

Карельский научный центр
Российской академии наук

ТРУДЫ

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 10, 2016

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск
2016

Главный редактор

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

Редакционный совет

А. М. АСХАБОВ, академик РАН, д. г.-м. н., проф.; Т. ВИХАВАЙНЕН, доктор истории, проф.; А. В. ВОРОНИН, д. т. н., проф.; С. П. ГРИППА, к. г. н., доцент; Э. В. ИВАНТЕР, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; А. С. ИСАЕВ, академик РАН, д. б. н., проф.; А. М. КРЫШЕНЬ (зам. главного редактора), д. б. н.; Е. В. КУДРЯШОВА, д. флс. н., проф.; В. В. МАЗАЛОВ, д. ф.-м. н., проф.; И. И. МУЛЛОНЕН, д. фил. н., проф.; Н. Н. НЕМОВА, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; В. В. ОКРЕПИЛОВ, академик РАН, д. э. н.; О. Н. ПУГАЧЕВ, член-корр. РАН, д. б. н.; Ю. В. САВЕЛЬЕВ, д. э. н.; Д. А. СУБЕТТО, д. г. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, член-корр. РАН, д. г. н., проф.; 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.; N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.), Prof.; S. P. GRIPPA, PhD (Geog.), Assistant Prof.; A. S. ISAEV, RAS Academician, DSc (Biol.), Prof.; E. V. IVANTER, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; A. M. KRYSHEN' (Deputy Editor-in-Chief), DSc (Biol.); E. V. KUDRYASHOVA, DSc (Phil.), Prof.; V. V. MAZALOV, DSc (Phys.-Math.), Prof.; I. I. MULLONEN, DSc (Philol.), Prof.; N. N. NEMOVA, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; V. V. OKREPILOV, RAS Academician, DSc (Econ.); O. N. PUGACHYOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.); Yu. V. SAVELIEV, DSc (Econ.); V. V. SHCHIPTSOV, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; D. A. SUBETTO, DSc (Geog.); T. VIHAVAINEN, PhD (Hist.), Prof.; 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, 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. ФИЛИППОВ, 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, 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>

© Карельский научный центр РАН, 2016

© Институт геологии Карельского научного центра РАН, 2016

УДК 55 (47) (091)

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КарНЦ РАН – ИСТОРИЯ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ (К 55-ЛЕТИЮ ОБРАЗОВАНИЯ)

В. В. Щипцов, С. А. Светов, А. В. Первунина

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Институт геологии Карельского научного центра РАН в 2016 году отметил 55-ю годовщину с момента образования. В статье приводится краткая история развития основных направлений научных исследований Института геологии КарНЦ РАН на различных этапах его становления. На примере последних трех лет показаны ключевые научные результаты работ, охватывающих современные направления исследований организации, от геологии, петрологии, геофизики до геоэкологии и нанотехнологий.

Ключевые слова: научные исследования; геология; геофизика; минеральные ресурсы; Республика Карелия.

V. V. Shchiptsov, S. A. Svetov, A. V. Pervunina. INSTITUTE OF GEOLOGY OF THE KARELIAN RESEARCH CENTRE RAS – HISTORY OF SCIENTIFIC RESEARCH (ON 55th ANNIVERSARY SINCE FOUNDATION)

In 2016, the Institute of Geology at the Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences celebrated the 55th anniversary since its founding. The history and mainstream of the scientific research conducted by the institute are briefly described in this paper. The key results of geological, petrological and geophysical, geoecological, nanotechnological and other studies carried out in the past three years are reported.

The decree on founding the Institute of Geology as part of the Karelian Branch of the USSR Academy of Sciences was issued on May 18, 1961. It was stated in the Decree that the Presidium of the USSR Academy decided to establish the Institute of Geology on the basis of the Department of Petrography and Mineralogy and the Department of Regional Geology with their units, which were already part of the Karelian Branch of the USSR Academy of Sciences, to invigorate the geological study and technological application of Karelia's mineral resources.

The main fields of the research conducted by the institute in the 1960s were as follows:

- The fundamentals of the Precambrian geology of the Fennoscandian (Baltic) Shield;
- Magmatism, mineralogy, geochemistry and metallogeny;
- Tectonics and structure of metalliferous commercial minerals;
- Quaternary geology and geomorphology of Karelia and adjacent areas;
- Applied geology, including metalliferous and non-metalliferous mineral prospecting criteria;
- Feasibility study of the mining and industrial application of Karelia's mineral resources;
- Engineering geology and hydrogeology of Karelia.

In the last 55 years the institute's staff has conducted extensive research and made many scientific discoveries. The basic modern concepts of Karelia's geology were developed in

Soviet time, when the Karelian Finnish Scientific Research Facility, transformed later into the Karelian Branch of the USSR Academy of Sciences, was founded in 1946. It consisted of the Geology Sector (later 'Unit') with a chemical laboratory and a polishing workshop. Two more sections were established later. In post-war time, young geologists, such as K. O. Kratz and others, worked enthusiastically and productively under the supervision of Prof. P. A. Borisov.

During this period the institute's staff contributed greatly to a better understanding of the geological structure and lithospheric evolution of the southeastern Fennoscandian Shield and adjacent areas and the conditions behind the formation and distribution of useful minerals [Shchiptsov & Golovanova, 2006]. Multi-lateral, interdisciplinary and interregional studies in earth sciences were conducted.

A volume of scientific papers, entitled "Geology of Karelia from the Archean to the present" was published in 2011 to celebrate the 50th anniversary of the Institute of Geology. The main fields of research conducted by the institute over that period are described by the authors. The study of Precambrian stratigraphy and the technological study of genetically different rocks are discussed retrospectively. The origin of various scientific problems, relevant approaches and expected results are described. Modern data obtained by recent geochemical and geochronological studies are reported and models of the crustal evolution of the eastern Fennoscandian Shield are presented. The mineral resources of the Republic of Karelia are evaluated. Ongoing seismological and geoecological monitoring conducted by the institute is discussed.

The main ongoing scientific studies at the institute are concerned with: 1. The structure, composition, conditions for the formation and lithospheric evolution of the Fennoscandian Shield and global Precambrian correlations; 2. Mineralogy of Karelia. Integrated technologies: shungite and industrial minerals; 3. Neotectonics, seismicity and geoecology of Northwest Russia.

The 55th anniversary of the Institute of Geology is a significant landmark in its history. It shows the institute's scientific contribution and prospects for the future. Scientific priorities are changing, methods and analytical approaches are updated, new scientific trends are developed and new schools are established. All that will contribute to the institute's further activities, success in priority projects and a better internal structure.

Key words: research; geology; geophysics; mineral resources; Republic of Karelia.

Предыстория

В 2016 году Институту геологии КарНЦ РАН исполнилось 55 лет. За это время сложилась история организации, в которой есть место поискам, научным свершениям и открытиям. Фундамент современных представлений о геологии Карелии закладывался в советское время, с тех пор, когда в 1946 году была организована Карело-Финская научно-исследовательская база АН СССР, а затем филиал АН СССР. В состав организации входил сектор геологии (впоследствии отдел) с химической лабораторией и шлифовальной мастерской, а затем два отдела. В послевоенные годы в Карельском филиале АН СССР под руководством профессора П. А. Борисова очень слаженно и самоотверженно трудился коллектив молодых геологов, и его полноправным членом стал К. О. Кратц.

С 1949 года на территории Карелии развернулись тематические исследования по стратиграфии протерозойских образований под руководством К. О. Кратца, который сформулировал основной принцип исследования: без петрологии не может быть ни стратиграфии,

ни тектоники, ни металлогении раннего докембрия. Истоки этого принципа находятся в классической работе А. А. Полканова «Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова» [Полканов, 1935, 1937]. Показательно, что в 1955 году в предисловии к своему капитальному труду о естественных рядах магм А. А. Полканов назвал двух своих аспирантов – К. О. Кратца и Д. А. Великославинского – соавторами в разработке этого важного петрологического направления. Этот принцип претворен в работах исследователей научной школы Полканова-Кратца – сотрудников Института геологии и геохронологии докембрия РАН, Института геологии Карельского научного центра РАН и Геологического института Кольского научного центра РАН.

С 1948 года группа геологов из Петрозаводска приступила к систематическому исследованию стратиграфии и тектоники раннего докембрия Карелии. Первые результаты в машинописных отчетах геологических фондов появляются в 1949 году. В 1955 году в Трудах Лаборатории геологии докембрия АН СССР (ЛАГЕД) дается обобщение по стратиграфии

и тектонике протерозоя Балтийского щита, основанное на новых данных [Кратц, 1955]. В то время в геологии господствовала геосинклинальная концепция развития складчатых областей, и было практически важно использовать ее сильные положения применительно к глубоко метаморфизованному раннему докембрию. Исследования проводились по запросу Северо-Западного геологического управления. Их постановка была вызвана широко развернувшимися на территории Карелии геолого-съёмочными и поисково-разведочными работами, которые приносили все новые данные по геологии докембрия. Однако эти данные не могли быть достаточно полно объяснимы с позиций существовавших ранее представлений, сложившихся к середине 1930-х годов в результате региональной геологической съёмки.

В кратком очерке о геологическом строении и основных чертах металлогении восточной части Балтийского щита К. О. Кратц указывал, что критериями для принятого стратиграфического подразделения послужили структурные несогласия, стратиграфические перерывы, последовательность напластования различных образований, соотношения с интрузивными породами, степень метаморфизма и гранитизации, а также сравнительная характеристика отдельных осадочно-вулканогенных толщ и интрузий, развитых в различных разобщённых районах (или зонах) [Кратц, Нумерова, 1957]. Он подчеркнул, что, несмотря на многочисленные новые данные, полученные за последние годы, положение некоторых выделённых комплексов и серий интрузий остаётся спорным. Это касается ладожской, печенгской, гиперборейской серий, позднеархейских (позднекарельских) интрузий. Много дискуссий вызывает также и положение границы между археем и протерозоем. Несмотря на то что многие кардинальные вопросы геологии Карело-Кольского региона окончательно не выяснены, совершенно очевидно, что геологическое изучение этой территории за последние 20 лет (со времени проведения XVII сессии Международного геологического конгресса в Москве) привело к принципиально новым представлениям о его геологическом прошлом.

В разработке региональной стратиграфической шкалы принимали участие сотрудники Карельского филиала АН СССР: В. А. Соколов, В. М. Чернов, В. И. Робонен, М. М. Стенарь, Н. Ф. Демидов, О. А. Рийконен и К. О. Кратц [Богданов, Робонен, 2011]. Новые исследования потребовали развития методики изучения метаморфизованных осадочных и вулканогенных толщ докембрия, которая нашла свое

применение в структурно-фациальном анализе докембрия, специализированном изучении слоистости и цикличности, использовании данных радиометрии (в то время в основном калий-аргоновой) [Кратц, 1960]. Схема стратиграфии докембрия, предложенная коллективом [Кратц, 1955; Борисов, Кратц, 1957], легла в основу государственных геологических карт территории Карелии разного масштаба, послужила основой для составления Карельского тома издания «Геология СССР» с приложением геологической карты масштаба 1:1 000 000. К. О. Кратц руководил комплексным проектом, результатом которого стал выпуск двухтомного издания о Карельской АССР [Геология..., 1960, 1962].

За период существования отдела на основе фациально-тектонического анализа была разработана стратиграфическая схема протерозоя и тектоническая схема Карелии. Составлены первые фациальные и палеогеографические карты, создан фундамент для оценки минерально-сырьевой базы Карелии, составлены карты четвертичных отложений и геоморфологии Западной Карелии [Бискэ, 1959, 1960]. Большая роль в этом принадлежит «отцу карельской геологии» П. А. Борисову [Соколов, 1972; Борисов..., 2013]. Таким образом, в конце 50-х годов объективно был создан фундамент для рождения научно-исследовательского института.

От прошлого к настоящему

В Постановлении Президиума АН СССР говорится: «В целях усиления и расширения научно-исследовательских работ по геологии и технологическому использованию минеральных богатств КАССР организовать в январе 1961 года Институт геологии на базе существующих в филиале отдела петрографии и минералогии и отдела региональной геологии с их подразделениями». 18 мая 1961 года выходит приказ по КФ АН СССР об организации Института геологии. Структура института включала отдел региональной геологии (зав. В. А. Соколов), отдел минералогии и петрографии (зав. К. О. Кратц), отдел четвертичной геологии и геоморфологии (зав. Г. С. Бискэ), отдел минерального сырья с группой экономики и лабораторией минерального сырья (зав. П. А. Борисов), химико-аналитическую лабораторию с группами химического и спектрального анализа, рентгеноскопии, шлихового анализа и механического разделения минералов (зав. лаб. В. А. Ахвонен), а также геологический музей (В. Н. Юдин).



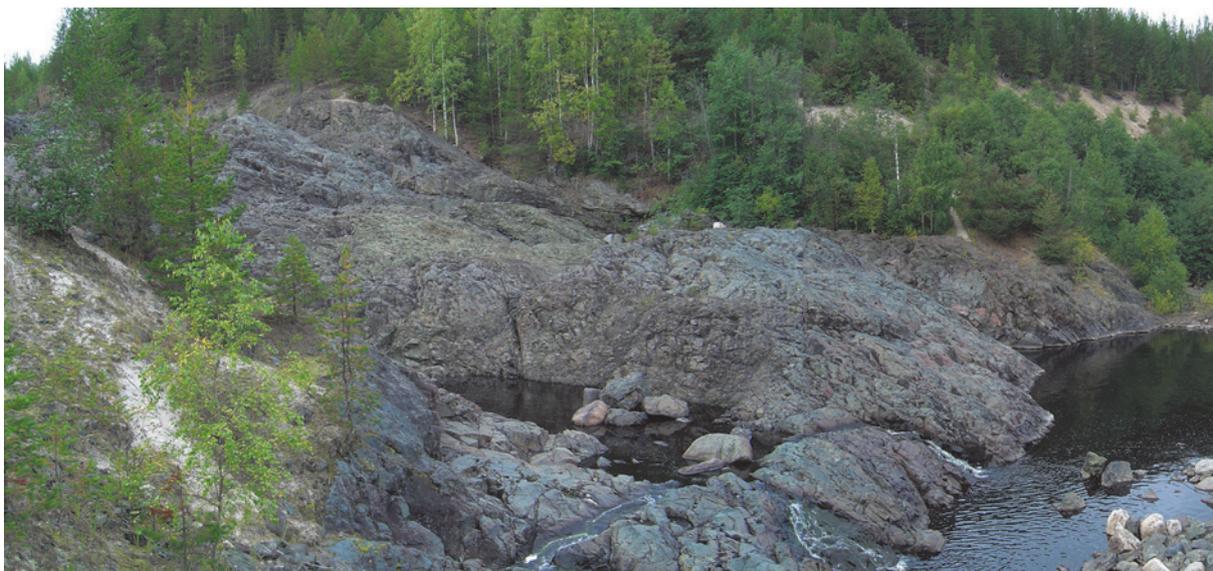
Сотрудники лаборатории региональной геологии. Слева направо в первом ряду: С. И. Рыбаков, Н. Ф. Демидов, В. И. Робонен (зав. лабораторией), А. И. Светова; во втором ряду: Н. В. Мельянцев, В. И. Коросов, М. А. Елисеев и Г. М. Кириленко. 1969 г.



