkova et al., 2016 и ссылки в этой работе]. В настоящее время наблюдается очередной всплеск как научного, так и практического интереса к ШУ в составе шунгитовых пород Онежской структуры, сложенной вулканогенно-осадочными образованиями, датируемыми возрастом 2,5–1,7 млрд лет.

Долгое время шунгитовые породы (шунгиты) в основном применяли в составе красок, смазок и в качестве отделочного камня при строительстве. Неоднократно предпринимались попытки использовать шунгит в качестве топлива, но результаты оказались непредставительными [Филиппов, 2004]. Однако благодаря исследованиям шунгитов именно в этих направлениях были выявлены многие интересные особенности пород в области геологии, минералогии, генезиса и физико-химических свойств. На данный момент определены новые направления использования шунгитовых пород в различных областях: атомная энергетика, производство композитных материалов для авиастроения и электроники, радиозакранирующие материалы, медицина и т. д.

Несмотря на всю широту возможностей использования шунгитовых пород, остается проблема непостоянства их минерального и химического состава. Решением данной проблемы может стать переход исследования и применения на микро- и наноуровень ШУ [Sadovnichii et al., 2016].

Тонкие углеродные пленки представляют собой материал, обладающий уникальными

физико-химическими свойствами. Возможность варьировать свойства пленок в процессе их получения открывает большие перспективы для их использования в различных электрических и оптических устройствах в качестве материалов для микроэлектроники, точной механики и оптики. Главные факторы, которые учитываются при изготовлении углеродных пленок, – метод нанесения, исходный материал и технологические режимы нанесения. Для получения углеродных пленок используются различные методы, требующие создания специальных технологически сложных условий с применением дорогостоящего оборудования, дополнительных материалов в качестве катализаторов, подложек, газа и т. д.

Одним из наиболее часто используемых способов является магнетронное распыление графита в атмосфере аргона или аргоно-водородной плазмы на постоянном токе. Способ, основанный на распылении графита ионным пучком с последующим воздействием электронным или ионным пучком при низких температурах и давлениях, позволяет получить углеродные пленки различных структурных модификаций. В работе [Рожкова и др., 2018 и ссылки в ней] описан метод получения углеродных пленок, основанный на процессе испарения углерода через расплавленную ванну с использованием W и Mo в качестве термокатада дугового разряда. По технологии лазерной абляции в вакуумной камере осаждались многослойные пленки из аморфного углерода с различной плотностью.

Поэтому актуален поиск углеродного материала, способного к возгонке в более технологически простых условиях и образованию пленки на основе углеродных наночастиц. В этой связи интересен ШУ, многоуровневые наночастицы которого обладают способностью к перестройке и самоорганизации в различных по по-

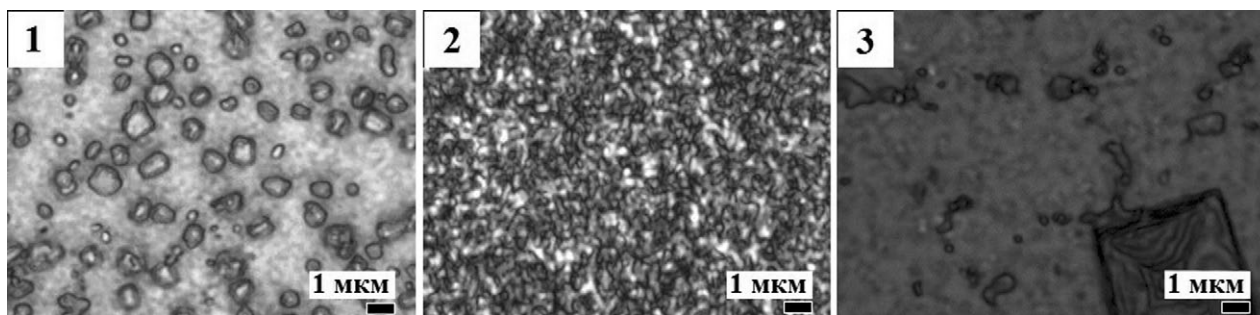


Рис. 1. Изображения поверхности углеродных пленок, полученные на 3D-микроскопе: 1 – на кварцевом стекле, покрытом In_2O_3 ; 2 – на структурированном кварцевом стекле, покрытом ZnO ; 3 – на кварцевом стекле, покрытом ITO

Fig. 1. Images of the surface of carbon films obtained with a 3D microscope: 1 – on quartz glass coated with In_2O_3 ; 2 – structured quartz glass coated with ZnO ; 3 – on quartz glass coated with ITO

лярности средах [Rozhkova et al., 2016]. Пленки ШУ структурно охарактеризованы на минеральных кристаллах шунгитовых пород [Sadovnichii et al., 2016].

Таким образом, главной задачей данной работы является исследование структурных особенностей однородного по составу и стабильного по свойствам объекта из ШУ – тонкой углеродной пленки из наночастиц.

Материалы и методы

В качестве исходного материала для изготовления пленок использовался порошок ШУ, полученный по технологии, описанной ранее [Рожкова и др., 2014 и ссылки в этой работе]. Размер частиц порошка составлял 0,01–1 мкм. Углеродные пленки были нанесены способом, защищенным патентом [Рожкова и др., 2018], в термокамере малого размера в низком вакууме. Максимальная температура процесса не превышала 750 °С. Для нанесения углеродных пленок были выбраны три типа подложек с проводящими покрытиями: кварцевое стекло, покрытое оксидом индия (In_2O_3), структурированное кварцевое стекло, покрытое оксидом цинка (ZnO) и кварцевое стекло, покрытое оксидом индия-олова (ITO).

В результате термической сублимации в вакууме порошка ШУ были получены углеродные пленки диаметром 8 мм и толщиной до 4 мкм, сформировавшиеся на подложке с проводящими покрытиями (In_2O_3 , ZnO и ITO). Первичная оценка однородности пленок и измерение толщины проводились путем исследования образцов на цветном лазерном 3D-микроскопе VK-9700 K (Keyence). Изучение структурных особенностей полученных углеродных пленок осуществлялось в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН и на кафедре информационно-измерительных систем и фи-

зической электроники ПетрГУ методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на микроскопах SU1510 (Hitachi) и VEGA 11 LSH (Tescan) с микронзондовыми приставками и спектроскопии комбинационного рассеяния (КР) на дисперсионном рамановском спектрометре Nicolet Almega XP (Thermo Scientific) при длине волны излучения 532 нм. Метод КР чувствителен к высокосимметричным ковалентным связям с малым дипольным моментом. Такими связями являются углерод-углеродные связи.

Результаты и обсуждение

При анализе снимков, полученных на лазерном 3D-микроскопе, показано, что углеродная пленка на кварцевом стекле, покрытом In_2O_3 , состоит из частиц разной формы, как отдельно стоящих, так и собранных в цепочки (рис. 1/1). Размер частиц < 1 мкм. Эти частицы связываются между собой более мелкими, образующими сетку. Толщина пленки составляет 3 мкм.

Углеродная пленка (рис. 1/2) на структурированном кварцевом стекле, покрытом ZnO , имеет более однородную поверхность по сравнению с пленкой на In_2O_3 -покрытии. Отдельные частицы размером < 1 мкм отсутствуют. Толщина пленки также составляет 3 мкм.

Углеродная пленка на кварцевом стекле, покрытом ITO, сформирована связанными между собой частицами, схожими с мелкими частицами в пленке на подложке с In_2O_3 . На поверхности пленки видны отдельные кристаллы NaCl . При обработке пленки на подложке с ITO дистиллированной водой большая часть NaCl растворилась, отдельные группы кристаллов перекристаллизовались в более крупные частицы, размером > 5 мкм (рис. 1/3).

При рассмотрении методом СЭМ углеродной пленки на кварцевом стекле, покрытом In_2O_3 , были обнаружены две сетки из углерод-

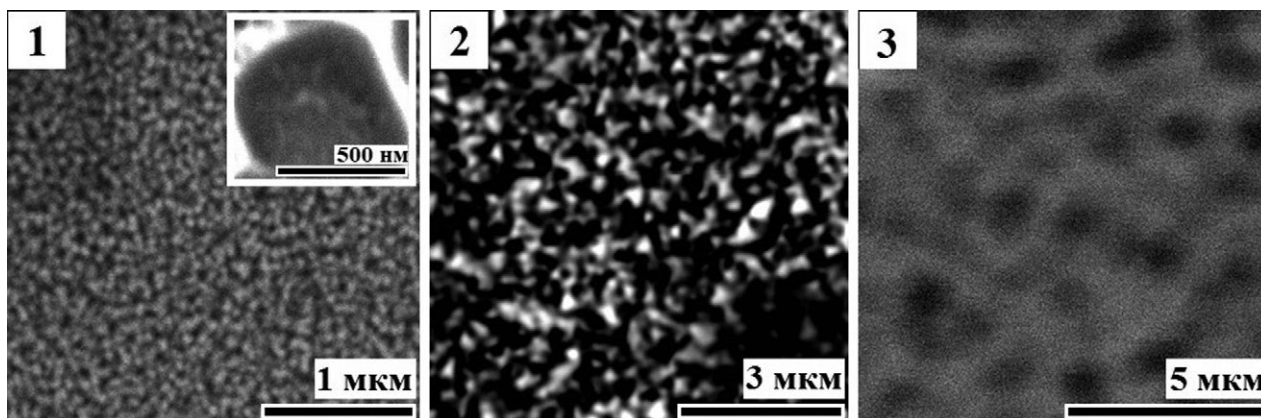


Рис. 2. Электронно-микроскопические изображения углеродных пленок, полученные на СЭМ: 1 – на кварцевом стекле, покрытом In_2O_3 ; 2 – на структурированном кварцевом стекле, покрытом ZnO ; 3 – на кварцевом стекле, покрытом ITO

Fig. 2. Electron microscopic images of carbon films obtained with a scanning electron microscope: 1 – on quartz glass coated with In_2O_3 ; 2 – structured quartz glass coated with ZnO ; 3 – on quartz glass coated with ITO

ных наночастиц размером 50–100 нм (рис. 2/1). Двумерная сетка из углеродных наночастиц располагается на поверхности крупных частиц In_2O_3 (вставка на рис. 2/1). Трехмерная сетка располагается по всей площади углеродной пленки и связывает между собой крупные частицы (0,5–1 мкм) In_2O_3 .