Сотрудники лаборатории литологии и палеовулканологии Л. П. Галдобина, А. И. Голубев, Г. М. Кононова, К. И. Хейсканен, Ю. И. Сацук, В. А. Соколов. 1968 г.

В первые годы с момента организации института вышла в свет монография К. О. Кратца «Геология карелид Карелии» [Кратц, 1963], явившая собой большое событие в геологии докембрия. Карельская часть Фенноскандинавского щита представлена докембрийскими структурно-вещественными комплексами. Концептуально было принято, что изучение и исследование взаимодействия в системе

«кора – мантия» на древнейших этапах эволюции Земли играет решающую и фундаментальную роль в деле познания истории развития Земли и появления на ней первых признаков жизни. Полихронность и полигенность рудоносных систем определили огромный минерально-сырьевой потенциал металлов, промышленных минералов и горных пород Республики Карелия.



Гирвасский палеовулкан (фрагмент)

В 60-х годах основными направлениями исследований института стали:

- научные основы геологии докембрия Фенноскандинавского (Балтийского) щита;
- магматизм, минералогия и геохимия, металлогения;
- тектоника и структура рудных полезных ископаемых;
- изучение проблем четвертичной геологии и геоморфологии Карелии и смежных областей;
- разработка вопросов прикладной геологии, в т. ч. поисковых критериев по рудным и нерудным ископаемым;
- технико-экономическое обоснование освоения и использования в народном хозяйстве минеральных богатств Карелии;
- изучение проблем инженерной геологии и гидрогеологии на территории Карелии.

За этот период сделан большой вклад в изучение геологического строения и выяснение фундаментальных закономерностей эволюции геологических процессов и закономерностей размещения и условий образования полезных ископаемых литосферы юго-восточной части Фенноскандинавского щита и прилегающих районов [Щипцов, Голованова, 2006].

Институт всегда отличала многопрофильность проводимых исследований в области наук о Земле. Получили развитие комплексные междисциплинарные и межрегиональные исследования.

Крупным событием стала международная конференция по тектонике докембрия восточной части Балтийского щита и геологические экскурсии по Карелии в июне 1971 года. Напутствовал участников академик Д. В. Наливкин.

Делегации иностранных специалистов из многих стран мира выглядели весьма представительными – США, Канада, Бразилия, Франция, Великобритания, Испания, Норвегия, Финляндия, Швеция и другие страны. С советской стороны принимали участие крупнейшие ученые-геологи А. А. Богданов, В. Е. Хаин, М. В. Муратов, Л. И. Салоп, С. С. Шульц и др. К международной конференции по тектонике восточной части Балтийского щита издан путеводитель геологических экскурсий по Карелии на русском и английском языках [Путеводитель..., 1971].

В ИГ КарНЦ РАН используется комплекс геологических методов, который позволяет охарактеризовать опорные разрезы нижнего протерозоя (карелий) в ранге надгоризонтов региональной стратиграфической шкалы: сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий, вепсий. Впервые до рифея установлены биостратиграфические подразделения (слои с фитолитами) [Стратиграфия..., 1984; Общая стратиграфическая шкала..., 2000].

В работе выездной сессии Отделения геологии, геохимии и геофизики АН СССР принимают участие академики В. И. Смирнов, Д. С. Коржинский, А. Л. Яншин, М. А. Садовский, Ф. В. Чухров и члены-корреспонденты А. И. Тугаринов, К. О. Кратц, Г. И. Горбунов. Заседания чередовались с полевыми экскурсиями. Институт выдержал экзамен на зрелость. Один из важных моментов по итогам работы расширенной сессии можно определить словами академика В. И. Смирнова: «В процессе изучения докембрийских толщ было обращено внимание на прослоенные осадками тела магматического происхождения, большую часть которых ранее относили к глубинно-магматическим или интрузивным



Обсуждение результатов исследований на Беломорье в лаборатории метаморфической петрологии Института геологии Карельского филиала АН СССР (1976 г.) На фото: зав. лабораторией М. М. Стенарь, за столом (слева направо) – О. И. Володичев, Н. Е. Король, В. В. Щипцов, В. С. Степанов, Ю. Й. Сыстра, А. К. Карпова, Л. А. Тихонович (Малышева), Н. И. Щипцова (Скорнякова), Л. Е. Рэбо

образованиям. В ходе дальнейших работ были обнаружены серии застывших лавовых потоков, которые имели различную мощность, неоднородное площадное и стратиграфическое распространение. Применение вулканологических методов позволило определить направления течения лавы и в конечном итоге привело к открытию древнейших на Земле вулканических аппаратов. Вулканические жерла в докембрии – это логический результат целеустремленного геологического поиска. Так возникла новая ветвь в геологии – палеовулканология докембрия».

Институт действительно занял ведущую роль в развитии отечественной палеовулканологии. Впервые для докембрия составлены палеовулканологические карты Фенноскандинавского щита по 23 возрастным срезам и разработана методология палеовулканологических исследований докембрия [Светов, 1979]. Было установлено, что в возрастном диапазоне 3,2–0,6 млрд лет абсолютно преобладал плато-базальтовый вулкано-плутонизм, но интенсивность его постепенно снижалась. На территории Карелии выявлены 52 палеовулканические постройки и установлено их структурно-тектоническое размещение.

В 1980-е годы создается геологическая карта Карелии и в приложении к ней – серии

специализированных карт масштаба 1 : 500 000. Изданы коллективные монографии «Стратиграфия докембрия Карельской АССР (архей, нижний протерозой)» [1984] и «Геология Карелии» [1987].

Предложены геодинамические модели, необходимые для металлогенического районирования [Металлогения..., 1981, 1999; Хазов, 1982; Материалы..., 1987 и др.], изучались коматииты и геодинамика зон перехода океан-континент [Коматииты..., 1988], зоны расщелачивания и метасоматоза [Кулешевич, 1992], проявления золотометалльного оруденения [Металлогения..., 1999; Кулешевич, Лавров, 2011; Иващенко, Голубев, 2011 и др.], колчеданов и металлогенической эволюции рудных систем [Серноколчеданные месторождения..., 1978; Рыбаков, 1987], металлогения гранитоидов [Свириденко, 1974, 1980; Костин, 1999], дана оценка неметаллическим полезным ископаемым [Борисов, 1963; Вскрышные породы..., 1983; Алексеев и др., 1974; Пекки, Разоренова, 1977; Гродницкий, 1982; Precambrian industrial..., 1993 и др.]. Начали проводиться комплексные геохронологические исследования [Лазарев, 1987].

Глубокие исследования посвящены петрологии метаморфических комплексов, их изотопно-геохронологической систематике и эволюции



Бурение донных отложений на оз. Паанаярви. У станка А. Д. Лукашов и Э. Кукконен (Геологическая служба Финляндии). 1990 г.

во времени [Богачев и др., 1963; Этапы..., 1973; Лазарев, Кожевников, 1973; Володичев, 1975, 1990; Володичев и др., 2011 и др.]; петрологии магматизма докембрийских складчатых поясов и его изотопно-геохронологической систематике [Слюсарев, Куликов, 1973; Лавров, 1979; Богачев, Зак, 1980; Степанов, 1981; Костин, 1989 и др.]; тектонике глубокометаморфизованных комплексов [Международная тектоническая карта..., 1964; Лазарев, 1977; Сыстра, 1991]; палеогеодинамическим реконструкциям раннего докембрия [Кожевников, 2000]. Выявлены основные закономерности проявления эндогенных режимов метаморфизма с характеристиками P-T и P-T-t трендов в различных геодинамических обстановках докембрия Фенноскандинавского щита [Слабунов, 2008].

Проведены геофизические исследования при поисках и разведке на слюдяных, керамических, шунгитовых и других месторождениях Карельского региона, изучались палеомагнетизм докембрийских образований, петрофизика горных пород, разработаны способы для высокоточного поиска магнитных объектов [Геофизические исследования..., 1968; Голод, 1978; Результаты..., 1983; Кищенко, 1991]. Впервые использован полевой метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) при исследованиях глубинного строения земной коры. Институт приобрел современную электроразведочную аппаратуру: ЦЭС-1, ЦЭС-2, МТЛ, ЭРС-71,

которая обеспечила оригинальные материалы в виде кривых МТЗ [Гришин, 1990].

Большой объем работы выполнен по изучению геологии, палеогеографии и полезных ископаемых четвертичного периода северо-запада России [Лукашов, 1976; Лукашов, Экман, 1978; Девятова, 1982; Четвертичные отложения..., 1993]. Созданы модели развития Онежского и Ладожского озер и прилегающих территорий в позднеледниковье и голоцене [Строение..., 1971; Ладожское озеро..., 1978], включающие динамику развития и деградации ледникового покрова, изменение уровней приледникового и послеледникового водоема, гляциоизостатическое поднятие территории, развитие на его побережьях и водоразделах растительности.

В списке первооткрывателей Зажогинского месторождения шунгитов состоит доктор технических наук Ю. К. Калинин. Большая заслуга в открытии месторождения мусковитовых пегматитов Слюдозеро (северная Карелия) принадлежит доктору геолого-минералогических наук Л. Л. Гродницкому, а кандидату геолого-минералогических наук М. М. Лаврову и научному сотруднику Н. Н. Трофимову – заслуги в открытии хромитовых руд Аганозерского месторождения. В Постановлении Совмина СССР от 04.01.1972 года, указавшего на «необходимость комплексного исследования углеродсодержащих нерудных полезных ископаемых Карелии – шунгитов, прогнозные запасы которых достигают сотен миллионов тонн»,



Действующий карьер по добыче шунгитовых пород (Забогинское месторождение)



Первооткрыватели Н. Н. Трофимов, М. М. Лавров и В. Н. Логинов (геолог КГРЭ) на керне Аганозерского месторождения хромовых руд. 1984 г.

Институт геологии был определен ведущей организацией страны в этом направлении.

Среди научных организаций, изучавших Костомукшское месторождение и геологию

территории распространения железорудных комплексов в западной Карелии, ведущая роль принадлежит Институту геологии КарНЦ РАН. Руководителем научно-исследовательской



Лаборатория геологии и разведки слюды. Слева направо: Л. Л. Гродницкий, Г. Суслова, Л. С. Голованова, В. А. Коншин, Т. Плотыцина, Б. Я. Алексеев. 1974 г.



Поселок геологов на базе Костомукшской геологической партии Карельской ГРЭ. На переднем плане – А. Индюков; 1-й ряд слева направо – В. М. Чернов, Р. С. Егорова (Мельянцева), В. Я. Горьковец, студент Пяткин; 2-й ряд – С. Николаевский, Г. А. Свирская (Лебедева), В. И. Коросов, К. А. Инина, Ю. И. Лазарев; стоят – студент и В. И. Робонен. 1961 г.

работы по изучению железных руд западной Карелии с 1959 по 1980 г. в институте был доктор геолого-минералогических наук В. М. Чернов. В результате исследований Костомукшского железорудного месторождения в отделе геологии КФ АН СССР под руководством В. М. Чернова в период 1959–1962 гг. были получены новые данные по геологии и структуре месторождения, которые значительно повысили его перспективы [Чернов, 1964]. Доказывалось, что геологические и прогнозные запасы

месторождения до глубины 700–800 м, при которой возможна добыча открытым способом, могут составить до 6 млрд тонн.

Проходят годы, и уже к 50-летию института можно подвести определенные итоги. Научными коллективами и отдельными сотрудниками получены принципиально важные результаты по основным направлениям исследований, которые опубликованы и представлены на совещаниях различного ранга. За большой вклад в развитие фундаментальных и прикладных



Магнетитовые кварциты (железные руды Костомукшского месторождения) у здания института



Совещание по стратиграфии в Карельском филиале АН СССР. На трибуне В. З. Негруца, далее В. А. Коровкин, В. С. Куликов, В. А. Соколов, К. О. Кратц. Петрозаводск, 1982 г.

научных исследований в области наук о Земле, внедрение научных результатов в практику и в связи с 50-летием основания Института геологии КарНЦ РАН коллектив награжден Почетной грамотой РАН.

Из наиболее важных результатов фундаментальных исследований на этот период можно выделить следующие.

По направлению «Глубинное строение, геодинамика, сейсмология» получены геологические, петрохимические, изотопные

и геохронологические данные о формировании мезо- и неоархейских структурно-вещественных комплексов Фенноскандинавского щита в геодинамических обстановках, позволившие сопоставить с фанерозойскими – субдукционных (энсиалических и энсиматических), коллизионных, спрединговых, континентального рифтогенеза и мантийно-плюмовых режимов [Светов, 2009]. К важнейшим научным фактам относится выделение в раннем докембрии двух принципиально отличных этапов проявления



Делегация Института геологии Карельского филиала АН СССР – участники 27-го Международного геологического конгресса. Слева направо: С. И. Рыбаков, В. А. Соколов, В. С. Куликов, М. М. Стенарь, А. С. Пекки, Р. А. Хазов и К. И. Хейсканен. Москва, 1984 г.



Сотрудники института – участники американско-советско-канадского научного семинара с геологическими экскурсиями по Канадскому щиту. Слева направо: В. В. Щипцов, К. И. Хейсканен, М. М. Стенарь, Р. А. Хазов, А. П. Светов, А. И. Голубев, В. С. Куликов, Ф. П. Митрофанов (ГИ КНЦ АН СССР), Л. В. Кулешевич, Р. Оякангас (Миннесотский университет), А. И. Слабунов, Г. Н. Соколов, П. В. Медведев. Дулут, США, 1990 г.

эклогитового метаморфизма в породах Беломорского подвижного пояса Фенноскандинав-

ского щита – позднеархейского (2720 млн лет), связанного с субдукционно-коллизийными



Участники экспедиции по программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6 «Геодинамика и механизмы деформации литосферы» (координаторы академик А. О. Глико, академик Ю. Г. Леонов) и проекту «Сейсмическая модель литосферы и современная геодинамика юго-восточной части Фенноскандинавского щита» (руководитель доктор геолого-минералогических наук Н. В. Шаров). 2007 г.

процессами, и раннепротерозойского (2416 млн лет) [Слабунов, 2008; Слабунов и др., 2011], обусловленного особенностями становления габбро-норитовых интрузий (Гридинский полигон стал объектом крупной международной экскурсии для участников 33 МГК в июле-августе 2008 г.). Проведена корреляция Карельского кратона с рядом архейских кратонов обоих полушарий Земли в рамках проекта «Архейские кратоны Земли: строение, происхождение, рудогенез», на основании которой показано, что доминирующим механизмом формирования Карельского кратона являлось наращивание континентальной коры вокруг древних (> 3,3 млрд лет) сиалических ядер как в режиме активных окраин, так и за счет латеральной аккреции островных дуг [Кожевников, 2003; Slabunov et al., 2006]. Большим коллективом ученых РАН и отраслевых служб на основе кооперации по инициативе Института геологии КарНЦ РАН обобщены результаты инструментальных сейсмологических наблюдений, что позволило экспериментально верифицировать концепцию непрерывной самоорганизации тектонической структуры литосферы в пределах Восточно-Европейской платформы. Результаты изложены в монографиях [Глубинное строение..., 2004; Строение..., 2005; Землетрясения..., 2007].

По направлению «Стратиграфия и палеонтология» установлено глобальное распространение (Канадский щит, кратон Вайоминг – США, Западная Австралия – бассейн Набберу, Северо-Китайская платформа) одного из карельских родов фитогенных построек (*Djulmekella*), что может быть положено в основу межрегиональной корреляции палеопротерозойских отложений на биостратиграфической основе [Medvedev et al., 2009].

По направлению «Петрология, магматизм, метаморфизм» на территории Карельского кратона выделена древнейшая (3,05–2,95 млрд лет) адакитовая ассоциация, сосуществующая с островодужными вулканитами БАДР-серии известково-щелочного ряда, и проведена оценка режимов генерации первичных расплавов (РТ-параметры) ассоциации, маркирующих обстановку пологой субдукции в архее [Светов, 2009]. Получены древнейшие датировки (3329 ± 16 млн лет) детритового циркона из терригенных кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса, и таким образом, изменились представления об архейской хронологии ряда зеленокаменных поясов и металлогенических перспективах зеленокаменных поясов в Карельском кратоне [Кожевников, Скублов, 2010 и др.].



Совместный проект по бурению сверхглубокой Онежской параметрической скважины в деревне Новинка (Кондопожский район). Участники: Управление по недропользованию по РК, НПЦ «Недра» (Ярославль), ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), ИГ КарНЦ РАН

Обнаружены в составе Беломорского подвижного пояса архейские эклогиты, породы океанической коры, вулканиты островодужного типа, молассоподобные комплексы [Слабунов и др., 2011].

По направлению «Металлогения, полезные ископаемые» разработана геолого-генетическая классификация золоторудных месторождений и проявлений докембрия Карелии. Выявлен на основе анализа глобальных и региональных закономерностей в продуктивности ряда зарубежных кратонов антагонизм никелевого оруденения камбалдинского типа, связанный с контаминированными коматиитами, и алмазности территории, что позволяет считать обстановки выплавления в океанической обстановке неконтаминированных коматиитов в аллохтонных фрагментах мафических плато в зеленокаменных поясах Карельского кратона благоприятными при прогнозной оценке

алмазности региона. Обобщены материалы по Онежской рудной провинции, что позволяет представлять уникальное явление долгоживущих рудномагматических систем в протерозое Фенноскандинавского щита [Кожевников, 2009].

Обоснована потенциальность и доступность промышленных (индустриальных) минералов Карельской части Фенноскандинавского щита (кианитовые, гранатовые, ильменитовые, мусковитовые руды, новые типы полевошпатовых пород – анортозиты, сиениты, кварцевое сырье, тальковый камень) и разработаны на основе их технолого-минералогического изучения научно обоснованные методологии выбора технологических схем обогащения, обеспечивающих высокий уровень извлечения полезных компонентов, комплексность использования минерального сырья и экологическую безопасность обогатительного передела [Оценка..., 2011]. Выделены площади на территории Карельского региона, перспективные для получения блочного камня с высокими технологическими свойствами и высокой декоративностью, созданы электронные карты размещения месторождений и кадастр-справочник по месторождениям природного блочного камня [Щипцов, Шеков, 2012].

В рамках шунгитовой тематики выявлены новые подходы к глубокой модификации шунгитовых пород и их использованию в наукоемких технологиях, установлены для углерода шунгитовых пород структурные признаки и физические свойства, присущие фуллеренам, что позволяет сделать вывод о существовании в природе некристаллического фуллереноподобного или фуллероидного углерода, представителем которого является шунгит, подтверждены экспериментальным путем гипотезы о наличии дипольного момента стабилизированных в воде наночастиц (<1 нм, непланарных графеновых фрагментов) шунгитового углерода, что в практическом отношении расширяет перспективность шунгитового углерода для использования в биологических системах [Kovalevski et al., 1996, 2001; Рожкова и др., 2004; Rozhkova et al., 2007 и др.].

По направлению «Палеогеография, геоэкология» обосновывается заключение по датированию базальных слоев сапропеля оз. Перхозеро (9170 ± 100 лет) об уровне древнего Онежского озера, который опустился ниже отметки 50 м (высота водораздела Перхозера и Онежского озера) около 9300 лет назад, в отличие от ранее предполагаемого (12 000 лет) [Демидов, 2006]. На базе геолого-геохронологических исследований разрезов позднего плейстоцена севера европейской части России созданы модели развития ледникового покрова.



Рабочая встреча участников проекта «Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)». В. С. Куликов информирует о программе геологических экскурсий. 2010 г.

Установлены воздействия ледниковых покровов, наступающих из трех различных центров оледенения – Скандинавского, Баренцевоморского и Карского, выделены морены пяти различных ледниковых событий, разделены морские и континентальные отложения, маркирован восточный фланг последнего Скандинавского ледникового покрова. Результаты исследований, полученные совместно с геологами Норвегии и Дании, опубликованы в специальном выпуске журнала *Boreas* [2006], включающем 10 статей по палеогеографии позднего плейстоцена Европейского Севера России.

К 50-летию Института геологии КарНЦ РАН выпущен сборник научных статей «Геология Карелии от архея до наших дней» [Геология..., 2011]. В публикациях отражены ведущие направления научных исследований института за весь период полувековой истории. Показана ретроспектива изучения стратиграфических подразделений докембрия и технологических исследований пород различного генезиса. Приведены современные данные геохимических и геохронологических исследований разновозрастных докембрийских комплексов пород, представлены геодинамические модели формирования земной коры восточной части Фенноскандинавского щита. Ряд статей посвящены научной оценке минерально-сырьевых ресурсов Республики

Карелия, сейсмологическому и геоэкологическому мониторингу. На примере истории становления отдельных научных проблем определены перспективы дальнейшего развития.

Организован геофизический полигон в районе города Петрозаводска для комплексного синхронного мониторинга сейсмических, электромагнитных полей и вариаций магнитного поля Земли, пункта спутниковой геодезической сети (GPS), развертывание радиотомографического комплекса приема спутниковых сигналов для контроля состояния верхней ионосферы. Разработаны принципы и алгоритмы разделения техногенных и естественных микрособытий, составляющих основу сейсмического микрорайонирования. Освоен программный комплекс по локации сейсмических событий «EL for Win» (Looker of Events Near Petrozavodsk). Усовершенствованы методики наблюдений техногенной сейсмичности (промышленных взрывов) мобильной станцией *Cossack Ranger*. Разработаны методики оценки влияния сейсмической и воздушной волны на жилые и инженерные объекты при проведении взрывных работ на карьерах.

В современный период 2013–2016 гг. главными направлениями научных исследований ИГ КарНЦ РАН являются: 1. Строение, состав, условия формирования, эволюция литосферы



Экспозиции по геологии, стратиграфии, металлогении и месторождениям полезных ископаемых докембрия Карелии (Музей геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН)

Фенноскандинавского щита и глобальные корреляции докембрия; 2. Минерагения Карелии. Комплексные технологии: шунгиты, промышленные минералы; 3. Неотектоника, сейсмичность и геоэкология Северо-Запада России.

Были получены следующие основные результаты исследований в рамках первого направления, координаторы которого – д. г.-м. н. В. Н. Кожевников и д. г.-м. н. А. И. Слабунов.

Составлен макет Геологической карты Юго-Восточной Фенноскандии м-ба 1:750 000 (ред. В. С. Куликов), охватывающей Республику Карелия и окружающие районы Мурманской, Архангельской, Вологодской и Ленинградской областей, а также Восточной Финляндии общей площадью около 390 000 км². Разработана новая легенда, отличающаяся от легенд государственных геологических карт масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000, базирующаяся на Международной шкале геологического времени [Ogg et al., 2008] для уровней зон и эр. В легенде отражены современные взгляды на историю формирования земной коры в течение девяти главных этапов с их специфическими тектоническими режимами в период 3,5–0,26 млрд лет. В основу карты положены авторские материалы сотрудников ИГ КарНЦ РАН с использованием опубликованных работ других организаций России (ВСЕГЕИ, ПГО «Севзапгеология» и «Архангельскгеология», ГИН РАН, ГИ КНЦ РАН, Полярная МГРЭ, Карельская и Петербургская геологические экспедиции) и Финляндии. Презентация карты

состоялась на XII Всероссийском петрографическом совещании [Куликов и др., 2016].

Особенно следует отметить новые результаты, полученные при изучении Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса (БПП).

В породных комплексах Карельского кратона проведена оценка условий метаморфизма ($T = 450 \pm 20$ °C и $P = 1 \pm 0,5$ кбар) и детально изучены метаморфические популяции цирконов из древнейших (2,94–3,0 млрд лет) субвулканитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, что позволило установить неoarхейский интервал метаморфизма пород: $2699,5 \pm 9,9$ (SHRIMP-II) млн лет (Хаутаваарский домен) и $2685,1 \pm 9,5$ (SHRIMP-II) млн лет (Койкарский домен).

Проведено изучение силлов долеритов заонежского надгоризонта людиковия в Онежской структуре. Установлено, что силлы Fe-Ti долеритов людиковия в пределах Заонежского полуострова в Онежской структуре имеют возраст 1956 ± 5 млн лет и отражают, вероятно, заключительную стадию формирования базитов людиковия [Степанова и др., 2014] (совместно с ИГЕМ РАН, ВСЕГЕИ).

Выявлен новый эпизод формирования базитов на Карельском кратоне – 2404 ± 5 млн лет, датировка получена для дайки фаялитсодержащих долеритов в районе г. Костомукши. Сравнение геохимических характеристик датированных долеритов и одновозрастных базитов в роях Шотландии, Норвегии, Канады и юго-западной Гренландии показывает значительное

сходство их составов, что в целом подтверждают известные модели палеоконтинентальных реконструкций на 2400 млн лет, предполагающие существование крупного континентального блока, включавшего не менее семи фрагментов архейской коры (совместно с ИГГД РАН, ИГЕМ РАН).

Анализ геохронологических данных на российской части Карельского кратона показал существование дискретного временного ряда формирования внутриплитных базитов: 2505, 2450, 2404, 2310, 2221, 2140, 1980, 1968, 1956 млн лет. Сопоставление с базитами БПП показало, что в период 2505–2100 млн лет формирование внутриплитных базитов в кратоне и БПП происходило синхронно. После 2100 млн лет синхронности эндогенных процессов не было: в кратоне формируются внутриплитные базиты людиковия (1985–1956 млн лет), а в БПП – интенсивные метаморфические преобразования, датированные по возрасту мигматитов (1940–1880 млн лет). Эти данные свидетельствуют, что процессы эклогитизации палеопротерозойских габбро-норитов в БПП связаны с формированием палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена (совместно с ИГГД РАН, ИГЕМ РАН).

По данным комплексного изучения мафических даек установлено, что в палеопротерозое (2,13–2,14 млрд лет назад) в Карельском кратоне происходило формирование континентальных толеитов MORB-типа, которые являются индикатором раскола континентальной коры, синхронного с открытием океанического бассейна (совместно с ИГЕМ РАН, ИГГД РАН, ВСЕГЕИ) [Stepanova et al., 2014b].

В Костомукшской структуре выделено несколько типов гранитоидов, обладающих собственной геохимической и металлогенической специализацией. Редкометалльные граниты с высоким содержанием Li, Rb, Cs, Nb и Sn связаны с золотосодержащим Bi-Te-Mo оруденением. Умереннощелочные гранитоиды отличаются аномально высоким содержанием Ba, Sr, Zr, Y, Hf и Σ REE. Распределение REE во всех типах гранитов центральной части структуры заметно различается, что, по-видимому, отражает различия в условиях генерации магм и геохимию источников и/или вмещающих пород.

Изотопное датирование лейкосом парагнейсов чупинского метаосадочного пояса в Беломорской провинции показало, что главная фаза частичного плавления граувакк проходила в условиях амфиболитовой / гранулитовой фации повышенных давлений (~9–11 кбар и ~700–780 °C). [Слабунов и др., 2015; Слабунов, Азимов, 2015]. Данные важны для корреляции

коллизийных процессов в подвижных поясах Беломорском и Лимпопо (совместно с геологическим факультетом МГУ и ИГГД РАН).

По результатам U-Pb датирования цирконов (SHRIMP-II) из габбро-анортозитов района оз. Ворочистое установлено время формирования комплекса габбро-анортозитов Беломорской провинции – 2505 ± 8 млн лет [Stepanova et al., 2014a]. Сходные геохимические характеристики габброидов из разных фрагментов района допускают объединение разобщенных тел в единую генетическую группу дифференцированных интрузий типа Киглапайт (Скергард). Время метаморфических преобразований по результатам U-Pb изучения цирконов в габбро-анортозитах – нижнее пересечение дискордии отвечает возрасту 1833 ± 150 млн лет – можно связать с коллизийными процессами в Лапландско-Кольском орогене (совместно с ВСЕГЕИ).