Пленка на подложке с ZnO (рис. 2/2) составлена частицами более угловатой формы. Их размер на порядок превышает частицы пленки на подложке, покрытой In_2O_3 .

Пленка на подложке с ITO (рис. 2/3) после обработки дистиллированной водой по морфологии напоминает сетку из углеродных наночастиц, наблюдаемую в пленке на подложке, покрытой In_2O_3 , но с более крупными частицами в узлах сетки. Эту пленку удалось выделить после растворения кристаллов NaCl .

Из анализа спектров КР и сравнения их с ранее полученными результатами сделан вывод [Rozhkova et al., 2016 и ссылки в этой работе] о графеноподобии углеродных наночастиц, образующих исследуемые пленки.

На рис. 3 представлены спектры КР полученных углеродных пленок в сравнении со спектром исходного порошка ШУ. Представленный на рис. 3/4 спектр исходного порошка ШУ имеет вид, характерный для некристаллических углеродных материалов, наблюдаются два четко выраженных пика при волновых числах 1347 см^{-1} (D-линия) и 1592 см^{-1} (G-линия). G-линия обусловлена тангенциальными валентными колебаниями атомов углерода в шестиугольниках графеновых плоскостей и появляется в спектрах углеродных материалов с sp^2 -связями. D-линия наблюдается при наличии алмазоподобных sp^3 -связей и отража-

ет аморфное структурное состояние углерода [Рожкова и др., 2014 и ссылки в этой работе].

Углеродные пленки на подложках с проводящими покрытиями In_2O_3 , ZnO и ITO имеют схожие спектры. Пики, относящиеся к D- и G-линиям, присутствуют в спектрах всех пленок, но различаются по интенсивности G-линии. Положение G-линии в спектрах всех исследуемых пленок совпадает. С ростом упорядоченности структуры матрицы углерода в пленках и с уменьшением размеров кристаллитов пики D- и G-линий сильно уширяются вплоть до слияния близкорасположенных пиков в одну асимметричную линию.

При сравнении спектров углеродных пленок со спектром исходного порошка шунгитового углерода можно отметить уменьшение отношения интенсивностей D- и G-пиков в несколько раз и сильное уширение пиков (FD и FG в табл.). Соотношение интенсивностей D- и G-линий (табл.) традиционно используется для оценки степени упорядоченности углеродных материалов [Рожкова и др., 2014 и ссылки в этой работе]. Также в спектрах исследуемых углеродных пленок наблюдается инверсия основных пиков по сравнению с таковыми для исходного порошка шунгитового углерода – D-полоса резко уменьшается по интенсивности, наблюдается ее сильное уширение, отношение интенсивностей пиков уменьшилось в несколько раз, из чего можно сделать вывод о малом размере кристаллитов в пленке и наличии дефектов. В спектрах КР углеродных пленок появляется D4-полоса ($\sim 1100\text{ см}^{-1}$), отсутствующая в спектре исходного порошка шунгитового углерода, которая характеризуется деформацией (искривлением) графеновых плоскостей.

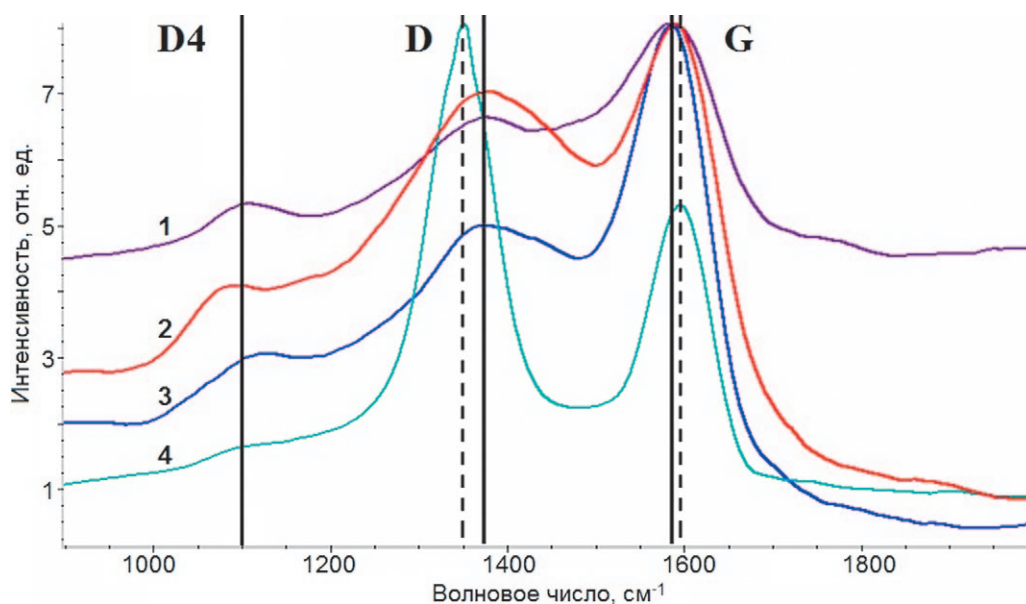


Рис. 3. Спектры комбинационного рассеяния углеродных пленок: 1 – на кварцевом стекле, покрытом In_2O_3 ; 2 – на структурированном кварцевом стекле, покрытом ITO; 3 – на кварцевом стекле, покрытом ZnO; 4 – исходного порошка ШУ

Fig. 3. Raman spectra of carbon films: 1 – on quartz glass coated with In_2O_3 ; 2 – structured quartz glass coated with ITO; 3 – on quartz glass coated with ZnO; 4 – shungite powder

Характеристики основных пиков спектров комбинационного рассеяния исследуемых образцов

Characteristics of the main peaks of the Raman spectra of the investigated samples

Образец Sample	Волновое число, cm^{-1} Raman Shift, cm^{-1}			ID, отн. ед. ID, arb. units	IG, отн. ед. IG, arb. units	FD, cm^{-1} FD, cm^{-1}	FG, cm^{-1} FG, cm^{-1}	ID/IG
	D4	D	G					
Порошок шунгитового углерода Shungite powder	-	1347	1592	7,73	4,46	93,43	83,29	1,73
Пленка на подложке, покрытой In_2O_3 Carbon film on a glass substrate coated with a In_2O_3	1110	1391	1587	2,61	5,53	246,91	119,06	0,47
Пленка на подложке, покрытой ZnO Carbon film on a glass substrate coated with a ZnO	1119	1373	1586	5,04	6,49	326,27	98,26	0,75
Пленка на подложке, покрытой ITO Carbon film on a glass substrate coated with a ITO	1070	1379	1589	6,85	7,50	452,14	477,55	0,95

Уширение D- и G-пиков исследуемых углеродных пленок, уменьшение интенсивностей пиков в несколько раз и сдвиг D-пика в сторону больших частот указывают на изменение структуры в полученных пленках, по-видимому, за счет взаимодействия с проводящими подложками.

Выводы

Впервые были получены наноструктурированные тонкие углеродные пленки из порошка

шунгитового нанокремнезема методом сублимации без использования катализаторов и высоких температур. Полученные углеродные пленки имеют однородную поверхность, их толщина составляет 3 мкм.

Электронно-микроскопические исследования показали, что при нанесении углеродных пленок на подложки с проводящими контактами (In_2O_3 , ITO, ZnO) наночастицы углерода в пленке связываются, образуя наноразмерную сетку. При наличии кристаллов микронных размеров

на их гранях появляется двумерная сетка с углеродными наночастицами в узлах. В случае кристаллов NaCl путем их растворения можно выделить двумерную углеродную сетку.

Тонкие углеродные пленки представлены графеноподобным углеродом, что подтверждено спектрами КР. Уширение и сдвиг D-пика в спектрах КР пленок, отличающиеся для различных подложек, могут свидетельствовать о влиянии подложки на структуру получаемой пленки.

Работа выполнена при поддержке гранта программы «УМНИК» Фонда содействия развитию малых форм предприятий в научно-технической сфере, договор № 11094 ГУ/2016.

Литература

Рожкова Н. Н., Ковальчук А. А., Коньков О. И., Приходько А. В. Способ получения углеродной пленки / Пат. 2652206 Российская Федерация, МПК С01В 32/00, С01В 32/184, С23С 16/26, С23С 24/08, В82В 3/00, В82У 40/00.; заявитель и патентообладатель

References

Filippov M. M. Shungitovye porody Karelii: chernaya Olonetskaya zemlya, aspidnyi slanets, antratsit, shungit [Shungite rocks of Karelia: Olonets chernozem, schist, anthracite, shungite]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2004. 488 p.

Rozhkova N. N., Koval'chuk A. A., Kon'kov O. I., Prikhod'ko A. V. Sposob polucheniya uglerodnoi plenki [Method for producing a carbon film]. Pat. 2652206 Rossiiskaya Federatsiya [Russian patent No. 2652206]. No. 2016144257; filed 10.11.2016; date of patent: 25.04.2018. Bull. no. 12. 4 p.

Rozhkova N. N. Nanostrukturny shungitovogo ugleroda v prirode, dispersiyakh i gibridnykh materialakh [Nanostructures of shungite carbon in nature, dispersions and hybrid materials]. *Geol. i poleznye iskopaе-*

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Карельский научный центр Российской академии наук». № 2016144257; заявл. 10.11.2016; опубл. 25.04.2018, Бюл. № 12. 4 с.

Rozhkova N. N., Mikhaylina A. A., Rozhkov S. S. Nanostrukturny shungitovogo ugleroda v prirode, dispersiyakh i gibridnykh materialakh // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 17. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. С. 86–93.

Filippov M. M. Шунгитовые породы Карелии: черная Олонецкая земля, аспидный сланец, антрацит, шунгит. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 488 с.