Разработана модель формирования Гридинской структуры [Volodichev, 2014]. Предполагается, что она является декомпрессионным каналом для глубинной эксгумации эклогитов и их изофациальных спутников – метаперидотитов и цоизититов. БПП представлен Западно- и Восточно-Беломорским доменами, которые рассматриваются в качестве фрагментов палеотеррейнов, соединившихся во время архейской коллизии (около 2,7 млрд лет).

В настоящее время в институте, благодаря обновленной технической базе, широко проводятся тонкие минералого-геохимические и кристаллографические исследования. Проведен комплексный анализ гетерогенных зерен гидротермально-измененных цирконов из раннедокембрийских пород Карелии с благороднометалльным оруденением (Au, PGE, Ag). Показано, что искажение кристаллической решетки при взаимодействии с гидротермальными растворами сопровождается накоплением REE и рудных элементов. Использование методов рамановской спектроскопии при комплексном анализе цирконов является эффективным механизмом для реконструкции рудогенных процессов. Сопоставление результатов подтверждает, что источником детритового материала (кварца и цирконов) протерозойских зрелых терригенных пород являлись золоторудные кварцево-жильные гидротермальные системы [Кожевников и др., 2015].

В тяжелой фракции ятулийских кварцитов впервые были обнаружены зерна, состоящие из камаситовых сферолитов диаметром ~300 нм и включающей их 2–3-фазной матрицы с переменным содержанием Fe-Mn-Cr. Космогенная природа этих зерен не вызывает

сомнений, однако остается выявить, являются ли они продуктами метеоритного дождя, космической пыли или астероидной бомбардировки. Древнейшими считаются микрометеориты, обнаруженные в мезопротерозойских (1,65–1,26 млрд лет) песчаниках Сатакунта в Финляндии.

Комплексное изучение акцессорных шпинелидов в мезоархейских коматиитах Восточной части Фенноскандинавского щита и Воронежского массива позволило установить, что в коматиитах Al-недеплеированного (AUDK) и Al-деплеированного (ADK) типов (сформированных в интервале от 3,0 до 2,8 млрд лет) сохраняются первично-магматические шпинелиды хромит-алюмохромитового ряда в виде реликтовых ядер в крупных зернах магнетит-хроммагнетита, если метаморфические преобразования пород не превышали эпидот-амфиболитовой фации (в интервале давлений <5 кбар и температурах <500 °C).

Установлено, что реликты хромитов-субферриалюмохромитов (Cr_2O_3 43,31–51,61 вес. %, Al_2O_3 7,66–13,64 вес. %, #Cr 70–79, #Mg 6 до 11, #Fe <10) являлись равновесными первично магматическими минеральными фазами в коматиитовых расплавах и кристаллизовались в интервале температур 1340–1370 °C. Показано, что акцессорная шпинель изменяет состав (содержание Al_2O_3 , величины $100 \cdot Cr / (Al+Cr)$, $100 \cdot Fe^{3+} / (Al+Cr+Fe^{3+})$ и $100 \cdot Mg / (Fe^{2+}+Mg)$) в зависимости от глубин магмогенерации (совместно с ИГГД РАН, ВГУ) [Рыбникова, 2015; Чаженгина и др., 2015].

Отдельно стоит упомянуть научные результаты, полученные в ходе выполнения крупных международных проектов.

Анализ проявления неорхейских коллизионно-аккреционных процессов на Канадском, Фенноскандинавском и Каапвальском кратонах позволяет предположить, что эти литосферные фрагменты составляли единый суперконтинент, в котором существовала коллизионная сутура (совместно с геологическим факультетом МГУ).

В ходе международного бурового проекта по изучению ранней истории Земли на территории российской части Фенноскандинавского щита (FAR-DEEP) разработана эволюционная модель докембрийского литогенеза территории и развития аэробной системы Земли в переходный период от позднего архея к раннему протерозою (2500–2000 млн лет). (Международный научный проект «FAR DEEP»: ИГ КарНЦ РАН, Геологическая служба Финляндии, Геологическая служба Норвегии, Геологическая служба Швеции и др. организации).

В Бунделкхандском кратоне (Индийский щит) впервые выделены Центрально- и Южно-Бунделкхандский зеленокаменные пояса [Singh, Slabunov, 2014]. Полученные материалы позволяют рассматривать кратон как типичную гранит-зеленокаменную область (совместно с Бунделкхандским университетом, Индия).

Линейный характер пространственного распространения санукитоидных массивов Карельского и Бунделкхандского кратонов позволяет связать формирование этих комплексов с субдукционными процессами. Наиболее вероятный режим образования санукитоидов – активной континентальной окраины. Таким образом, проведенный анализ показывает, что геодинамические процессы начали «работать» на нашей планете в плейт-тектоническом режиме уже в архее.

Сравнительный анализ истории становления земной коры Беломорского и Транс-Северокитайского докембрийских подвижных поясов показал, что оба пояса являются суперпозицией двух докембрийских орогенезов. Становление каждого из них было связано с двумя аккреционно-коллизионными эпизодами: 2,7 и 1,9 млрд лет для Беломорского и 2,5 и 1,9 млрд лет для Транс-Северокитайского (совместно с ГИН РАН, ИГГД РАН, ГИ КНЦ РАН, Пекинским университетом (Китай), Институтом геологии и геофизики Китайской академии наук) [Li et al., 2015].

В рамках второго направления исследований института, посвященного минерагении Карелии (координаторы к. г.-м. н. А. И. Голубев и д. г.-м. н. В. В. Щипцов), за трехлетний период были получены следующие результаты.

Разработана ГИС-система «Индустриальные минералы Фенноскандинавского щита», включающая информацию о 35 видах минерального сырья и 600 промышленных месторождениях полезных ископаемых в пределах данной территории. Издана карта индустриальных минералов Фенноскандии М 1 : 2 000 000, предназначенная для стратегического планирования направлений разведки полезных ископаемых и исследований в области экономической геологии (Международный научный проект «FODD»: ИГ КарНЦ РАН, Геологическая служба Финляндии, Геологическая служба Норвегии, Геологическая служба Швеции, ГИ КНЦ РАН, ГУП «Минерал») [Ahtola et al., 2015].

Впервые для Карело-Кольской металлогенической провинции получены изохронные Re-Os датировки комплексных порфировых месторождений Лобаш (2720 ± 36 млн лет) и Ялонвара-Хатуноя (2760 ± 38 млн лет) в архейском



В 2013 году вышли в свет три тома, включающие в себя атлас с детальными описаниями и иллюстрациями палеопротерозойских пород Фенноскандинавского щита по программе международного научного бурения (ICDP FAR-DEEP). Материалы изданы в издательстве Springer в серии «Науки о Земле». Главный редактор Виктор Мележик (координатор международного проекта).

Участие сотрудников института: Vol. 1, Part IV. 4. 4.3 – П. В. Медведев, С. А. Светов; Vol. 2, Part VI. 5. 6.3.1 – А. Е. Ромашкин, Д. В. Рычанчик, П. В. Медведев; Vol. 3, Part VII. 6. 7.6.2 – М. М. Филиппов, 7.6.4. – М. М. Филиппов, Ю. Е. Дейнес; 7.8.2 и 7. 7.8.3 – П. В. Медведев)

Карельском кратоне и проявления Пякюля-Алатту (1914 ± 34 млн лет) в Свекофенском поясе, показывающие устойчивость изотопной Re-Os системы молибденитов к интенсивному и неоднократному метаморфизму и пригодность для датирования процессов рудообразования в раннем докембрии. Полученные возрастные данные однозначно свидетельствуют о наличии уже в позднем архее рудно-магматических систем с промышленными гидротермальными рудами порфирирового типа и об отсутствии существенного перераспределения и переотложения этих руд в более позднее время [Богачев и др., 2013].

Прецизионными аналитическими исследованиями, выполненными на оборудовании ИГ КарНЦ РАН, Университета Турку и ИГЕМ РАН (SEM VEGA II LSN с микроанализатором INCA Energy 350, SEM HITACHI S-3660N, Perkin Elmer SCIEX ELAN 6000, ICP-MS, ALA; ICP-MS), установлены минералого-геохимические индикаторы новых металлогенических перспектив (In, Ag, Au, Pd, Pt) скарнов Питкярантского рудного района. Обнаружено около пятидесяти новых рудных минералов (анджелаит, аргентовиттит, куриллит и др.), значительная часть из которых – первые находки в Карело-Кольском регионе. Среднее содержание (50–100 г/т) и прогнозные ресурсы индия (240 т) в рудопроявлениях Питкярантского рудного района выводят его в разряд наиболее перспективных рудных объектов России.

Детальный металлогенический анализ эпигенетических типов оруденения золота

и платиноидов в докембрийских комплексах Карельского региона показал, что главным фактором контроля является тектонический – зоны сдвиговых дислокаций, сопровождающиеся низкотемпературным метасоматозом невысоких давлений. Выявлены благородно-металльные рудные объекты син- и эпигенетического типов в метапироксенитах Кааламского массива и апоскарновых метасоматитах Латвасюрья. Дана металлогеническая оценка редкометалльного оруденения Карелии, представленного месторождениями (V, Be, U) и рудопроявлениями (In, Re, Nb, Ta, Li, Ce, La, Y) семнадцати рудно-формационных типов магматической, пегматитовой, альбитит-грейзеновой, гидротермально-метасоматической, осадочной и эпигенетической групп [Иващенко и др., 2014].

Установлено, что основные ресурсы ванадия сосредоточены в Онежском рудном районе – месторождения Падминской группы и Пудожгорского комплекса. Редкоземельные проявления имеют преимущественно Ce-La специализацию. Установлено, что территория Карелии с учетом мировой конъюнктуры имеет металлогенические перспективы только на V, U, Re, In, Nb.

Подготовлен обзор перспективных на REE минерализацию рудопроявлений в щелочных комплексах Восточной Фенноскандии. Установлены минеральные ассоциации редкоземельных и редких элементов (REE и RE) в ультраосновных-щелочных породах комплексов.

На примере Тикшеозерского массива определены концентрации, распределение и минералы-носители REE и RE (монацит, рабдофанит, бастнезит-синхизит, Sr-Ce-карбонат, анцилит-кальциоанцилит, TR-содержащий апатит), Ce-U-пирохлор и Nb-фазы с примесью Ce.

Разработан новый подход к оценке месторождений промышленных минералов как георесурсов на основе современных технологий комплексного извлечения полезных компонентов («критических» металлов, промышленных минералов) и использования нетрадиционных и новых видов минерального сырья Карело-Кольской провинции [Щипцов и др., 2014].

В турбидитовых отложениях кондопожской свиты калевийского надгоризонта Онежской структуры установлены антраксолиты (концентраты шунгитового вещества с низкой зольностью), заполняющие межзерновое пространство в туфопесчаниках, туфоалевролитах и метаргиллитах. Таким образом, эти породы можно рассматривать в качестве потенциального источника антраксолитов, на основе которых могут быть созданы специальные покрытия, медицинские препараты и др. Их обогащение возможно в процессе механического дробления [Филиппов, 2013].

Получены экспериментальные доказательства зависимости морфологии кластеров шунгитового углерода (ШУ) и спектральных свойств дисперсий от природы растворителя. Глобулярная форма агрегатов является отличительной чертой водных дисперсий ШУ. Графеновые структурные элементы выделены в толуоле.

Обнаружены зависимости интенсивности селективных спектров дисперсий наночастиц ШУ от длины волны возбуждения. В спектре возбуждения люминесценции дисперсий выделяются характеристические области вблизи 405 и 457 нм (совместно с РУДН и ФТИ РАН).

Установлено, что из водных дисперсий наночастиц ШУ могут быть получены гибридные материалы – промышленные люминофоры ZnS:Cu, которые используются для изготовления электролюминесцентных панелей, подсветки шкал приборов, клавиатур и жидкокристаллических дисплеев. Нанпыление наночастиц ШУ на порошки BaTiO₂ позволяет существенно увеличить значение диэлектрической проницаемости получаемых композитов, используемых в составе конденсаторов и электролюминесцентных источников света (совместно с СПбТУ) [Rozhkova, 2013].

Методами рамановской спектроскопии и электронной микроскопии исследовано углеродистое вещество (шунгитовое) в базитах на контактах с шунгитовыми породами. Выявлены

взаимосвязанные прожилки и обособленные включения шунгита. Установлено, что структурное состояние образовавшегося шунгита не фиксирует температурного воздействия [Chazhengina et al., 2013].

Методами ДТА и рамановской спектроскопии исследованы изменения углеродистого вещества (УВ) шунгитовых пород, претерпевших преобразования в почве. Шунгитовые почвы содержат от 3 до 46 % органического вещества и от 2 до 20 % шунгита. При этом наблюдается уменьшение упорядоченности шунгита. Отмечается повышенное содержание РЗЭ в почвах по сравнению с шунгитовыми породами.

Изучение адсорбционной активности шунгитовых пород до и после модифицирования показало, что щелочная обработка поверхности шунгитовых пород различного генезиса приводит к различной степени увеличения их сорбционной емкости. Сорбционная активность углеродных материалов зависит от величины и химического состава поверхности. Так, для образцов месторождения Максово адсорбция индикатора метиленового синего (аналога нефтепродуктов) увеличилась на 23 % (образец с содержанием углерода 31 %) и на 60 % (образец с содержанием углерода 50 %), в то время как для образца месторождения Карнаволок (содержание углерода 48 %) – только на 15 %.

Изготовлены образцы модельного электропроводящего композитного материала на основе гипса и порошка шунгитовой породы. Определено оптимальное содержание шунгитовой породы в композитном материале, составляющее 30–50 % (в массовых долях), при которых образцы обладают электропроводящими свойствами при сохранении прочностных характеристик.

Впервые предложен сценарий образования ШУ – продукта геологического процесса, описанный на квантовом уровне. Такой подход позволяет ответить на вопросы об источнике природного восстановленного оксида графена (ВОГ) как минимального элемента структуры ШУ, о линейных размерах ВОГ, о роли воды и геологического времени в формировании структуры ШУ, об агрегации ВОГ с формированием многоуровневой структурной организации ШУ и ее сохранении. Предложенная концепция указывает путь в выявлении химических реакций, отвечающих за происхождение углерода в шунгитах, и в моделировании конечных продуктов этих реакций (совместно с РУДН) [Razbirin et al., 2014].

Впервые на основе природного углерода шунгитов получена однородная мембрана (толщина ~2 мкм). Методами сканирующей

электронной микроскопии (СЭМ) и комбинационного рассеяния (КР) выявлена структурная организация углерода в мембране. Средний размер частиц, образующих мембранную сетку, составляет 50–100 нм. Согласно спектрам КР углеродные наночастицы мембраны идентифицированы как графеновые структуры. Мембраны могут быть перспективными элементами фотоники (совместно с СПбГИ (ТУ) и ФТИ РАН).

В области третьего направления исследований института – неотектоника, сейсмичность и геоэкология Северо-Запада России (координаторы: д. г.-м. н. С. А. Светов, д. г.-м. н. Н. В. Шаров) – получены следующие ключевые результаты.

На основе геологических и геофизических исследований детально охарактеризовано строение Костомукшского рудного района (КРР). Уникальной характеристикой района является сосуществование крупных месторождений железа, рудопроявлений золота, наличие алмазонасных кимберлитов, лампроитов, кварца и строительных материалов. По материалам сейсмотомографии прослежено строение мантии под КРР до глубины 800 км. Данные позволяют предполагать, что КРР расположен над мантийной скоростной колонкой, которая отображает наличие современного или древнего (протерозойского) мантийного плюма – главной причины аномальности КРР как в геофизическом, так и в металлогеническом отношении [Костомукшский рудный район..., 2015].

Впервые создан комплекс геофизических (сейсмическая, 3D-плотностная и магнитная) моделей земной коры центральной части Карельского кратона (приграничная территория восточной Финляндии и западной Карелии). Построена детальная трехмерная магнитная модель средней и нижней земной коры, охватывающая приграничную территорию Карелии и восточной Финляндии (62,0–65,5° с. ш., 28,3–34,0° в. д.). Получена 3D-схема разломов в сочетании с глубинными магнитными источниками [Пашкевич и др., 2015; Шаров, 2015].

Совершенствуется методология сейсмологической сети Мурманской, Архангельской областей и Республики Карелия для изучения слабосейсмичной территории, а также детальной параметризации очагов местных землетрясений.

Завершены комплексные работы по созданию геофизического полигона в районе Петрозаводска для комплексного синхронного мониторинга сейсмических, электромагнитных полей и медленных вариаций магнитного поля Земли, пункта спутниковой геодезической сети

(GPS), развертывание радиотомографического комплекса приема спутниковых сигналов для контроля состояния верхней ионосферы. 24 мая 2013 года в 09:53 по местному времени станцией было зарегистрировано сильное землетрясение магнитудой 8.2, произошедшее в Охотском море на глубине 601 км. На территории Карелии ощущались толчки интенсивностью 3,5–4 балла ($M = 2$). Обработка события была произведена по опорной станции PTZR. В 2015 г. геофизическая обсерватория «Петрозаводск» получила дальнейшее развитие. Данные обсерватории используются для изучения сейсмичности Карелии, анализа механизмов распространения электромагнитных предвестников землетрясений и возможности их регистрации на удалении от эпицентров, а также оценки риска воздействия геомагнитных возмущений на энергосистемы России.

Разработан и внедрен комплекс геолого-геофизических методов для поисков и разведки месторождений блочного камня [Рязанцев, 2015].

Зафиксированы различия в условиях (причинах) изменения уровня Белого моря на протяжении голоцена и в настоящее время. Начиная с 10,5 тыс. лет назад регрессия обусловлена локальными неотектоническими движениями, в то время как современное поднятие уровня моря связано с последствиями изменения климата – повышением температуры воды в Арктике, сокращением ледяного покрова, увеличением водного стока с континента. Показано, что на процесс потепления климата в районе Белого моря могут повлиять короткопериодные, вероятно, североатлантические колебания с периодом 60 лет, которые в ближайшие 30–40 лет будут способствовать снижению температуры в данном районе.

В районе п. Чупа выявлены различные признаки фациальной принадлежности стратифицированных донных отложений разного генезиса и на основе полученных данных оценены палеогеографические условия района исследования. Малая мощность разреза, соответствующего среднему и позднему голоцену, является косвенным свидетельством высокой тектонической активности, осложняющей гляциоизостатическое перемещение земной коры в этом районе карельского побережья Белого моря. Изменение климата отражено в изменениях соотношения Sr/Rb и La/Yb в осадочных отложениях, что отмечалось ранее для осадков малых озер южного Урала и Байкала (совместно с ГИ КНЦ РАН) [Колька и др., 2013].

Установлено, что Онежский залив во время дриасового похолодания был отделен

ледниковым фронтом от бассейна Белого моря и функционировал как пресноводный приледниковый водоем. Присутствие в нижних частях изученных разрезов на Поморском берегу (район п. Сумский Посад) зеленых водорослей *Pediastrum* подтверждает это. В разрезах встречаются горизонты с полным отсутствием ископаемой диатомовой флоры, что обусловлено длительностью перигляциальных условий.

Изучение литологии, биостратиграфии, состава пыльцы и диатомовых водорослей донных отложений озер Сумозерской островной возвышенности позволило установить, что краевой комплекс рельефа окончательно сформировался в стадию салпаусселькя (поздний дриас). Биогенное осадконакопление в котловинах озер началось в пребореале – около 10 тыс. л. н., на приморской равнине – 8–9 тыс. л. н.

Рассмотрены особенности рельефа и четвертичных отложений как основы современных ландшафтов Заонежского полуострова. Обобщены материалы по дегляциации территории и трансгрессивно-регрессивной деятельности Онежского озера в позднеледниковье и голоцене. Реконструкции динамики растительности на фоне изменения климатических условий выполнены с аллереда (~11 800 л. н.) до современности на основе палинологических, макрофосильных и радиоуглеродных данных озерных, озерно-болотных отложений разрезов Заонежского полуострова. На основе полученных данных сделаны предположения о возможном существовании поселений в те или иные периоды голоцена. Установлено, что земледелие здесь началось около 1100–900 л. н. (1140 ± 50 л. н., ЛЕ-6531; 950 ± 110 л. н., ЛЕ-6796) (совместно с ГИ КНЦ РАН) [Филимонова, 2015].

По данным математической статистики уточнены ассоциации химических элементов, отражающие совместное накопление или поступление загрязнителей в почвы города Петрозаводска. Установлено, что Pb-Sb-Sn-Zn ассоциация приурочена к зонам влияния стационарных (промышленных), а не подвижных источников загрязнения. Отмечено, что уровень загрязнения обследованной в г. Петрозаводске промышленной площадки (верхний слой почв) по суммарному показателю загрязнения (Zc) характеризуется как высокий, а по уровню загрязнения Pb – как очень высокий [Слуковский, 2015].

В техногенных почвах промышленных территорий г. Петрозаводска выявлены техногенные и природные (унаследованные из почвообразующих пород) ассоциации химических элементов. «Индустриальная ассоциация» связана

с загрязнением от основного производства – Sn, Cu, Mo, Co, Cd, Zn, Pb, W, Sb, Cr, (Ni, Bi, Mn, As, Ba), «топливно-энергетическая ассоциация» сформировалась в результате сжигания мазута в котельных – V, Ni.

Исследование химического состава донных отложений литоральной зоны северной части Ладожского озера позволило установить, что средние концентрации тяжелых металлов в донных отложениях выше или находятся на уровне региональных фоновых концентраций. Наибольшие коэффициенты концентрации по Cr, Co, Ni, Cu, Zn и Pb установлены для залива Кирьявалахти.

Разработана и обоснована методика интегральной эколого-геохимической оценки состояния компонентов природной среды техногенно нагруженных территорий на основе показателя экологической опасности (ПЭО), учитывающего воздействие элементов различных классов токсичности (As, Pb, Zn, Cd, Co, Cu, V, W) через весовые коэффициенты [Крутских, Косинова, 2014 и др.].

С использованием данных государственной статистики показано, что в последние 15 лет в регионе Карелия происходила перестройка структуры выбросов загрязняющих веществ в атмосферный воздух. Снизилось количество выбросов взвешенных веществ, диоксида серы, оксида углерода, увеличилось – оксидов азота. Общее количество ежегодных выбросов от стационарных источников сократилось со 150,1 до 94,9 тыс. тонн (2000–2014 гг.), от передвижных источников – увеличилось с 39,1 до 78,0 тыс. тонн (1998–2014 гг.). Практически синхронно произошло изменение показателей смертности населения: с 2003 по 2014 г. снизилась общая смертность (на 26,5 %), смертность от болезней системы кровообращения (27,8 %), внешних причин (59,0 %), с 2004 по 2014 г. увеличилась смертность от новообразований (23,5 %).

На примере г. Петрозаводска выделены параметры геоэкологического мониторинга городской среды. Определены объекты и критерии мониторинга по компонентам экогеосистемы. Проработаны основные рекомендации для управления состоянием экогеосистемы города. Предложена схема геоэкологического менеджмента к внедрению в систему управления урбанизированными территориями на примере городов Республики Карелия [Рыбаков и др., 2013].

В статье отражена лишь часть результатов работы института. Исследования продолжаются и в ряде других направлений: в области фундаментальной геологии, петрологии



Участники XII Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых (Петрозаводск, 2015)

и геодинамики докембрия, в сфере минерагении и «зеленых технологий» добычи и переработки полезных ископаемых, в области создания композитных материалов на основе углерода, в сфере геоэкологии, информационных систем, геотуризма и образования.

55-летний юбилей Института геологии КарНЦ РАН – важная веха нашей истории, показавшая его возможности и определившая дальнейшие перспективы работы. Приоритеты исследований меняются, совершенствуются методические и аналитические подходы, формируются новые научные направления и школы. Все это задает новый современный тренд будущего развития организации, ее внутренней структуры и приоритетных исследований.

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам Института геологии КарНЦ РАН за их добросовестный труд на благо науки и помощь в составлении данного обзора. Конечно, не все результаты в него вошли, но мы надеемся, что приведенный список публикаций позволит читателю более детально ознакомиться с интересующими его исследованиями и полученными выводами.

Важно отметить, что многие результаты исследований 2013–2016 гг. были получены в ходе выполнения грантов РФФИ (№№ 11-05-00168-а, 13-05-91162, 13-05-90909 мол_ин_нр, 13-05-98811р-север-а, 13-05-98817

р-север-а, 14-05-00432, 14-35-50191 мол_ин_нр, 15-05-09288, 15-35-50162, 15-05-08705 А, 15-05-09288, 16-45-100632, 16-35-00026, 16-35-00114, 16-35-00268 и др). Благодаря поддержке фонда многие идеи смогли реализоваться на практике.

Литература

Алексеев Б. Я., Голованова Л. С., Крохин А. И. Геологические основы разведки слюдяных месторождений Карелии / Отв. ред. А. В. Скропышев. Л.: Наука, 1974. 94 с.

Бискэ Г. С. Геоморфологическая карта СССР. М 1:4 000 000. Карелия. М.: ГУГК, 1960.

Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск: Госиздат, 1959. 307 с.

Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д. и др. Строе и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 74 с.

Богачев А. И., Зак С. И. Щелочно-габброидная формация // Магматические формации раннего докембрия территории СССР. М.: Недра, 1980. Кн. 3. С. 144–165.

Богачев А. И., Зак С. И., Сафронова Г. П., Инина К. А. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии. Л.: Наука, 1963. 159 с.

Богачев В. А., Иваников В. В., Крымский Р. Ш. и др. Изохронный Re-Os возраст молибденитов раннедокембрийских порфириновых месторождений Карелии // Вестник СПбГУ. 2013. Вып. 2, сер. 7. С. 3–20.

Богданов Ю. Б., Робонен В. И. Результаты деятельности региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России (1984–2010) // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 56–65.

Борисов П. А. Каменные строительные материалы Карелии. Петрозаводск: Карельский фил. АН СССР, 1963. 367 с.

Борисов П. А. Ученые Института геологии КарНЦ РАН / Отв. за выпуск В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. 66 с.

Борисов П. А., Кратц К. О. Направление и итоги исследований отдела геологии Карельского филиала АН СССР // Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР. 1957. № 6. С. 35–42.

Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 245 с.

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., Сибилев О. С. Метаморфизм раннедокембрийских комплексов восточной части Фенноскандинавского щита // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. № 1. С. 49–55.

Вскрышные породы Костомукшского железорудного месторождения и пути их использования в народном хозяйстве / Ред. В. А. Соколов. Петрозаводск: Карелия, 1983. 367 с.

Геология Карелии / Отв. ред. В. А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Геология Карелии от архея до наших дней // Матер. докл. Всерос. конф., посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 24–26 мая 2011 года. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 220 с.

Геология СССР. Т. XXXVII. Геологическое описание по Карельской АССР / Отв. ред. К. О. Кратц. М.: Госгеолтехиздат, 1960. Ч. 1. 740 с.

Геология СССР. Т. XXXVII. Полезные ископаемые / Отв. ред. П. Я. Антропов, Г. О. Глебова-Кульбах, К. О. Кратц. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Ч. 2. 478 с.

Геофизические исследования докембрийских образований Карелии / Отв. ред. М. И. Голод. Петрозаводск: Карел. кн. изд., 1967. 100 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 353 с.

Голод М. И. Геофизические методы при поисках тектонических пегматитоносных зон. Л.: Наука, 1978. 112 с.

Гришин А. С. Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск: Карелия, 1990. 112 с.

Гродницкий Л. Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 294 с.

Девятова Э. И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Л.: Наука, 1982. 156 с.

Демидов И. Н. О выделении маркирующего горизонта в донных отложениях Онежского приледникового озера // Доклады Академии наук. 2006. Т. 407, № 2. С. 217–220.

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Ред. Н. В. Шаров, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукин. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Кн. 1: Землетрясения. 381 с. Кн. 2: Микросейсмичность. 96 с.

Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы / Ред. Д. В. Рундквист. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 369 с.

Иващенко В. И., Голубев А. И., Ибрагимов М. М., Ромашкин А. Е. Золотосодержащее оруденение архея Койкарской структуры: генетическая типизация, минеральные ассоциации, условия образования, перспективы // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 39–55.

Кищенко Н. Т. Физические свойства докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр, 1991. 65 с.

Кожевников В. Н. Архейские геодинамические системы: пологая субдукция, цикличность, молодые аналоги, металлогенические следствия // Труды КарНЦ РАН. 2003. Вып. 5. С. 3–21.