Rozhkova N. N., Mikhaylina A. A., Rozhkov S. S., Sadovnichii R. V. Graphenes, stacks and globules in multiple nanoparticles of shungite carbon and new materials // The Ninth International Conference "Material Technologies and Modeling". Ariel University, Ariel, Israel. 2016. P. 2-34-2-40.

Sadovnichii R. V., Rozhkov S. S., Rozhkova N. N. The use of shungite processing products in nanotechnology: Geological and Mineralogical Justification // Smart Nanocomposites. 2016. Vol. 7, no. 2. P. 111–119.

Поступила в редакцию 03.05.2018

mye Karelii. Vyp. 17 [Geol. and minerals of Karelia. Iss. 17.]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2014. P. 86–89.

Rozhkova N. N., Mikhaylina A. A., Rozhkov S. S., Sadovnichii R. V. Graphenes, stacks and globules in multiple nanoparticles of shungite carbon and new materials. *The Ninth International Conference "Material Technologies and Modeling"*, Ariel University, Ariel, Israel, July 25–29, 2016. P. 2-34-2-40.

Sadovnichii R. V., Rozhkov S. S., Rozhkova N. N. The use of shungite processing products in nanotechnology: Geological and Mineralogical Justification. *Smart Nanocomposites*. 2016. Vol. 7, no. 2. P. 111–119.

Received May 03, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Ковальчук Анна Аркадьевна
младший научный сотрудник, аспирант
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: eniaam@list.ru
тел.: 89210119487

CONTRIBUTORS:

Kovalchuk, Anna
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: eniaam@list.ru
tel.: +79210119487

Приходько Александр Владимирович

старший научный сотрудник, д. ф.-м. н., проф.
Санкт-Петербургский политехнический университет
Петра Великого
ул. Политехническая, 29, Санкт-Петербург, Россия, 195251
эл. почта: aleks@tuexph.stu.neva.ru

Коньков Олег Игоревич

старший научный сотрудник, к. ф.-м. н.
Физико-технический институт им. А. Ф. Иоффе РАН
ул. Политехническая, 26, Санкт-Петербург, Россия, 194021
эл. почта: oleg.konkov@mail.ioffe.ru

Рожкова Наталья Николаевна

заведующая лаб. физико-химических исследований
наноматериалов, д. х. н.
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: rozhkova@krc.karelia.ru

Prikhodko, Alexander

Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University
29 Politechnicheskaya St., 195251 St. Petersburg, Russia
e-mail: aleks@tuexph.stu.neva.ru

Konkov, Oleg

ioffe Institute
26 Politechnicheskaya St., 194021 St. Petersburg, Russia
e-mail: oleg.konkov@mail.ioffe.ru

Rozhkova, Natalia

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

УДК 533.9 (552.08)

ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ НА СТРУКТУРНУЮ МИКРОНЕОДНОРОДНОСТЬ ШУНГИТОВ

Т. Ю. Товпенец

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

Шунгитовые породы Онежской палеопротерозойской структуры представляют собой вулканогенно-осадочные докембрийские образования, различающиеся по генезису, минеральному составу, структуре и содержанию углеродистого вещества (шунгита). Шунгитовые породы характеризуются наличием промышленно полезных свойств, что позволяет рассматривать их как ценное многофункциональное минеральное сырье. В работе представлены результаты изучения структурной микронеоднородности шунгитов различного генезиса методами рамановской спектроскопии и электронной микродифракции. Установлено, что для шунгитов участков Захогино и Максово, отобранных из прожилков в породах и имеющих большую упорядоченность, разброс значений существенно выше, чем для шунгита в виде обособленных включений в породе. Для шунгита участка Максово в виде включений разброс значений существенно меньше, что свидетельствует о его меньшей микронеоднородности. Значение области когерентного рассеяния для шунгита участка Чеболакша имеет наибольшую величину, что свидетельствует о его максимальной упорядоченности. При этом разброс значений для разных микрообластей скола несущественный, что определяется меньшей микронеоднородностью шунгита и может быть связано с доминированием факторов метаморфизма над миграционными процессами. Установлено, что шунгит в пределах одного участка характеризуется наличием структурной микронеоднородности, которая отличается для разных проявлений и связана с их генезисом.

Ключевые слова: шунгит; генезис; рамановская спектроскопия; электронная дифракция.

T. Yu. Tovpenets. THE INFLUENCE OF FORMATION CONDITIONS ON THE STRUCTURAL MICRO HETEROGENEITY OF SHUNGITES

Shungite rocks of the Onega Paleoproterozoic structure are volcanogenic-sedimentary Precambrian carbon-bearing formations that vary in genesis, mineral composition, structure and carbon (shungite) content. Shungite rocks have industrially useful properties due to which they can be considered as valuable multifunctional mineral raw materials. This paper presents the results of the study of the micro heterogeneity of the structural state of shungites of different geneses by Raman spectroscopy and electron microdiffraction. For the highly ordered shungites gathered from veins in Zazhogino and Maksovo sites, the range of values was significantly higher than for isolated shungite inclusions in the rock. On the contrary, for the Maksovo shungite having the form of separate inclusions in the rock, the spread of the values was much narrower, indicating its lower micro heterogeneity. The value of the coherent scattering region for Chebolaksha shungite was the highest, indicating a maximal structural order. The spread of values for different micro-areas of the sample is small, which is due to the lower micro heterogeneity of the shun-

gite, and can be associated with the dominance of metamorphism factors over migration processes. Shungite within one site was found to have a structural micro heterogeneity, which varies among occurrences and is associated with their genesis.

Key words: shungite; carbon; the genesis; Raman spectroscopy; electron diffraction.

Введение

Шунгитовые породы Онежской палеопротерозойской структуры (Фенноскандинавский щит, Карельский кратон) [Онежская..., 2011] являются углеродсодержащими докембрийскими породами с нано- и микродисперсным распределением и характерной морфологией компонент. В их состав входит от 1 до 99 % углеродистого вещества (шунгита), а также кварц, сложные алюмосиликаты и карбонаты с незначительным содержанием сульфидов и других аксессуарных минералов. Шунгит является специфичной формой углерода, представляющей собой неграфитируемый фуллереноподобный углерод, отличающийся от графитового на уровне надмолекулярной, атомной и зонной (электронной) структуры [Ковалевский, 2009].

На территории Республики Карелия располагаются месторождения шунгитовых пород, которые входят в список ценных и перспективных полезных ископаемых не только указанного региона, но и России в целом. Уникальное сочетание физико-химических свойств этих пород определяет перспективы их практического применения во многих направлениях: в качестве сорбентов для очистки промышленных и бытовых стоков и водных бассейнов; в качестве радиозакранивающего строительного материала; заменителя кокса при производстве литейного чугуна; как активный наполнитель резин, пластмасс, красок, замазок и паст, а также во многих других направлениях. Однако в их практическом использовании возникает ряд проблем, основная из которых – неоднородность сырья в пределах месторождения как по химическому составу, так и по структурным параметрам углеродистого вещества (УВ) и пород в целом.

Задачей исследования является изучение структурной микронеоднородности рентгеноаморфных шунгитов (шунгитовых пород I типа с содержанием углерода > 96 %). На изменение структурного состояния шунгитов могут влиять такие факторы, как тип и неоднородность исходного вещества, вариации температуры и давления метаморфизма, термальное влияние внедренных интрузивных комплексов, выветривания, а также контактное воздействие различных минеральных компонент на преобразование углерода. Ранее было показано, что

для описания структурного состояния шунгита наиболее эффективно сочетание методов рамановской спектроскопии и электронной дифракции [Chazhengina, Kovalevski, 2017].

Материалы и методы

Для исследования были отобраны пробы шунгитов из жил и прожилков в высокоуглеродистых породах с участков Загоино, Максого, Нигозеро и Чеболакша. Спектры комбинационного рассеяния УВ были получены на свежих сколах шунгитов на дисперсионном Раман-спектрометре Nicolet Omega XR с возбуждением аргоновым лазером с длиной волны 532 нм. Количественные характеристики рамановских спектров УВ (положение, интенсивность и ширина на половине высоты пиков) были рассчитаны разложением спектров по функции Гаусса – Лоренца при обработке в программе OMNIC. Для каждого образца было снято 20–25 спектров, построены кривые распределения их параметров по полуширине и рассчитаны средние значения и стандартные отклонения традиционными методами статистической обработки.

Электронно-дифракционные картины были получены на электронном просвечивающем микроскопе ЭМ-125 при ускоряющем напряжении 100 кВ на ультратонких сколах образца (около 10 нм). Микродифракционные картины обрабатывались с помощью программ Process-Diffraction и «Профиль» с определением дифракционных максимумов вблизи графитовых пиков 002 и 110, а также значений их интегральных ширин на половине высот (FWHM). Все аналитические исследования проводились на научном оборудовании Центра коллективного пользования Федерального исследовательского центра «Карельский научный центр Российской академии наук».