Кожевников В. Н., Скублов С. Г. Детритовые цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса, Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430, № 5. С. 681–685.

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

Кожевников В. Н. Термальная история архейской мантии и алмазонасность кратонов (к оценке перспектив Карельского региона) // Доклады IX Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., 2009. Т. 1. 63 с.

Кожевников В. Н., Ивашевская С. Н., Кевлич В. И. Геохимия и рамановские спектры цирконов из рудных (PGE-Au) амфиболитов массива Травяная Губа, Северная Карелия // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 36–53. doi: 10.17076/geo136

Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С. и др. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район поселка Энгозеро, Северная Карелия) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 449, № 5. С. 587–592.

Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.

Костин В. А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1989. 163 с.

Костин В. А. К потенциальной рудоносности гранитоидов и метасоматитов Карельского геоблока // Металлогения Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. С. 57–78.

Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. М.; Л.: АН СССР, 1963. Вып. 16. 210 с.

Кратц К. О. К обсуждению вопроса об абсолютном возрасте карелид Карелии // Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири. Тр. ЛАГЕД АН СССР. М.; Л.: АН СССР, 1960. Вып. 9. С. 42–47.

Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита // Тр. ЛАГЕД АН СССР. М.; Л.: АН СССР, 1955. Вып. 5. С. 175–188.

Кратц К. О., Нумерова В. Н. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита // Мат. по геологии и полезным ископаемым северо-запада СССР. Л.: Госгеолиздат, 1957.

Крутских Н. В., Косинова И. И. Методика оценки трансформации природной среды по результатам эколого-геохимических исследований (на примере г. Петрозаводска) // Вестник ВГУ. 2014, № 3. С. 95–97.

Кулешевич Л. В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 267 с.

Кулешевич Л. В., Лавров О. Б. Новые данные по минералогии золоторудных объектов Карелии // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 14–160.

Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И. и др. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды КарНЦ РАН. 2016. doi: 10.17076/geo444

Лавров М. М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габброноритовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.

Ладожское озеро (развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины / Отв. ред. Г. С. Бискэ. Петрозаводск: Карелия, 1978. 205 с.

Лазарев Ю. И. Балтийский щит // Докембрий континентов: древние платформы Евразии. Новосибирск: Наука, 1977. С. 9–164.

Лазарев Ю. И. Минеральные U-Pb возрасты докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987.

Лазарев Ю. И., Кожевников В. Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л.: Наука, 1973. 134 с.

Лукашов А. Д. Неотектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 108 с.

Лукашов А. Д., Эрман И. М. Геоморфологическая карта СССР. М 1:2 500 000. Карельский лист. 1978.

Материалы по металлогении Карелии. Сб. ст. / Отв. ред. В. А. Костин. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1987. 181 с.

Международная тектоническая карта Европы. М 1: 2 500 000 (соавторы от ИГ К. О. Кратц, Ю. И. Лазарев). М., 1964.

Металлогения Карелии / Отв. ред. А. И. Богачев. Петрозаводск: Карелия, 1981. 201 с.

Металлогения Карелии / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1999. 340 с.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. 13 с.

Пашкевич И. К., Савченко А. С., Старостенко В. И., Шаров Н. В. Трехмерная геофизическая модель земной коры центральной части Карельского кратона // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463, № 4. С. 469–473.

Пекки А. С., Разоренова В. И. Месторождения полевошпатового сырья Карелии. Л.: Наука, 1977. 152 с.

Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Л.: АН СССР, 1935. 564 с.

Полканов А. А. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова // Северная экскурсия. Кольский полуостров / Междунар. геол. конгресс XVII Сессия СССР; Ред. А. А. Полканов. Л.: ОНТИ НКТП СССР; М.: Гл. ред. геол.-развед. и геодез. лит.-ры, 1937. 123 с.

Путеводитель геологической экскурсии по Карелии / Международная конференция по тектонике восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1971. 49 с.

Результаты геофизических исследований докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1983. 130 с.

Рожкова Н. Н. Наноглерод шунгитов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 100 с.

Рожкова Н. Н., Емельянова Г. И., Горленко Л. Е., Лунин В. И. Шунгитовый углерод и его модифицирование // Российский химический журнал. 2004. Т. XLVIII, № 5. С. 107–115.

Рыбаков С. И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 269 с.

Рыбаков Д. С., Крутских Н. В., Шелехова Т. С. и др. Климатические и геохимические аспекты формирования экологических рисков в Республике Карелия. СПб.: ЭлекСис, 2013. 130 с.

Рыбникова З. П. Реликты первично магматических аксессуарных шпинелидов в архейских коматитах Восточной Фенноскандии // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 149–163. doi: 10.17076/geo141

Рязанцев П. А. Оценка трещиноватости горного массива на основе моделей электротомографии // Геофизика. 2015. № 1. С. 41–50.

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

Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 115 с.

Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 155 с.

Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. Л.: Наука, 1980. 216 с.

Серноколчеданные месторождения Карелии. Л.: Наука, 1978. 192 с.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.

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 // Доклады Академии наук. 2011. Т. 437, № 2. С. 238–242.

Слабунов А. И., Азимов П. Я. Архейская и палеопротерозойская мигматизация как отражение двух коллизионных событий в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геология и геохронология // Петрография магматических и метаморфических горных пород: материалы XII Всероссийского петрографического совещания. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 500–503.

Слабунов А. И., Володичев О. И., Король Н. Е. и др. Архейские гранулитовые комплексы Карельского кратона: петрология, геохронология, геодинамика // Петрография магматических и метаморфических горных пород: материалы XII Всероссийского петрографического совещания. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 503–506.

Слуковский З. И. Геоэкологическая оценка состояния малых рек крупного промышленного города по данным о содержании тяжелых металлов в донных отложениях // Метеорология и гидрология. 2015. № 6. С. 81–88.

Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). Л.: Наука, 1973. 104 с.

Строение литосферы российской части Баренц-региона / Ред. Н. В. Шаров, Ф. П. Митрофанов, М. Л. Вербя и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

Соколов В. А. Человек, влюбленный в камень. Петрозаводск: Карелия, 1972. 108 с.

Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Степанова А. В., Сальникова Е. Б., Самсонов А. В. и др. Проявление внутриплитного магматизма на Карельском кратоне 2,3 млрд лет назад: к проблеме эпохи «эндогенного покоя» в палеопротерозое // Доклады Академии наук. 2014. Т. 457, № 4, август. С. 460–465.

Стратиграфия докембрия Карельской АССР: (архей, нижний протерозой) / Ред. В. А. Соколов, Л. П. Свириденко, В. И. Робонен и др. Петрозаводск, 1984. 115 с.

Сыстра Ю. Й. Тектоника Карельского региона. Л.: Наука, 1991. 176 с.

Филимонова Л. В., Лаврова Н. Б. Палеогеография Заонежского полуострова в позднем плейстоцене и голоцене // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 4. С. 30–47. doi: 10.17076/bg22

Филиппов М. М. Антраксолиты. СПб.: ВНИГРИ, 2013. 296 с.

Филиппов М. М. Рамановская спектроскопия как метод изучения глубоко углефицированного органического вещества. Часть 1. Основные направления использования // Тр. КарНЦ РАН. 2014. Вып. 1. С. 115–134.

Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 192 с.

Чаженина С. Ю., Рыбникова З. П., Светов С. А. Сканирующая электронная микроскопия и рама-

новская спектроскопия как комплекс методов для исследования зональности минералов (на примере шпинелидов из архейских коматиитов) // Зап. РМО. 2015. № 6. С. 94–106.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.; Л.: Наука, 1964. 187 с.

Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы. Карта м-ба 1:1 000 000 / Ред. Й. Ниемела, И. М. Экман, А. Д. Лукашов. Эспоо, 1993.

Шаров Н. В. Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Геофизический журнал. 2015. Т. 37, № 5. С. 104–120.

Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Гаранжа А. В. и др. Оценка потенциала промышленных минералов Карелии: шаг за шагом // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 161–171

Щипцов В. В., Голованова Л. С. Институт геологии. Академическая наука в Карелии 1946–2006. М.: Наука, 2006. Т. 2. С. 153–221.

Щипцов В. В., Шеков В. А. О концепции развития минерально-сырьевой базы Республики Карелия // Горный журнал. 2012. № 5. С. 8–13.

Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Скамницкая Л. С. Геолого-технологическая оценка минерально-сырьевой базы промышленных минералов докембрия Карелии // Сб. научн. статей «Рациональное недропользование». Магнитогорск: МГТУ, 2014. С. 236–246.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 174 с.

Ahtola T., Gautneb H., Halberg A. et al. Industrial minerals deposits of the Fennoscandian shield (the FODD project) // Промышленные минералы: проблемы прогноза, поисков, оценки и инновационные технологии освоения месторождений: материалы междунауч. конф. Казань: Казанская подвижность, 2015. С. 3–6.

Boreas. 2006. Vol. 35, no. 3.

Chazhengina S. Y., Kovalevski V. V. Structural characteristics of shungite carbon subjected to contact metamorphism overprinted by greenschist-facies regional metamorphism // European Journal of Mineralogy, December 2013. Vol. 25. P. 835–843.

Kovalevski V. V., Buseck P. R., Cowley J. M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: AN X-ray and TEM study // Carbon. 2001. Vol. 39, no. 2. P. 243–256.

Kovalevski V. V., Rozhkova N. N., Zaidenberg A. Z., Yermolin A. N. Fullerene-like structures in shungite and their physical properties // Molecular Materials. 1996. Vol. 4. P. 77–80.

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 Research. 2015. Vol. 268. P. 74–96.

Medvedev P. V., Melezhik V. A., Filippov M. M. Paleoproterozoic Petrified Oil Field (Shunga Event) // Paleontological Journal. 2009. Vol. 43, no. 8. P. 972–979.

Ogg J. G., Ogg G., Gradstein F. M. The Concise Geologic Time scale. Cambridge University Press, 2008. 150 p.

Precambrian Industrial Minerals of Karelia / Ed. V. Shchiptsov. Petrozavodsk, 1993. 83 p.

Razbirin B. S., Rozhkova N. N., Sheka E. F. et al. Spectral properties of shungite quantum dots // *Nanosystems: Physics, Chemistry, Mathematics*. 2014. Vol. 5 (2). P. 217–233.

Rozhkova N. N. Aggregation and stabilization of shungite carbon nanoparticles // *Russian Journal of General Chemistry. Ecological Chemistry*. 2013. Vol. 83, no. 13. P. 2676–2685.

Rozhkova N. N., Gribanov A. V., Khodorkovskii M. A. Water mediated modification of structure and physical chemical properties of nanocarbons // *Diamond and Related Materials*. 2007. Vol. 16, no. 12. P. 2104–2108.

Singh V. K., Slabunov A. The Central Bundelkhand Archean greenstone complex, Bundelkhand craton, central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks // *International Geology Review*. 2014. P. 1–16. doi: 10.1080/00206814.2014.919613

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Svetov S. A. et al. The archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) shield // *Geological Society Memoir*. 2006. Vol. 32. P. 627–644.

Stepanova A. V., Salnikova E. B., Samsonov A. V. et al. The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian Craton, Eastern Fennoscandian Shield: U-Pb age, source characteristics and implications to the breakup processes // *Precambrian Res.* 2014a. P. 1–15.

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B. et al. Palaeoproterozoic Continental MORB-type Tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, Geochronology, and Tectonic Setting // *J. Petrol.* 2014b. Vol. 55, no. 9. P. 1719–1751.

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

Поступила в редакцию 30.08.2016

References

Alekseev B. Ya., Golovanova L. S., Krokhin A. I. *Geologicheskie osnovy razvedki slyudyanykh mestorozhdenii Karelii* [Basic geological principals of mica deposits prospecting in Karelia]. Ed. A. V. Skropyshev. Leningrad: Nauka, 1974. 94 p.

Biske G. S. *Geomorfologicheskaya karta SSSR. M 1 : 4 000 000. Kareliya* [Geomorphological map of the USSR (scale 1 : 4 000 000). Karelia]. Moscow: GUGK, 1960.

Biske G. S. *Chetvertichnye otlozheniya i geomorfologiya Karelii* [The Quaternary deposits and geomorphology of Karelia]. Petrozavodsk: Gosizdat, 1959. 307 p.

Biske G. S., Lak G. Ts., Lukashov A. D., Goryunova N. N., Il'in V. A. *Stroenie i istoriya kotloviny Onezhskogo ozera* [Structure and history of the Onega Lake depression]. Petrozavodsk: Karelia, 1971. 74 p.

Bogachev A. I., Zak S. I. *Shchelochno-gabbroidnaya formatsiya* [Alkali-gabbroid formation]. *Magmaticheskie formatsii rannego dokembriya territorii SSSR* [Early Precambrian magmatic formations on the USSR territory]. Moscow: Nedra, 1980. B. 3. P. 144–165.

Bogachev A. I., Zak S. I., Safronova G. P., Inina K. A. *Geologiya i petrologiya Elet'ozerskogo massiva gabbroidnykh porod Karelii* [Geology and petrology of Elet lake massive of gabbroids in Karelia]. Leningrad: Nauka, 1963. 159 p.

Bogachev V. A., Ivanikov V. V., Krymskii R. Sh., Ivashchenko V. I., Belyatskii B. V., Gol'tsin N. A., Sergeev S. A. *Izokhronnyi Re-Os vozrast molibdenitov rannedokembriiskikh porfirovykh mestorozhdenii Karelii* [Re-Os molybdenite isochron age for the Early Precambrian porphyry deposits in Karelia]. *Vestnik SPbGU* [Vestnik Saint-Petersburg University]. 2013. Iss. 2, ser. 7. P. 3–20.

Bogdanov Yu. B., Robonen V. I. *Rezul'taty deyatel'nosti regional'noi mezhdedomstvennoi stratigraficheskoi*

komissii po Severo-Zapadu Rossii (1984–2010) [Results of the activities of the regional stratigraphic commission for Northwest Russia (1984–2010)]. *Geologiya Karelii ot arkhaya do nashikh dnei* [Geology of Karelia from the Archaean to the present]. Petrozavodsk: KarRS of RAS, 2011. P. 56–65.

Borisov P. A. *Kamennye stroitel'nye materialy Karelii* [Rock construction materials in Karelia]. Petrozavodsk: Karelian Branch of the Acad. of Sci., USSR, 1963. 367 p.

Borisov P. A. *Uchenye Instituta geologii KarNTs RAN* [Scientists of the Institute of Geology of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Science]. Ed. V. V. Shchiptsov. Petrozavodsk: KarRS of RAS, 2013. 66 p.

Borisov P. A., Kratts K. O. *Napravlenie i itogi issledovaniy otdela geologii Karel'skogo filiala AN SSSR* [Directions and overall results of the Geology department's research, Karelian Branch of the Academy of Science of the USSR]. *Izv. Karel. i Kol. fil. AN SSSR* [Proceed. of the Karelian and Kola Branches of the Acad. of Sci., USSR]. 1957. No. 1. P. 35–42.

Chazhengina S. Yu., Rybnikova Z. P., Svetov S. A. *Skanirovushchaya elektronnaya mikroskopiya i ramanovskaya spektroskopiya kak kompleks metodov dlya issledovaniya zonal'nosti mineralov (na primere shpinelidov iz arkhaiskikh komatiitov)* [Scanning electron microscopy and Raman spectroscopy as the complex of methods to investigate minerals zoning (case of spinels from the Archaean komatiites)]. *Zap. RMO* [Proceed. of the Russian Mineralogical Society]. 2015. No. 6. P. 94–106.

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

Chetvertichnye otlozheniya Finlyandii i Severo-Zapada Rossiiskoi Federatsii i ikh syr'evye resursy. Karta m-ba 1 : 1 000 000 [Quaternary deposits of Finland and Northwestern part of the Russian Federation and their resources. Scale 1 : 1 000 000]. Eds. I. Niemela, I. M. Ekman, A. D. Lukashov. Espoo: 1993.

Devyatova E. I. Prirodnaya sreda pozdnego pleistotsena i ee vliyanie na rasselenie cheloveka v Severodvinskoy basseine i v Karelii [Late Pleistocene environment and its influence on humans migration in the North Dvina basin and Karelia]. Leningrad: Nauka, 1982. 156 p.

Demidov I. N. O vydelenii markiruyushchego gorizonta v donnykh otlozheniyakh Onezhskogo prilednikovogo ozera [Identification of marker horizon in bottom sediments of the Onega Periglacial Lake]. *Doklady Akademii nauk [Dokl. Earth Science]*. 2006. Vol. 407, no. 2. P. 217–220.

Etapy tektonicheskogo razvitiya dokembriya Karelii [Stages in the Precambrian tectonic evolution of Karelia]. Leningrad: Nauka, 1973. 174 p.

Filimonova L. V., Lavrova N. B. Paleogeografiya Zaonezhskogo poluostrova v pozdnem pleistotsene i golotsene [Paleogeography of the Zaonezhye Peninsula in the Late Pleistocene and Holocene]. *Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]*. 2015. No. 4. P. 30–47. doi: 10.17076/bg22

Filippov M. M. Antraksolity [Anthraxolites]. St. Petersburg: VNIGRI, 2013. 296 p.

Filippov M. M. Ramanovskaya spektroskopiya kak metod izucheniya gluboko uglefitsirovannogo organicheskogo veshchestva. Chast' 1. Osnovnye napravleniya ispol'zovaniya [Raman spectroscopy as a method for investigation of highly carbonized organic matter. Part 1. Major applications]. *Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]*. 2014. Iss. 1. P. 115–134.

Geologiya Karelii [Geology of Karelia]. Ed. V. A. Sokolov. Leningrad: Nauka, 1987. 231 p.

Geologiya Karelii ot arkhaya do nashikh dnei [Geology of Karelia from the Archaean to the present]. Mater. dokl. Vseross. konf., posvyashchennoi 50-letiyu Instituta geologii Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN. Petrozavodsk, 24–26 maya 2011 goda [Proceedings of the All-Russian Conference Convened to Celebrate the 50th Anniversary of the Founding of the Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS. Petrozavodsk, 24–26 May, 2011]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 220 p.

Geologiya SSSR. T. XXXVII. Geologicheskoe opisanie po Karel'skoi ASSR [Geology of the USSR. Vol. XXXVII. Geological description of the Karelian ASSR]. Ed. K. O. Kratts. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1960. Part. 1. 740 p.

Geologiya SSSR. T. XXXVII. Poleznye iskopaemye [Geology of the USSR. Vol. XXXVII. Mineral resources]. Eds. P. Ya. Antropov, G. O. Glebova-Kul'bakh, K. O. Kratts. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1962. Pt. 2. 478 p.

Geofizicheskie issledovaniya dokembriiskikh obrazovaniy Karelii [Geophysical research of the Precambrian units in Karelia]. Ed. M. I. Golod. Petrozavodsk: Karel. kn. izd., 1967. 100 p.

Glubinnoe stroenie i seismichnost' Karel'skogo regiona i ego obramleniya [Deep structure and seismicity of the Karelian region and its framing]. Ed. N. V. Sharov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2004. 353 p.

Golod M. I. Geofizicheskie metody pri poiskakh tektonicheskikh pegmatitnosnykh zon [Geophysical methods for detection of tectonic pegmatite zones]. Leningrad: Nauka, 1978. 112 p.

Grishin A. S. Geobloki Baltiiskogo shchita [Geoblocks of the Baltic Shield]. Petrozavodsk: Kareliya, 1990. 112 p.

Grodnitskii L. L. Granitnye pegmatity Baltiiskogo shchita [Granite pegmatites of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1982. 294 p.

Ivashchenko V. I., Golubev A. I. Zoloto i platina Karelii: formatsionno-geneticheskie tipy orudneniya i perspektivy [Gold and platinum of Karelia: genetic types of mineralization and prospects]. Ed. D. V. Rundkvista. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 369 p.

Ivashchenko V. I., Golubev A. I., Ibragimov M. M., Romashkin A. E. Zolotosoderzhashchee orudnenie arkheya Koikarskoi struktury: geneticheskaya tipizatsiya, mineral'nye assotsiatsii, usloviya obrazovaniya, perspektivy [Archean auriferous mineralization of the Koikary structure: genetic typification, mineral assemblages, formation conditions, perspectives]. *Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]*. 2014. No. 1. P. 39–55.

Khazov R. A. Metallogeniya Ladozhsko-Botnicheskogo geobloka Baltiiskogo shchita [Metallogeny of the Ladoga-Bothnia geoblock of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1982. 192 p.

Kishchenko N. T. Fizicheskie svoystva dokembriiskikh obrazovaniy Karelii [Physical properties of the Precambrian units in Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1991. 65 p.

Kozhevnikov V. N. Arkheiskie geodinamicheskie sistemy: pologaya subduksiya, tsiklichnost', molodye analogi, metallogenicheskie sledstviya [Archean geodynamic systems: low-angle subduction, cyclicity, recent analogs, consequences for metallogeny]. *Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]*. 2003. Iss. 5. P. 3–21.

Kozhevnikov V. N., Skublov S. G. Detritovye tsirkony iz arkheiskikh kvartsitov Matkalakhtinskogo zelenokamennogo poyasa, Karel'skii kraton: gidrotermal'nye izmeneniya, mineral'nye vklyucheniya, izotopnye vozrasty [Detritic zircons from the Archean quartzites of the Matkalakhta greenstone belt of the Karelian Craton: hydrothermal alterations, mineral inclusions, isotope age]. *Doklady Akademii nauk [Dokl. Earth Science]*. 2010. Vol. 430, no. 5. P. 681–685.

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

Kozhevnikov V. N. Termal'naya istoriya arkheiskoi mantii i amazonosnost' kratonov (k otsenke perspektiv Karel'skogo regiona) [Thermal history of the Archean mantle and diamond-bearing cratons (on prognosis of the Karelia region's prospects)]. *Doklady IX Mezhdunarodnoi konferentsii "Novye idei v naukakh o Zemle"* [Proceedings of the IX International Conference *New Ideas in Earth Sciences*]. Moscow, 2009. Vol. 1. 63 p.

Kozhevnikov V. N., Ivashchinskaya S. N., Kevlich V. I. Geokhimiya i ramanovskie spektry tsirkonov iz rudnykh (PGE-Au) amfibolitov massiva Travyanaya Guba, Severnaya Kareliya [Geochemistry and Raman spectra of

zirconium from ore (PGE-Au) amphibolites of the Travyanaya Guba massif, North Karelia]. *Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]*. 2015. No. 7. P. 36–53. doi: 10.17076/geo136

Kol'ka V. V., Korsakova O. P., Shelekhova T. S., Lavrova N. B., Arslanov Kh. A. Rekonstruktsiya otnositel'nogo polozheniya urovnya Belogo morya v golotsene na Karel'skom beregu (raion poselka Engozero, Severnaya Kareliya) [Reconstruction of the White Sea relative level during the Holocene on the Karelian coast near Engozero settlement, Northern Karelia]. *Doklady Akademii nauk [Dokl. Earth Science]*. 2013. Vol. 449, no. 5. P. 587–592.

Komatiiti i vysokomagnezial'nye vulkanity rannego dokembriya Baltiiskogo shchita [Early Precambrian komatiites and high-magnesia volcanites of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1988. 192 p.

Kostin V. A. Granitoidy i metasomatity Vodlozerskogo bloka [Granitoids and metasomatites of the Vodlozero geoblock]. Petrozavodsk: Karelian Branch of the Acad. of Sci., USSR, 1989. 163 p.

Kostin V. A. K potentsial'noi rudonosnosti granitoidov i metasomatitov Karel'skogo geobloka [On potential ore-bearing granitoids and metasomatites of the Karelian geoblock]. Metallogeniya Karelii [Metallogeny of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1999. P. 57–78.

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

Kratts K. O. Geologiya karelid Karelii [Geology of the Karelian karelides]. *Tr. LAGED AN SSSR [Proceed. of the Laboratory of Precambrian Geology of the USSR Academy of Sciences]*. Moscow; Leningrad: AN SSSR, 1963. Iss. 16. 210 p.

Kratts K. O. K obsuzhdeniyu voprosa ob absolyutnom vozraste karelid Karelii [On discussing the absolute age of the Karelian karelides]. *Geologiya i absolyutnyi vozrast dokembriya Baltiiskogo shchita i Vostochnoi Sibiri. Tr. LAGED AN SSSR [Precambrian Geology and Absolute Age of the Baltic Shield and Eastern Siberia. Proceed. of the Laboratory of Precambrian Geology of the USSR Academy of Sciences]*. Moscow; Leningrad: AN SSSR, 1960. Iss. 9. P. 42–47.

Kratts K. O. O nekotorykh voprosakh geologii proterozoya i stroeniya Baltiiskogo shchita [On some questions of the Proterozoic geology of the Baltic Shield structure]. *Tr. LAGED AN SSSR [Proceed. of the Laboratory of Precambrian Geology of the USSR Academy of Sciences]*. Moscow; Leningrad: AN SSSR, 1955. Iss. 5. P. 175–188.

Kratts K. O., Numerova V. N. Kratkii ocherk geologicheskogo stroeniya i osnovnye cherty metallogenii vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Brief overview of the geological structure and principal characteristics of the Eastern Baltic Shield metallogeny]. *Mat. po geologii i poleznym iskopaemym severo-zapada SSSR [Proceedings on the Geology and Mineral Resources of the North-West USSR]*. Leningrad: Gosgeolizdat, 1957.

Krutskikh N. V., Kosinova I. I. Metodika otsenki transformatsii prirodnoi sredy po rezul'tatam ekologo-geokhimicheskikh issledovaniy (na primere

g. Petrozavodska) [Evaluation procedure of the natural environment transformation according to the results of ecological-geochemical studies (on the example of Petrozavodsk city)]. *Vestnik VGU [Proceed. of Voronezh State University]*. 2014. No. 3. P. 95–97.

Kuleshevich L. V. Metamorfizm i rudonosnost' arkhaiskikh zelenokamennykh poyasov yugo-vostochnoi okrainy Baltiiskogo shchita [Metamorphism and ore potential of the Archean greenstone belts of the Southeastern margin of the Baltic Shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1992. 267 p.

Kuleshevich L. V., Lavrov O. B. Novye dannye po mineralogii zolotorudnykh ob'ektov Karelii [New data on the mineralogy of Karelia's gold units]. *Geologiya Karelii ot arkhaya do nashikh dnei [Geology of Karelia from the Archaean to the Present]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. P. 14–160.

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 : 750 000: novye podkhody k sostavlenuyu [Geological map of Southeastern Fennoscandia (scale 1 : 750 000): a new approach to map compilation]. *Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]*. 2016. doi: 10.17076/geo444

Lavrov M. M. Giperbazity i rassloennyye peridotit-gabbro-noritovye intruzii dokembriya Severnoi Karelii [Precambrian ultrabasites and stratified peridotite-gabbro-norit intrusions of North Karelia]. Leningrad: Nauka, 1979. 136 p.

Ladozhskoe ozero (razvitiye rel'efa i usloviya formirovaniya chetvertichnogo pokrova kotloviny [Lake Ladoga (relief evolution and formation conditions of the depression Quaternary nappe)]. Ed. G. S. Biske. Petrozavodsk: Kareliya, 1978. 205 p.

Lazarev Yu. I. Baltiiskii shchit [The Baltic Shield]. *Dokembrii kontinentov: drevnie platformy Evrazii [Precambrian continents: ancient Eurasian platforms]*. Novosibirsk, 1977. P. 9–164.

Lazarev Yu. I. Mineral'nye U-Pb vozrasty dokembriya vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Precambrian U-Pb mineral ages of the Eastern Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1987.

Lazarev Yu. I., Kozhevnikov V. N. Strukturno-petrologicheskoe izuchenie granitizatsii [Structural and petrological study of granitization]. Leningrad: Nauka, 1973. 134 p.

Lukashov A. D. Neotektonika Karelii [Neotectonics of Karelia]. Leningrad: Nauka, 1976. 108 p.

Lukashov A. D., Ekman I. M. Geomorfologicheskaya karta SSSR. M-b 1 : 2 500 000. Karel'skii list [Geomorphological map of the USSR (scale 1 : 2 500 000). Karelia]. 1978.

Materialy po metallogenii Karelii. Sb. st. [Proceedings on the metallogeny of Karelia. Collection of articles]. Ed. V. A. Kostin. Petrozavodsk: Karelian Branch of the Acad. of Sci., USSR. 1987. 181 p.

Mezhdunarodnaya tektonicheskaya karta Evropy. M 1 : 2 500 000 (soavtory ot IG K. O. Kratts, Yu. I. Lazarev) [International tectonic map of Europe. Scale 1 : 2 500 000. (K. O. Kratts, Yu. I. Lazarev, contributing authors, Institute of Geology)]. Moscow, 1964.