Результаты и обсуждение

Полученные спектры комбинационного рассеяния исследованных шунгитов соответствуют спектрам углеродных неупорядоченных структур [Ferrari, Robertson, 2000], которые в области рассеяния первого порядка представлены наиболее интенсивными пика-

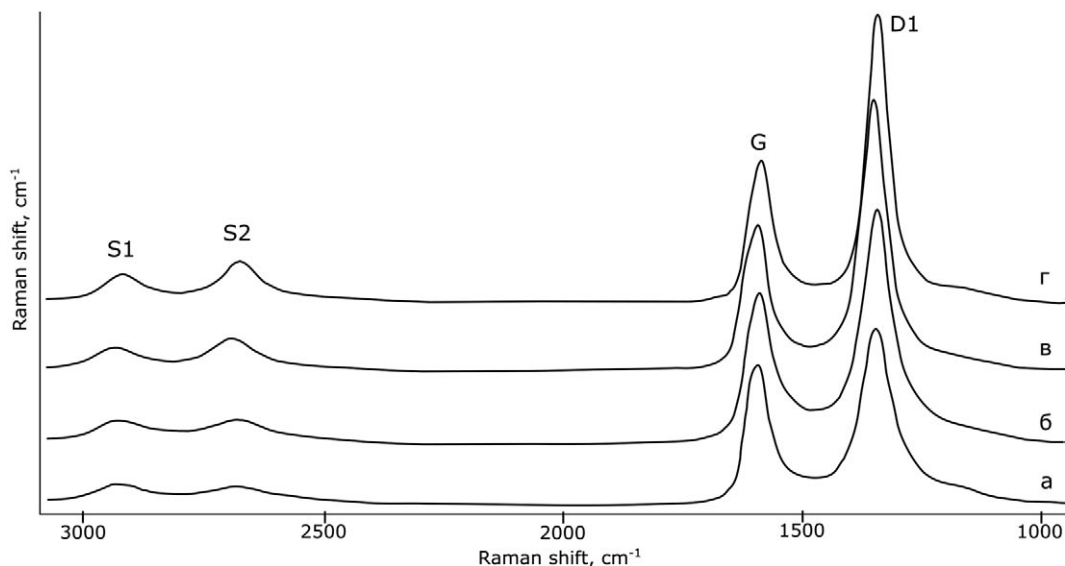


Рис. 1. Типичные рамановские спектры шунгитов с участков Чеболакша (а), Захогино (б), Максово (в) и Нигозеро (г)

Fig. 1. Typical Raman spectra of shungites from Chebolaksha (a), Zazhogino (б), Maksovo (в), Nigozero (г)

ми (рис. 1): D1 ($\sim 1350 \text{ cm}^{-1}$), появляющимся в аморфных и (или) дефектных фазах углерода, и графитовым пиком G ($\sim 1580 \text{ cm}^{-1}$). В области рассеяния второго порядка в рамановских спектрах УВ присутствуют пики S1 ($\sim 2690 \text{ cm}^{-1}$) и S2 ($\sim 2940 \text{ cm}^{-1}$). Для всех исследуемых образцов интенсивность и полуширина линии D1 выше, чем линии G. Для количественной оценки степени внутрислойной упорядоченности шунгитов были использованы отношения высот и интегральных интенсивностей пиков в области рассеяния первого порядка, а именно пиков D1 и G ($R1 = I_{D1}/I_G$). Уменьшение значения параметра R1 свидетельствует об увеличении упорядоченности шунгита. Для оценки межслойной упорядоченности шунгитов было использовано отношение интенсивностей пиков S1 и S2 (I_{S1}/I_{S2}) в области рассеяния второго порядка [Chazhengina, Kovalevski, 2017].

Исследованные шунгиты характеризуются различной степенью упорядоченности (табл.). Для шунгитов участка Чеболакша в области рассеяния первого порядка соотношение интенсивностей I_{D1}/I_G было меньше, чем для всех остальных исследованных образцов, что говорит о наибольшей степени упорядоченности шунгитов этого проявления. В области рассеяния второго порядка наименьшее значение соотношения интенсивностей I_{S1}/I_{S2} наблюдалось также у шунгитов участка Чеболакша, а наибольшее – у шунгитов участка Нигозеро.

Ранее было показано [Товпенец, 2016], что шунгиты с участков Захогино и Максово являются неоднородными даже в пределах од-

ной залежи, однако шунгиты участка Захогино более упорядоченные, для них усредненное значение R1 больше, чем значение этого параметра для шунгитов участка Максово. При этом усредненное значение FWHM D1 для шунгитов участка Максово больше.

Для оценки степени упорядоченности шунгитов были определены размеры областей когерентного рассеяния La (табл.), которые рассчитывались по формуле [Ferrari, Robertson, 2000]: $I(D)/I(G) = C(\lambda)/La$, где коэффициент $C(\lambda) \sim 44 \text{ \AA}$.

Стандартное отклонение La свидетельствует о разбросе вычисленных значений, который определяется ошибкой эксперимента и структурной микронеоднородностью шунгита в пределах одного образца. Для шунгитов участков Захогино и Максово, отобранных из прожилков и имеющих большую упорядоченность, разброс значений существенно выше, чем для шунгита, находящегося в виде обособленных включений в породе, то есть микронеоднородность шунгита из прожилков больше. Для шунгита участка Максово из породы разброс значений существенно меньше, что указывает на его меньшую микронеоднородность. Это может быть связано с изменениями условий образования шунгита, в том числе при миграции исходного вещества.

Для шунгита участка Чеболакша, имеющего большую упорядоченность (табл.), рассчитанное значение La имеет максимальную величину, при этом разброс значений небольшой, что говорит о его меньшей микронеоднородности.

Средние значения $R1$, I_{S1}/I_{S2} и La с учетом стандартных отклонений, полученные методом рамановской спектроскопии, для всех исследуемых образцов

Mean values of $R1$, I_{S1}/I_{S2} , La taking into account standard deviations for all studied samples

Название образца Sample name	$R1 = I_{D1}/I_G$	I_{S1}/I_{S2}	La , нм
Захогино_#1 Zazhogino_#1	$1,72 \pm 0,32$	$1,11 \pm 0,21$	$2,65 \pm 0,22$
Захогино_#2 Zazhogino_#2	$2,23 \pm 0,22$	$1,46 \pm 0,1$	$1,99 \pm 0,18$
Максово_#1 Maksovo_#1	$1,75 \pm 0,15$	$1,49 \pm 0,2$	$2,53 \pm 0,23$
Максово_#2 Maksovo_#2	$2,19 \pm 0,07$	$1,56 \pm 0,09$	$2,01 \pm 0,06$
Нигозеро Nigozero	$2,14 \pm 0,03$	$1,67 \pm 0,07$	$2,06 \pm 0,03$
Чеболакша Chebolaksha	$1,52 \pm 0,05$	$1,07 \pm 0,1$	$2,9 \pm 0,1$

Примечание. Захогино_#1, Максово_#1 – шунгит из прожилков; Захогино_#2, Максово_#2 – шунгит в виде обособленных включений в шунгитовой породе.

Note. Zazhogino_#1, Maksovo_#1 – shungites gathered from veins; Zazhogino_#2, Maksovo_#2 – shungite in the form of separate inclusions in the shungite rock.

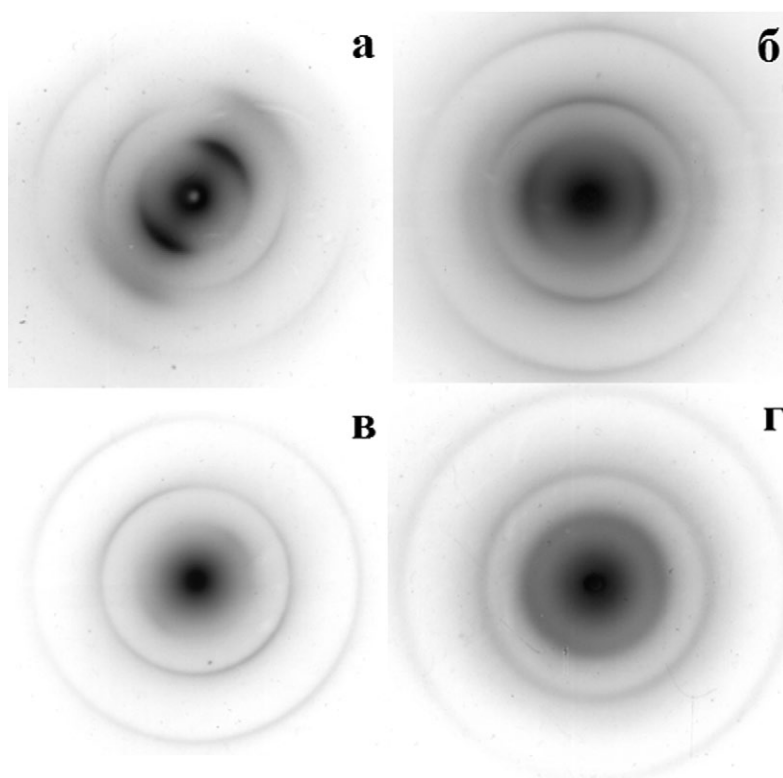


Рис. 2. Микродифракционные картины (электронограммы) шунгитов с участков Чеболакша (а), Захогино (б), Максово (в) и Нигозеро (г)

Fig. 2. Micro-diffraction patterns (electronograms) of shungites from Chebolaksha (a), Zazhogino (б), Maksovo (в), Nigozero (г)

Для дальнейших исследований использовался метод электронной микродифракции (рис. 2). Электронно-дифракционные картины исследованных шунгитов характеризуются различной степенью анизотропии – для шунгитов с участков Чеболакша и Максово она мак-

симальна, для шунгитов с участков Захогино и Нигозеро существенно меньше – и имеют различные полуширины межслоевых (002) и внутрислоевых (100, 110) максимумов.

Определение количественных характеристик степени упорядочения шунгитов по данным

картинам не вполне корректно ввиду азимутального усреднения интенсивностей распределения дифракционных максимумов. Однако приведенные микродифракционные картины демонстрируют структурную неоднородность шунгитов в пределах разных участков, что подтверждается результатами рамановской спектроскопии.

Выводы

Исследованные шунгиты имеют различную степень упорядоченности. Максимальная степень упорядоченности была установлена для шунгита участка Чеболакша, который характеризуется по геологическим данным повышенным давлением. Более низкая степень упорядоченности наблюдалась у шунгита участка Нигозеро, образование которого происходило при наименьших давлениях. Для шунгитов участков Загогино и Максово, отобранных из прожилков и имеющих большую упорядоченность, разброс значений существенно выше, чем для шунгита, находящегося в виде обособленных включений в породе, что свидетельствует о его большей структурной микронеоднородности. Это может быть связано с миграционными процессами, вызывающими изменение структурной упорядоченности шунгита из прожилков в шунгитовой породе. Для шунгита участка Максово в виде включений в породе разброс значений существенно меньше, и это означает его меньшую микронеоднородность, вероятно, определяемую отсутствием миграционных процессов. Для шунгита участка Чеболакша, имеющего большую упорядоченность, рассчитанное значение L_a имеет максимальную величину, при этом разброс значений для разных микрообластей образца несущественный, что является признаком меньшей микронеоднородности

References

Kovalevskii V. V. Shungit ili vysshii antraksolit? [Shungite or the higher anthraxolite?]. *Zap. RMO* [Proceed. of RMS]. 2009. No. 5. P. 97–105.

Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geologiya, tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya) [Onega Paleoproterozoic structure (geology, tectonics, deep structure and minerageny)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011. 431 p.

Tovpenets T. Iu. Issledovanie migratsionnogo shungita metodom Ramanovskoi spektroskopii [Investigation of the migratory shungite by the Raman spectroscopy method]. *Aktual'nye problemy geologii, geofiziki i geoekologii Severo-Zapada Rossii: Mat. XXVII molod. nauch. shk.-konf., posvyashch. pamyati chl.-korr. AN SSSR K. O. Krattsa i akademika RAN F. P. Mitro-*

шунгита и может быть связано с доминированием факторов метаморфизма (давления) над миграционными процессами.

Шунгит в пределах одного участка характеризуется наличием структурной микронеоднородности, которая отличается для разных проявлений и связана с условиями образования (давлением и миграцией углеродистого вещества). Таким образом, структурную микронеоднородность можно использовать как один из индикаторов условий образования шунгитов.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН) при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-01160.

Литература

Kovalevskii V. V. Шунгит или высший антраксолит? // *Зап. РМО*. 2009. № 5. С. 97–105.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогения) / Ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Товпенец Т. Ю. Исследование миграционного шунгита методом Рамановской спектроскопии // *Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России: Материалы XXVII молодежной науч. шк.-конф., посв. памяти чл.-кorr. АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова (Апатиты, 3–7 октября 2016)*. С. 48–50.

Chazhengina S. Y., Kovalevski V. V. Raman spectroscopy of weathered shungites // *J. Raman Spectrosc.* 2017. Vol. 48(11). P. 1590–1596.

Ferrari A. C., Robertson J. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon // *Phys. Rev.* 2000. V 61. P. 14095–14107.

Поступила в редакцию 11.05.2018

fanova (Apatity, 3–7 okt. 2016 g.) [Topical problems of geology, geophysics and geoecology of north-west Russia: proceed. XXVII youth scientific school-conf. dedicated to the memory of the corresponding member of the USSR Acad. of Sciences K. O. Krattts and academician F. P. Mitrofanov (Apatity, Oct. 3–7, 2016)]. P. 48–50.

Chazhengina S. Y., Kovalevski V. V. Raman spectroscopy of weathered shungites. *J. Raman Spectrosc.* 2017. 48(11). P. 1590–1596.

Ferrari A. C., Robertson J. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. *Phys. Rev.* 2000. V 61. P. 14095–14107.

Received May 11, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Товпенец Татьяна Юрьевна
младший научный сотрудник
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: t.tovpenets@yandex.ru
тел.: +79210172266

CONTRIBUTOR:

Tovpenets, Tatiana
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: t.tovpenets@yandex.ru
tel.: +79210172266

УДК 553.016.17 + 553.3/.4

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЮЖНОГО ФЛАНГА ХИЗОВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ

А. Г. Никифоров

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

Для Хизоваарской структуры Северо-Карельского зеленокаменного пояса характерна неметаллическая рудная минерализация. Ряд промышленных минералов ассоциированного со структурой одноименного рудного поля включает кианит, гранат, мусковит, второстепенно ставролит, графит, кварц. На южном фланге структуры расположено месторождение «Высота-181», для которого главным промышленным минералом является гранат с содержанием 10–35 % в продуктивных толщах. Для месторождений всей структуры характерны основные промышленные минералы, представленные кианитом с пиритом и графитом, мусковитом, а гранат и ставролит встречаются в маломощных линзах. В статье приводятся данные о гранатовых рудах месторождения «Высота-181» и дано сопоставление их состава и условий формирования с рудными комплексами другой части Хизоваарской структуры. Результаты исследований показывают, что наиболее продуктивные толщи месторождения «Высота-181» и других месторождений Хизоваарской структуры сформированы по протолиту терригенных, осадочно-вулканогенных и вулканических пород андезитового ряда с проявлением полихронных процессов метаморфизма амфиболитовой фации и метасоматоза, при этом для южного фланга структуры характерно формирование гранатсодержащих пород в результате основного метасоматоза ставролит-гранатовой фации.

К л ю ч е в ы е с л о в а: Хизоваарское рудное поле; кианит; гранат; мусковит; метаморфизм.

A. G. Nikiforov. ORE MINERALIZATION OF THE SOUTHERN FLANK OF THE KHIZOVAARA STRUCTURE

The Khizovara structure of the North Karelian greenstone belt is characterized by non-metallic ore mineralization. Industrial minerals associated with the structure of the homonymous ore field include kyanite, garnet, muscovite, staurolite, graphite, quartz. In the southern flank of the structure there is a deposit "Vysota-181", where the main industrial mineral is garnet with a 10–35 % content in productive ores. The deposits of the structure at large are characterized by the main industrial minerals represented by kyanite with pyrite and graphite, muscovite, while garnet and staurolite are found in thin lenses. The article presents data on garnet ores of the "Vysota-181" deposit and compares their composition and formation conditions with ore complexes of another part of the Khizovara structure. The results of the research show that the most productive ores of the "Vysota-181" deposit and other deposits of the Khizovara structure are formed from the protolith of terrigenous, sedimentary-volcanic and volcanic rocks of the andesite series with the polychronous metamorphism of the amphibolite facies and metasomatism,

while the southern flank of the structure features the formation of garnet-bearing rocks as a result of the basic metasomatism of the staurolite-garnet facies.

Key words: Khizovaara ore field; kyanite; garnet; muscovite; metamorphism.

Введение

Хизоваарское рудное поле представляет собой территориально и генетически близкие месторождения в пределах Хизоваарской структуры. Наиболее подготовленным и изученным является месторождение кианитовых руд «Южная линза». Минерагеническая специализация месторождений и проявлений Хизоваарского рудного поля с севера на юг изменяется от кианитовых руд (месторождение «Южная линза») до гранатовых (месторождение «Высота-181»). Вопросы минерагении южного фланга Хизоваарской структуры, к которому приурочено месторождение комплексных гранатовых руд «Высота-181», представляют научный и практический интерес. Целью работы является анализ условий формирования гранатовых руд на южном фланге Хизоваарской структуры и выявление аналогий между составом и стратиграфическим положением пород месторождения «Высота-181» и других объектов Хизоваарского рудного поля.

Методы

Для анализа метасоматической зональности и ассоциированных с ней руд применялась методика минералогического картирования на основе выделения метаморфических типов протолита и петрографического состава метасоматических зон. Химические и минералогические анализы выполнялись в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН.

Геологическое строение

Хизоваарская структура представляет собой сложноскладчатую синформу, сложенную супракрустальными породами, обрамленную гранитоидами Топозерского комплекса. Детальные исследования В. Н. Кожевникова [2000] показали, что Хизоваарская структура представляет собой аккретированный коллаж шести стратотектонических ассоциаций (СТА) и имеет четкую асимметрию в геологическом строении. СТА представлены (снизу вверх) нижними вулканогенными ультраосновными и основными, осадочно-вулканогенными, терригенными и верхними вулканогенными основными породами, метаморфизованными в условиях поли-

хронного регионального метаморфизма. Более значимыми для рудогенеза стали события свекофеннского этапа: метаморфизм амфиболитовой фации и сопутствующий кислотный и основной метасоматоз [Глебовицкий, Бушмин, 1983; Щипцов, 1988]. На южном фланге структуры, вблизи контакта с гранитоидами обрамления, расположено месторождение комплексных гранатовых руд «Высота-181» (рис. 1).

Месторождение представляет собой ярко выраженную в рельефе линзоподобную форму метасоматизированных гнейсов с рудными образованиями промышленных минералов, в обрамлении метаморфических пород. Главная линза шириной 350 м вытянута в субширотном направлении на 1,2 км, общей площадью около 3,5 кв. км и приурочена к рудовмещающим гранат-биотитовым и амфибол-биотитовым гнейсам. В южной части линзы прослежен контакт с гранатовыми амфиболитами, в северной контакт с амфиболитами наблюдается частично. Комплексные руды этого месторождения отличаются высоким содержанием граната практически во всех выявленных метасоматических зонах. Метасоматиты представлены гранат-кианитовыми, гранат-ставролит-полевошпатовыми, гранат-мусковитовыми, гранат-кианит-мусковитовыми вторичными кварцитами с содержанием SiO_2 до 90 %. В таблице 1 отражены результаты минералогического анализа для проб, отобранных в пределах центральной линзы.

Результаты геологических наблюдений и минералогического анализа показывают, что наиболее богатая рудная минерализация связана с метасоматическими зонами. В метаморфических породах содержание граната не превышает 10 % по массе. Попутные промышленные минералы (ставролит, кианит и мусковит) в пределах месторождения сформированы только как продукт кислотного и основного метасоматоза. Для сопоставления особенностей оруденения, состава вмещающих пород были проанализированы хорошо изученные месторождения структуры: «Южная линза», «Северная линза», «Восточная линза» и «Межозерное».

Месторождения «Южная линза», «Восточная линза» и «Северная линза»

«Северная линза» и «Восточная линза» – месторождения кианита, приуроченные к руд-

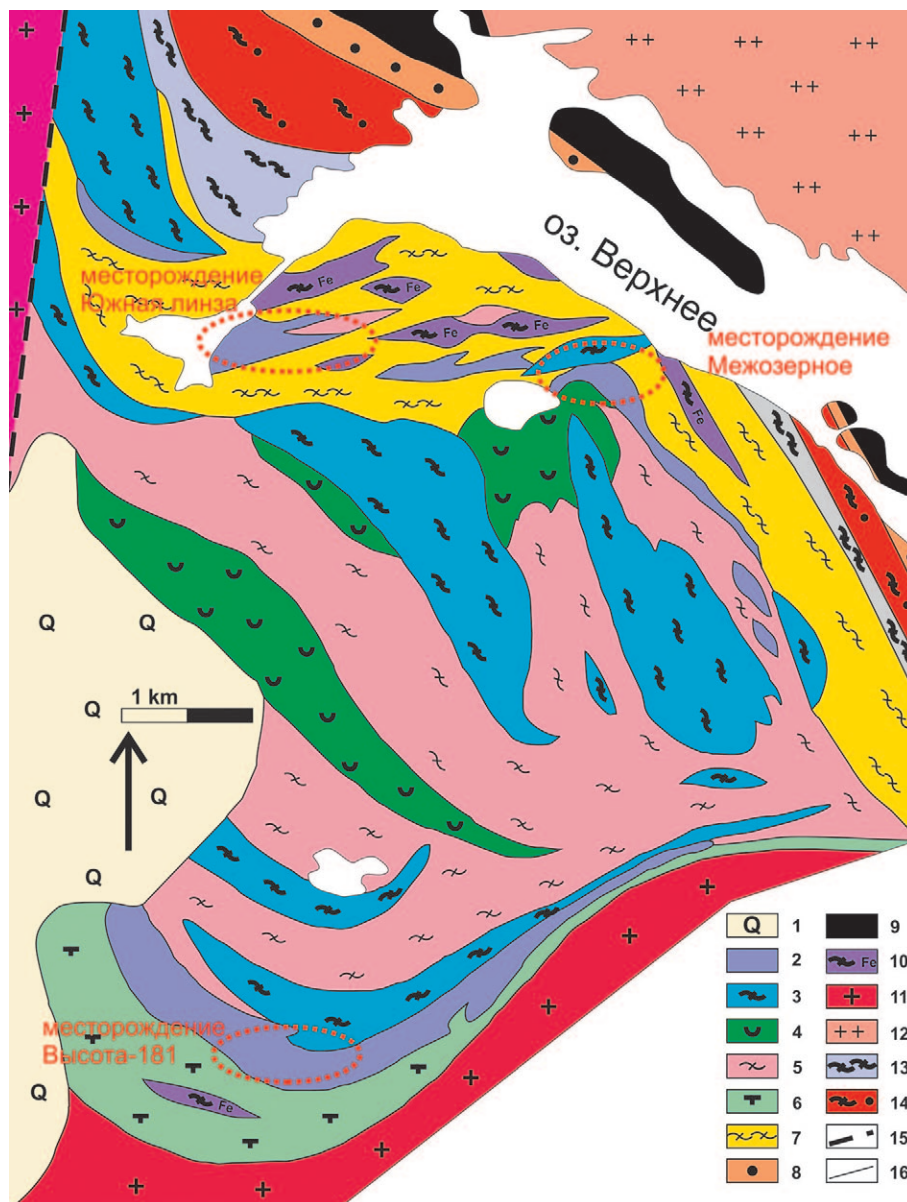


Рис. 1. Схема Хизоваарского рудного поля с главными месторождениями [Щипцов, Иващенко, 2018]:

1 – четвертичные отложения. 2 – кислотные метасоматиты. 3 – метабазалты. 4 – метаморфизованные лавы и туфы. 5 – метадациты и метариолиты. 6 – силлы габбро. 7 – осадочно-вулканогенные и терригенные метаморфиты андезитового ряда. 8 – метавулканисты бонинитовой серии. 9 – метаперидотиты. 10 – Mg-Fe интрузивы. 11 – диориты и гранодиориты. 12 – микроклиновые граниты. 13 – метаандезиты. 14 – железистые метабазалты. 15 – тектонические нарушения. 16 – геологические границы

Fig. 1. The scheme of the Khizovaara ore field with the main deposits [Shchiptsov, Ivashchenko, 2018]:

1 – Quaternary deposits. 2 – acid metasomatites. 3 – metabasalts. 4 – metamorphic lavas and volcanic ashes. 5 – metadacites and metarhyolites. 6 – gabbro sills. 7 – sedimentary-volcanic and terrigenous metamorphic rocks of the andesite series. 8 – metavolcanics of the boninite series. 9 – metaperidotites. 10 – Mg-Fe intrusives. 11 – diorites and granodiorites. 12 – microcline granites. 13 – metaandesites. 14 – iron metabasalts. 15 – tectonic disturbances. 16 – geological boundaries

ным телам неправильной линзовидной формы метаморфогенного генезиса по породам кор выветривания или продуктам эффузивной деятельности, представленным лавами андезитов

с повышенным содержанием глинозема. В статье рассматривается месторождение «Южная линза», представляющее собой мощное оруденелое тело, в пределах которого выделяется

Таблица 1. Результаты минералогического анализа рудовмещающих метаморфических и метасоматизированных пород

Table 1. Results of the mineralogical analysis of ore-hosting metamorphic and metasomatic rocks

Петрографический состав пород Petrographical composition of rocks	Grt %	St %	Qtz %	Pl %	Ms %	Bt %	Ky %
Qtz-Ms-Ky	3,25	0,86	51,48	0	28,8	4,8	10,47
Qtz-Pl-Bt-Grt	7,2	0,6	50,7	27,8	3,1	8,9	1,2
Ms-Qtz-Ky-Grt	7,26	2,4	17,25	0	58,06	0,43	12
Qtz-Pl-Bt-Grt	8,1	0	50,7	23,2	1	13,2	0
Qtz-Ms-Ky-Grt	9,02	0,43	40,27	0	24,83	3,82	20,6
Qtz-Grt-Pl-Ms	9,2	0	55,4	17,7	12	2,4	0
Qtz-Ms-Grt-Pl	9,2	0	65,4	6,9	14,8	2,8	0
Qtz-Ky-Grt-Ms-Pl	11,6	0,8	45,8	9	9,8	4,2	16,5
Qtz-Grt-Pl-Ms-St-Ky	11,8	6,2	56,5	8,2	8,1	1,2	5,3
Qtz-Ky-Pl-Grt-Bt	12,7	1,8	42,4	14,9	2,6	5,8	18,5
Qtz-Grt-Pl-Ms	13,1	0	64,7	9,1	7,7	4,2	0
Qtz-Ky-Ms-Pl	13,1	2,8	50,1	5,1	8,9	2,7	15,1
Qtz-Ky-Grt	13,4	1,2	46,8	4,2	1,9	0,3	30
Qtz-Grt-Ms-Pl	13,8	1,1	65,8	5,2	6,4	1,8	4,2
Qtz-Ky-Grt	15,6	0	47,5	8	2,1	1,5	23
Qtz-Pl-Grt-Bt	20,6	1	50	21,1	0,03	5,53	0
Qtz-Grt-Ky-St	21,94	5,16	51,09	0	3,05	0,1	17,1
Qtz-Grt-Pl-Ky	22,86	1,95	43,84	12,74	3,77	1,82	11,46
Qtz-Grt-Ms-Pl	24,8	0	46,9	9,5	12,7	1,5	3,2
Qtz-Grt-Ky-Bt-Pl	29,7	4,3	37,2	6,1	2,1	6,6	11,8
Grt-Qtz-Ky-St	35,5	13	31,7	0,2	0,5	0,1	14,4
Grt-Qtz	58,53	0,13	26,67	4,96	0,93	0	1,88

шесть залежей кианитовых руд метаморфогенно-метасоматического и метасоматического генезиса по протолиту граувакки андезитового состава [Щипцов и др., 1988]. Кианитовое оруденение представлено тремя типами кианита – метаморфического, метаморфогенно-метасоматического и метасоматического генезиса, различающегося по кристалломорфологии, химическому составу, содержанию в оруденелых породах [Щипцов и др., 1988; Минерально-сырьевая..., 2006].

Месторождение «Межозерное»

Продуктивная толща залегает среди пород хизоваарской свиты неоархея. Пространственное положение толщи структурно связано с контактом амфиболитов (и их метасоматически измененных разновидностей, в частности, гранат-кианитовых амфиболитов) и гнейсов амфибол-биотитового и биотитового состава [Родионов, 2001; Минерально-сырьевая..., 2006]. Полезная толща сложена кварц-мусковитовыми метасоматитами с прослоями и линзами кианитовых вторичных кварцитов с низким содержанием мусковита (1,3–8,5 %) [Родионов, 2001]. Метасоматическое выще-

лачивание мусковит-кварцевой фации приурочено к зонам рассланцевания и часто накладывается на продукты метасоматоза кианит-кварцевой фации. Для данного механизма в пределах Хизоваарской структуры отмечено замещение биотита мусковитом в условиях выноса из системы MgO и FeO [Глебовицкий, Бушмин, 1983]. Таким образом, парагенезисы, включающие мусковит в пределах месторождения (Grt+Bt+Ms+Qtz+Pl, Grt+Ky+Ms+Bt+Qtz, Bt+Ms+Qtz, Pl+Ms+Qtz), принадлежат в том числе к слабоизмененным метасоматозом породам (биотитовым и амфибол-биотитовым гнейсам).

Для сопоставления оруденелых пород и метасоматитов были проанализированы составы проб, отобранных на месторождениях Хизоваарской структуры. Состав пород месторождений по данным источников и авторской работы приведен на диаграмме AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}-\text{MgO}$) (рис. 2).

Результаты исследования показывают, что составы вмещающих оруденение пород месторождения «Высота-181» коррелируют с составами метабазитов и метаандезитов, описанными для Хизоваарской структуры. При этом наблюдаются два тренда метасоматических

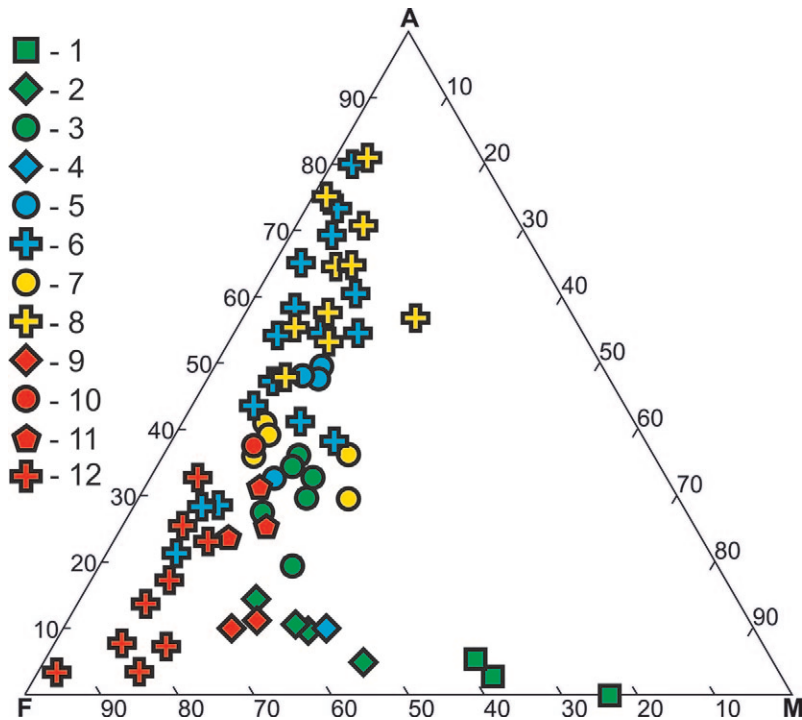


Рис. 2. Состав пород Хизоваарского рудного поля:

1 – коматииты, 2 – базальты, 3 – андезиты [по: Кожевников, 2000]. 4 – амфиболиты месторождения «Южная линза», 5 – амфибол-биотитовые гнейсы месторождения «Южная линза»; 6 – кианитсодержащие метасоматиты месторождения «Южная линза» [Щипцов, 1983]. 7 – амфибол-биотитовые гнейсы месторождения «Межозерное», 8 – мусковитсодержащие метасоматиты месторождения «Межозерное» [Родионов, 2001]. 9 – амфиболиты месторождения «Высота-181», 10 – амфибол-биотитовые гнейсы месторождения «Высота-181», 11 – гранат-биотитовые гнейсы месторождения «Высота-181», 12 – гранатсодержащие метасоматиты месторождения «Высота-181»

Fig. 2. Rocks composition of the Khizovaara ore field:

1 – komatiites, 2 – basalts, 3 – andesites [after: Kozhevnikov, 2000]. 4 – amphibolites of the South Lens deposit, 5 – amphibole-biotite gneiss of the South Lens deposit; 6 – kyanite-bearing metasomatites of the South Lens deposit [Shchiptsov, 1983]. 7 – amphibole-biotite gneiss of the Mezhozernoye deposit, 8 – muscovite-bearing metasomatites of the Mezhozernoye deposit [Rodionov, 2001]; 9 – amphibolites of the "Vysota-181" deposit, 10 – amphibole-biotite gneiss of the "Vysota-181" deposit, 11 – garnet-biotite gneiss of the "Vysota-181" deposit, 12 – garnet-bearing metasomatites of the "Vysota-181" deposit

изменений состава пород: дебазификация пород северного фланга, связанная с выносом Fe_2O_3 , FeO, MgO, и повышение железистости в породах южного фланга. В таблице 2 иллюстрируется ряд сходств и различий в строении и характере оруденения на месторождениях северного и южного флангов. К сходствам относится развитие оруденения по протолисту преимущественно осадочно-вулканогенных пород андезитового состава. Оруденение контролируется литологическими и петрологическими факторами, к которым относится свекофеннский метаморфизм амфиболитовой фации, регрессивный метаморфизм и метасоматоз кислотных и основных фаций [Глебовицкий, Бушмин, 1983; Щипцов и др., 1988]. Ха-

рактер оруденения – линзовидные зональные образования (зональность связана с метасоматической колонкой).

Различия проистекают из особенностей геологического строения. Однородные рудные тела месторождений «Южная линза» и «Межозерное» имеют мощность и протяженность первые сотни метров. Главная рудная залежь месторождения «Высота-181» имеет протяженность более 800 м, но оруденение в ее пределах крайне неоднородно. Это связано с высокой сложностью геологического строения в условиях, когда зоны метасоматических изменений приурочены к контактам между породами [Глебовицкий, Бушмин, 1983].

Таблица 2. Сравнительная характеристика оруденелых пород месторождений Хизоваарской структуры

Table 2. Comparative analysis of mineralized rocks of the Khizovaara structure deposits

Размеры рудных тел Dimensions of the ore bodies	Характер оруденения Type of mineralization
Северный фланг структуры Northern flank of the structure	
Месторождение «Южная Линза» South Lens deposit	
	<p>Оруденение в виде зональных и линзовидных субпараллельных кварц-кианитовых, кианит-кварцевых метасоматизированных пород в пределах мощной толщи с наложенной сульфидной и графитовой минерализацией. Характер оруденения и интенсивность метасоматических процессов может незначительно меняться в разных линзах. Оруденение в линзах и зонах однородное на протяжении 50 и более метров и в большинстве наблюдаемых обнажений контролируется контактами слюдястых гнейсов и метабазитов.</p> <p>The mineralization is in the form of zonal and lens-shaped subparallel quartz-kyanite, kyanite-quartz metasomatic rocks within thick series with overlapping sulphide and graphite mineralization. The type of mineralization and intensity of metasomatic processes may slightly vary in different lenses. The mineralization in the lenses and zones is homogenous for the space of 50 and more meters and in the most exposures under observation it is controlled by the contacts of micaceous gneiss and metabasites.</p>
Месторождение «Межозерное» Mezhozernoje deposit	
	<p>Оруденение однородное на протяжении 100–200 м в линзах и контролируется контактами слюдястых гнейсов и метабазитов. Линзовидные тела представлены мусковитовыми кварцитами, в пределах которых встречаются локальные тела кианитовых метасоматитов. В зоне контакта с базитами развиты гранат-мусковитовые, гранат-кианитовые метасоматиты.</p> <p>The mineralization is homogenous for the space of 100–200 m in lenses and is controlled by the contacts of micaceous gneiss and metabasites. Lens-shaped bodies are represented by muscovite quartz rocks with occurrences of kyanite metasomatites local bodies. Garnet-muscovite, garnet-kyanite metasomatites are developed in the zone of the contact with basites.</p>
Южный фланг структуры Southern flank of the structure	
Месторождение «Высота-181» «Vysota-181» deposit	
	<p>Оруденение однородное (соответствует составу одного из типов руды) на протяжении 10–30 м в метасоматических зонах и контролируется контактами гранат-биотитовых гнейсов, амфибол-биотитовых гнейсов и метабазитов. Минеральный состав зон меняется в широких пределах на малой площади. Описаны три технологических типа руд – гранатовые, гранат-ставролит-кианитовые и гранат-мусковитовые.</p> <p>The mineralization is homogenous (corresponds to the composition of one of the ore types) for the space of 10–30 m in metasomatic zones and is controlled by the contacts of garnet-biotite gneiss, amphibole-biotite gneiss and metabasites. Mineral composition of the zones varies within wide ranges on a small area. Three technological types of ore – garnet, garnet-staurolite-kyanite and garnet-muscovite are described.</p>

Результаты

Установлено, что рудная минерализация южного фланга Хизоваарской структуры представлена комплексным гранатовым оруденением, петрологически связанным с интенсивным метаморфизмом свекофеннского периода в сочетании с метасоматическими процессами и пространственно приуроченным к породам осадочно-вулканогенной стратотектонической ассоциации. Для месторождения характерна рудная минерализация, свойственная объектам северного фланга Хизоваарской структуры (кианитовые и мусковитовые вторичные кварциты, появление декоративных пород гранат-мусковит-кианит-кварцевого состава).

Уникальной является гранатовая минерализация, характерная как для метаморфических, так и для метасоматических пород. Причиной является базификация пород, происходящая в результате полихронных синметаморфических метасоматических процессов. В пределах всего Хизоваарского рудного поля оруденение приурочено к осадочно-вулканогенным и терригенным глубоко метаморфизованным породам, с гнейсовидной или сланцеватой текстурой. Формирование руд происходит в результате регионального метаморфизма амфиболитовой фации и синхронного метасоматоза, наиболее ярко проявленного в зонах интенсивного рассланцевания на контактах гнейсов с метабазитами.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (тема НИР «Минерагения, технологическая и эколого-экономическая оценка потенциальных минерально-сырьевых ресурсов территории Республики Карелия»).

Литература

Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 2016 с.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 222 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи / Отв. ред.

В. П. Михайлов, В. Н. Аминов. Петрозаводск: Респ. тип. им. Анохина, 2006. 356 с.

Родионов В. С. Отчет по теме «Результаты поисковых и разведочных работ по выявлению в районе Чупинской ПОФ маложелезистого чешуйчатого мусковита и чистого кварца для производства высокотехнологичных изделий и помола за 2000–2001 гг.». 2001.

Щипцов В. В., Иващенко В. И. Минерально-сырьевой потенциал арктических районов Республики Карелия // Труды КарНЦ РАН. 2018. № 2. С. 3–33. doi: 10.17076/geo775

Щипцов В. В., Сыстра Ю. Й., Щипцова Н. И., Кулмала Т. К., Бородулин Ю. Д., Скамницкая Л. С., Захарова И. Б., Морозов Г. Г., Каненкова Е. А., Байбусинов Ш. Ш. Хизоваарское кианитовое поле (Северная Карелия) / Отв. ред. Л. Л. Гродницкий. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1988. 105 с.

Поступила в редакцию 27.06.2018

References

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A. Poslemigmatitovyi metasomatiz [The postmigmatitic metasomatism]. Leningrad: Nauka, 1983. 2016 p.

Kozhevnikov V. N. Arkheiskie zelenokamennye poyasa karel'skogo kratona kak akkretsiionnye orogeny [Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretionary orogens]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2000. 222 p.

Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya. Kn. 2. 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: Resp. tip. im. Anokhina, 2006. 356 p.

Rodionov V. S. Otchet po teme "Rezul'taty poiskovykh i razvedochnykh rabot po vyavleniyu v raione Chupinskoi POF malozhelezistogo cheshuichatogo muskovita i chistogo kvartsa dlya proizvodstva vyso-

kotekhnologichnykh izdelii i pomola za 2000–2001 gg." [Results of prospecting and exploration of low-iron scaly muscovite and pure quartz in the Chupa GPP area for making high-technology products and grind in 2000–2001: a report]. 2001.

Shchiptsov V. V., Ivashchenko V. I. Mineral'no-syr'evoi potentsial arkticheskikh raionov Respubliki Kareliya [Mineral potential of Arctic Karelia]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2018. No. 2. P. 3–33. doi: 10.17076/geo775

Shchiptsov V. V., Systra Yu. I., Shchiptsova N. I., Kulmala T. K., Borodulin Yu. D., Skamnitskaya L. S., Zakharova I. B., Morozov G. G., Kanenkova E. A., Baibusinov Sh. Sh. Khizovaarskoe kyanitovoe pole (Severnaya Kareliya) [The Hisovaara kyanite field (North Karelia)]. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR, 1988. 105 p.

Received June 27, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

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

CONTRIBUTOR:

Nikiforov, Alexander

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

ХРОНИКА

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



По решению IMA-CAM – Комиссии по прикладной минералогии при Международной минералогической ассоциации с 23 по 27 сентября 2019 года на базе Белгородского государственного технологического университета им. В. Г. Шухова впервые в России будет проходить 14-й Международный конгресс по прикладной минералогии (ICAM-2019).

Девиз конгресса – «Прикладная минералогия: будущее рождается сегодня». Он определит вектор приоритетных научных направлений, послужит укреплению престижа этой науки, созданию новых профессиональных контактов.

Научная программа ICAM-2019 по направлениям:

1. Геометаллургия, технологическая минералогия и процессы переработки минерального сырья.
2. Индустриальные минералы, драгоценные камни, руды и добыча полезных ископаемых.
3. Нефтяные и газовые коллекторы, в том числе газовые гидраты.
4. Аналитические методы, приборы и автоматизация.
5. Перспективные материалы с улучшенными характеристиками, в том числе техническая керамика и стекло.
6. Строительное материаловедение.
7. Биомиметические материалы на минеральной основе, биоминералогия.

8. Окружающая среда и энергетические ресурсы.

9. Культурное наследие, артефакты и их сохранность.

Доклады будут опубликованы издательством Springer отдельным сборником, который войдет в международную библиографическую базу данных Scopus.

Комиссия по прикладной минералогии в рамках Международной минералогической ассоциации (IMA-CAM) была образована в 1979 году после создания Международного совета по прикладной минералогии (ICAM). Цели IMA-CAM: организация и координация конгрессов, симпозиумов, семинаров или совещаний, посвященных прикладной минералогии, связь с другими организациями, действующими в этой области, между прикладными минералогами в различных областях (технологической минералогии, геометаллургии, прикладной минералогии керамики, разработке и применении функциональных материалов, включая цемент и стекла, экологии и медицине, аналитических методах). Особое внимание уделяется минеральным поверхностям и наночастицам.

В 1993 году в г. Перт (Австралия) было решено, что заседания ICAM будут проходить по четырехлетнему графику между организациями международных конгрессов Междуна-

родной минералогической ассоциации (IMA). Позднее, в 2011 году, в г. Тронхейм (Норвегия) было принято решение о проведении конгрессов каждые два года.

Предыдущие конгрессы состоялись: Австралия, г. Брисбейн (ICAM-2008), Норвегия, г. Тронхейм (ICAM-2011), Китай, г. Миньян (ICAM-2013), Турция, г. Стамбул (ICAM-2015), Италия, г. Бари, Каstellанета-Марина (ICAM-2017).

В настоящее время Maarten A. T. M. Broekmans (Норвегия) является председателем IMA-CAM, Jan Elsen (Бельгия) – секретарем.

Председателем Национального оргкомитета конгресса является чл.-корр. РАН, губернатор Белгородской области Е. С. Савченко, О. Б. Котова – секретарь Национального программного комитета, академик РАН Л. А. Вайсберг – председатель программного комитета.

Подробная информация – на сайте Конгресса: www.geo.komisc.ru/icam2019

*В. В. Щипцов,
председатель Комиссии
по технологической минералогии РМО,
член программного комитета конгресса*

ЮБИЛЕИ И ДАТЫ

ОЛЕГ ИВАНОВИЧ ВОЛОДИЧЕВ (к 80-летию со дня рождения)

15 июля 2018 года исполнилось 80 лет видному карельскому петрологу, доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки Республики Карелия, лауреату государственной стипендии «Выдающиеся ученые России» Олегу Ивановичу Володичеву.

С его именем связаны такие громкие открытия, как архейский высокобарический коллизионного типа метаморфизм и древнейшие эклогиты, сделавшие Карелию важнейшим для понимания ранней истории Земли регионом

планеты. Только этого Олегу Ивановичу было бы достаточно, чтобы войти в круг наиболее авторитетных метаморфических петрологов России. Однако на этом не заканчиваются его научные достижения. Он участвует в создании карт метаморфизма, а его авторская «Карта метаморфизма и транспрессионной тектоники докембрия Карелии и сопредельных территорий» 2001 года широко использована при создании новой геологической карты Северо-Восточной Фенноскандии. Под руководством



О. И. Володичев на рабочем месте



С учениками О. А. Максимовым и Н. Е. Король

О. И. Володичева оценена роль метаморфизма в рудообразовании на железорудных месторождениях Западной Карелии, в том числе Костомукшском рудном поле. Результаты научных исследований юбиляра изложены в более чем 200 научных трудах (десять из них – за последние 5 лет), в том числе 12 авторских и коллективных монографиях, более чем 80 статьях.

Олег Иванович постоянно участвует в работе научных конференций, совещаний различного ранга, на которых выступает с докладами, как, в частности, на Всероссийском петрографическом совещании (2015), Международной конференции «Precambrian high-grade mobile belts» (2014) и др. Он один из организаторов проходивших в Карелии в 2012, 2013, 2017 годах научных конференций и полевых научных экскурсий, посвященных проблемам геологии раннего докембрия.

Олег Иванович продолжает активную научно-организационную работу, являясь членом редколлегии серии «Геология докембрия»

журнала «Труды Карельского научного центра РАН», членом Регионального петрографического совета по Северо-Западу России. На протяжении многих лет возглавляет Карельское отделение Всероссийского минералогического общества.

В настоящее время О. И. Володичев сконцентрирован на изучении пород эклогитовой фации, и его изыскания вновь опережают время. Он щедро передает свой опыт молодежи, и это залог того, что все его начинания будут продолжены.

Биография юбиляра подробно изложена в книге «Володичев Олег Иванович» из серии «Ученые Института геологии КарНЦ РАН» (Сост. В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 42 с.).

Коллектив лаборатории геологии и геодинамики докембрия ИГ КарНЦ РАН и редколлегия серии «Геология докембрия» научного журнала «Труды КарНЦ РАН» поздравляют Олега Ивановича с юбилеем и желают здоровья, долголетия и новых открытий!

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) публикуют 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 отдельных выпусков 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 в 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 общепотребительных.

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 Duldurga:

(a) – 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 konkurentsya 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.

TABLE OF CONTENTS

A. V. Stepanova, A. N. Larionov, Yu. O. Larionova. 2.2 GA MAFIC SILLS IN THE CENTRAL PART OF THE KARELIAN CRATON: U-Pb DATING OF ZIRCONS AND GEOCHEMISTRY OF GABBRO-DOLERITES IN THE LAKE BOLSHOZERO AREA	3
T. V. Kartushinskaya, V. V. Balagansky, I. A. Gorbunov, A. N. Larionov, P. A. L'vov. U-Pb AGE OF INHERITED ZIRCONS FROM LEUCOSOMES IN GREYGNEISSES OF THE SALMA AND GRIDINO STUDY AREAS, BELOMORIAN PROVINCE.	17
N. E. Korol. METAMORPHIC EVOLUTION OF THE PONGOMNAVOLOK GRANULITE-ENDERBITE-CHARNOCKITE COMPLEX, BELOMORIAN MOBILE BELT	34
N. I. Kondrashova. SOURCES AND POSSIBLE CAUSES OF PALEOPROTEROZOIC MAGMATISM IN THE SOUTHERN PART OF THE KARELIAN CRATON (BALTIC SHIELD)	57
M. A. Gogolev. GEOCHEMICAL TYPES OF SUBVOLCANIC DACITE – RHYOLITE COMPLEXES FROM THE CENTRAL PART OF THE VEDLOZERO-SEGOZERO GREENSTONE BELT (KARELIAN CRATON)	82
L. V. Kuleshevich, I. L. Oleinik. ORE MINERALIZATION AND GENESIS OF THE YUZHKA GOLD-LIMONITE OCCURRENCE, ELMUS AREA, KARELIA.	96
SHORT COMMUNICATIONS	
Yu. E. Deines. LITHOCHEMICAL FEATURES OF SHUNGITE ROCK HORIZONS IN THE ONEGA STRUCTURE	111
I. A. Zueva, L. I. Bakunovich. SEISMIC SITUATION IN THE NORTHERN PARTS OF THE KARELIAN CRATON (FENNOSCANDIAN SHIELD)	116
A. A. Kovalchuk, A. V. Prikhodko, O. I. Konkov, N. N. Rozhkova. GRAPHENE-LIKE CARBON OF SHUNGITE ROCKS OF KARELIA FOR THE PRODUCTION OF NANOSTRUCTURED FILMS	121
T. Yu. Tovpenets. THE INFLUENCE OF FORMATION CONDITIONS ON THE STRUCTURAL MICRO HETEROGENEITY OF SHUNGITES	128
A. G. Nikiforov. ORE MINERALIZATION OF THE SOUTHERN FLANK OF THE KHIZOVAARA STRUCTURE	134
CHRONICLE	
V. V. Shchiptsov. International Congress for Applied Mineralogy (Belgorod, September 23–27, 2019)	141
DATES AND ANNIVERSARIES	
Oleg I. Volodichev (on the 80 th anniversary)	143
INSTRUCTIONS FOR AUTHORS	145

Научное издание

**Труды Карельского научного центра
Российской академии наук**
№ 11, 2018

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 19.11.2018. Дата выхода 30.11.2018. Формат 60x84¹/₈.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 16,8. Усл. печ. л. 17,6.
Тираж 180 экз. Заказ 523. 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