Metallogeniya Karelii [Metallogeny of Karelia]. Ed. A. I. Bogachev. Petrozavodsk: Kareliya, 1981. 201 p.

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

Obshchaya stratigraficheskaya shkala nizhnego dokembriya Rossii [General Lower Precambrian stratigraphic scheme of Russia]. Apatity: KSC RAS, 2000. 13 p.

Otsenka potentsiala promyshlennykh mineralov Karelii: shag za shagom [Assessment of Karelia's industrial minerals potential: step by step]. Geologiya Karelii ot arkheya do nashikh dnei [Geology of Karelia from the Archaean to the Present]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. P. 161–171.

Pashkevich I. K., Savchenko A. S., Starostenko V. I., Sharov N. V. Trekhmernaya geofizicheskaya model' zemnoi kory tsentral'noi chasti Karel'skogo kratona [A three-dimensional geophysical model of the Earth's crust in the central part of the Karelian Craton]. *Doklady Akademii nauk* [Dokl. Earth Sci.]. 2015. Vol. 463, no. 4. P. 469–473.

Pekki A. S., Razorenova V. I. Mestorozhdeniya polevospatovogo syr'ya Karelii [Deposits of feldspathic raw materials in Karelia]. Leningrad: Nauka, 1977. 152 p.

Polkanov A. A. Geologo-petrologicheskii ocherk severo-zapadnoi chasti Kol'skogo poluostrova [Geological and petrological outline of the Northwestern Kola Peninsula]. Leningrad: AN SSSR, 1935. 564 p.

Polkanov A. A. Kratkii obzor dochetvertichnoi geologii Kol'skogo poluostrova. Severnaya ekskursiya. Kol'skii poluostrov [Brief overview of the Pre-Quaternary geology of the Kola Peninsula]. Mezhdunar. geol. kongress XVII Sessiya SSSR [International Geological Congress, XVII Session, USSR]. Ed. A. A. Polkanov. Leningrad: ONTI NKTP SSSR; Moscow: Glavnaya redaktsiya geologo-razvedochnoi i geodezicheskoi literatury [Chief Editorial Office of the Geological Prospecting and Geodetic Literature], 1937. 123 p.

Putevoditel' geologicheskoi ekskursii po Karelii [A geological excursion guide to Karelia]. Mezhdunarodnaya konferentsiya po tektonike vostochnoi chasti Baltiskogo shchita [International Conference on the Eastern Baltic Shield Tectonics]. Petrozavodsk, 1971. 49 p.

Rezultaty geofizicheskikh issledovaniy dokembriiskikh obrazovaniy Karelii [Results of the geophysical survey of the Precambrian units in Karelia]. Petrozavodsk: Karelian Branch of the Acad. of Sci., USSR, 1983. 130 p.

Rozhkova N. N. Nanouglerod shungitov [The nanocarbon of shungites]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 100 p.

Rozhkova N. N., Emel'yanova G. I., Gorlenko L. E., Lunin V. I. Shungitovyi uglerod i ego modifitsirovanie [Shungite nanocarbon and its modification]. *Rossiiskii khimicheskii zhurnal* [Russian Journal of General Chemistry]. 2004. Vol. XLVIII, no. 5. P. 107–115.

Rybakov S. I. Kolchedannoe rudoobrazovanie v ranem dokembrii Baltiskogo shchita [Pyrite mineralization in the Early Precambrian Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1987. 269 p.

Rybakov D. S., Krutskikh N. V., Shelekhova T. S., Lavrova N. B., Slukovskii Z. I., Krichevskaya M. V., Lazareva O. V. Klimaticheskie i geokhimicheskie aspekty formirovaniya ekologicheskikh riskov v Respublike Kareliya [Climatic and geochemical aspects of the ecological

risks formation in the Republic of Karelia]. St. Petersburg: ElekSis, 2013. 130 p.

Rybnikova Z. P. Relikty pervichno magmaticheskikh aktsessornykh shpinelidov v arkhaiskikh komatiitakh Vostochnoi Fennoskandii [Relicts of the primary magmatic accessory spinels in the Archean komatites of the Eastern Fennoscandia]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of KarRC of RAS]. 2015. No. 7. P. 149–163. doi: 10.17076/geo141

Ryazantsev P. A. Otsenka treshchinovatosti gornogo massiva na osnove modelei elektrotomografii [Evaluation of rock mass fracturing based on electrical resistivity imaging models]. *Geofizika* [The Russian Geophysics Journal]. 2015. No. 1. P. 41–50.

Shchiptsov V. V., Golovanova L. S. Institut geologii. Akademicheskaya nauka v Karelii 1946–2006 [Institute of Geology. The academic science in Karelia: 1946–2006]. Moscow: Nauka, 2006. Vol. 2. P. 153–221.

Shchiptsov V. V., Shekov V. A. O kontseptsii razvitiya mineral'no-syr'evoi bazy Respubliki Kareliya [On the concept of the mineral resources base development of the Republic of Karelia]. *Gornyi zhurnal* [Mining Journal]. 2012. No. 5. P. 8–13.

Shchiptsov V. V., Bubnova T. P., Skamnitskaya L. S. Geologo-tekhnologicheskaya otsenka mineral'no-syr'evoi bazy promyshlennykh mineralov dokembriya Karelii [Geological and technological assessment of the Precambrian industrial minerals base in Karelia]. Sb. nauchn. statei "Ratsional'noe nedropol'zovanie" [Collection of Articles *Rational use of subsurface resources*]. Magnitogorsk: MG TU, 2014. P. 236–246.

Sernokolchedannye mestorozhdeniya Karelii [Pyrite deposits of Karelia]. Leningrad: Nauka, 1978. 192 p.

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

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Skublov S. G., Berezin A. V. Glavnye stadii formirovaniya paleoproterozoiskikh eklogitizirovannykh gabbonoritov po rezul'tatam U-Pb (SHRIMP) datirovaniya tsirkonov i izucheniya ikh genezisa [Main stages of the formation of Paleoproterozoic eclogitized gabbonorites. Evidence from U-Pb (SHRIMP) dating of zircons and study of their genesis]. *Doklady Akademii nauk* [Dokl. Earth Sci.]. 2011. Vol. 437, no. 2. P. 238–242.

Slabunov A. I., Azimov P. Ya. Arkheiskaya i paleoproterozoiskaya migmatizatsiya kak otrazhenie dvukh kollizionnykh sobytii v Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita: petrologiya, geologiya i geokhronologiya [The Archean and Palaeoproterozoic migmatization as the reflection of two collisions in the Belomorian province of the Fennoscandian Shield]. Petrografiya magmaticheskikh i metamorficheskikh gornykh porod. Materialy XII Vserossiiskogo petrograficheskogo soveshchaniya [Petrography of Magmatic and Metamorphic Rocks. Proceedings of the XII All-Russian Petrographic Conference]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2015. P. 500–503.

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Korol' N. E., Sibelev O. S., Berezhnaya N. G., Larionov A. N.

Arkheiskie granulitovye komplekсы Karel'skogo kraton: petrologiya, geokhronologiya, geodinamika [Archean granulite complexes of the Karelian Craton: petrology, geochronology, geodynamics]. Petrografiya magmaticheskikh i metamorficheskikh gornyykh porod. Materialy XII Vserossiiskogo petrograficheskogo soveshchaniya [Petrography of Magmatic and Metamorphic Rocks. Proceedings of the XII All-Russian Petrographic Conference]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2015. P. 503–506.

Slukovskii Z. I. Geoekologicheskaya otsenka sostoyaniya malyykh rek krupnogo promyshlennogo goroda po dannym o sodержanii tyazhelykh metallov v donnykh otlozheniyakh [Geoecological assessment of small rivers in a big industrial city based on data on heavy metal content in bottom sediments]. *Meteorologiya i gidrologiya* [Meteorology and Hydrology]. 2015. No. 6. P. 81–88.

Slyusarev V. D., Kulikov V. S. Geokhimicheskaya evolyutsiya bazit-ul'trabazitovogo magmatizma proterozoya (yugo-vostok Baltiiskogo shchita [Geochemical evolution of the Proterozoic Basic-Ultrabasic magmatism of the Southeastern Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1973. 104 p.

Stroenie litosfery rossiiskoi chasti Barents-regiona [Lithosphere structure of the Russian part of the Barents-region]. Eds. N. V. Sharov, F. P. Mitrofanov, M. L. Verba et al. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. 318 p.

Sokolov V. A. Chelovek, vlyublennyi v kamen' [The man is fond of stones]. Petrozavodsk: Kareliya, 1972. 108 p.

Stepanov V. S. Osnovnoi magmatizm dokembriya Zapadnogo Belomor'ya [Precambrian mafic magmatism in the Western White Sea region]. Leningrad: Nauka, 1981. 216 p.

Stepanova A. V., Sal'nikova E. B., Samsonov A. V., Larionova Yu. O., Stepanov V. S. Proyavlenie vnutripolitnogo magmatizma na Karel'skom kratone 2.3 mlrd let nazad: k probleme epokhi "endogennoy pokoya" v paleoproterozoe [2.3 Ga intraplate magmatism on the Karelian Craton: implications for the problem of "endogenic shutdown" in the Paleoproterozoic]. *Doklady Akademii nauk* [Dokl. Earth Sci.]. 2014. Vol. 457, no. 4, August. P. 460–465.

Stratigrafiya dokembriya Karel'skoi ASSR: (arkhei, nizhnii proterozoi) [Precambrian stratigraphy of the Karelian ASSR (the Archean, Lower Proterozoic)]. Eds. V. A. Sokolov, L. P. Sviridenko, V. I. Robonen et al. Petrozavodsk: Karelian Branch of the Acad. of Sci., USSR, 1984. 115 p.

Svetov A. P. Platformnyy bazaltovyy vulkanizm karelid Karelii [Platform basaltic volcanism of the Karelian karelides]. Petrozavodsk: Nauka, 1979. 208 p.

Svetov S. A. Drevneishie adakity Fennoskandinavskogo shchita [The oldest adakites of the Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2009. 115 p.

Sviridenko L. P. Metamorfizm i granitobrazovanie v rannem dokembrii Zapadnoi Karelii [Early Precambrian metamorphism and granite formation in Western Karelia]. Leningrad: Nauka, 1974. 155 p.

Sviridenko L. P. Granitobrazovanie i problemy formirovaniya dokembriiskoi zemnoi kory [Granite formation and problems of the Precambrian Earth's crust]. Leningrad: Nauka, 1980. 216 p.

Systra Yu. I. Tektonika Karel'skogo regiona [Tectonics of the Karelian region]. Leningrad: Nauka, 1991. 176 p.

Volodichev O. I. Belomorskii kompleks Karelii (geologiya i petrologiya) [Belomorian complex of Karelia (geology and petrology)]. Leningrad: Nauka, 1990. 245 p.

Volodichev O. I. Metamorfizm fatsii distenovykh gneisov (na primere belomorskogo kompleksa) [Facies of metamorphism in kyanite gneisses: the Belomorian complex as an example]. Leningrad: Nauka, 1975. 170 p.

Volodichev O. I., Korol' N. E., Kuzenko T. I., Sibilev O. S. 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* [Geology of Karelia from the Archaea to the present]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. No. 1. P. 49–55.

Vskryshnye porody Kostomukshskogo zhelezorudnogo mestorozhdeniya i puti ikh ispol'zovaniya v narodnom khozyaistve [Overburden rocks of the Kostomuksha iron-ore deposit and ways of their exploitation for the national economy]. Ed. V. A. Sokolov. Petrozavodsk: Kareliya, 1983. 367 p.

Zemletryaseniya i mikroiseismichnost' v zadachakh sovremennoi geodinamiki Vostochno-Evropeiskoi platformy [Earthquakes and microseismicity in modern geodynamics problems on the East European platform]. Eds. N. V. Sharov, A. A. Malovichko, Yu. K. Shchukin. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2007. Ch. 1: Zemletryaseniya [Part 1. Earthquake]. 381 p. Ch. 2: Mikroiseismichnost' [Part 2. Microseismicity]. 96 p.

Ahtola T., Gautneb H., Halberg A., Philipov M., Shchiptsov V., Voytekhovskiy Y. Industrial minerals deposits of the Fennoscandian shield (the FODD project). Promyshlennyye mineraly: problemy prognoza, poiskov, otsenki i innovatsionnyye tekhnologii osvoeniya mestorozhdenii: materialy mezhd. nauchn.-prakt. konferentsii. [Industrial Minerals: Problems of Prognosis, Exploration and Assessment and Innovation Technologies of Deposits Development: Proceedings of the International Scientific-Practical Conference]. Kazan: Kazanskaya nedvizhimost'. 2015. P. 3–6.

Boreas. 2006. Vol. 35, no. 3.

Chazhengina S. Y., Kovalevskiy V. V. Structural characteristics of shungite carbon subjected to contact metamorphism overprinted by greenschist-facies regional metamorphism. *European Journal of Mineralogy*. December 2013. Vol. 25. P. 835–843.

Kovalevskiy V. V., Buseck P. R., Cowley J. M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: AN X-ray and TEM study. *Carbon*. 2001. Vol. 39, no. 2. P. 243–256.

Kovalevskiy V. V., Rozhkova N. N., Zaidenberg A. Z., Yermolin A. N. Fullerene-like structures in shungite and their physical properties. *Molecular Materials*. 1996. Vol. 4. P. 77–80.

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 Research*. 2015. Vol. 268. P. 74–96.

Medvedev P. V., Melezhih V. A., Filippov M. M. Paleoproterozoic Petrified Oil Field (Shunga Event). *Paleontological Journal*. 2009. Vol. 43, no. 8. P. 972–979.

Ogg J. G., Ogg G., Gradstein F. M. The Concise Geological Time scale. Cambridge University Press, 2008. 150 p. *Precambrian Industrial Minerals of Karelia*. Ed. V. Shchiptsov. Petrozavodsk, 1993. 83 p.

Razbirin B. S., Rozhkova N. N., Sheka E. F., Nelson D. K., Starukhin A. N., Goryunov A. S. Spectral properties of shungite quantum dots. *Nanosystems: Physics, Chemistry, Mathematics*. 2014. Vol. 5 (2). P. 217–233.

Rozhkova N. N. Aggregation and stabilization of shungite carbon nanoparticles. *Rus. J. Gen. Chem. Ecological Chemistry*. 2013. Vol. 83, no. 13. P. 2676–2685.

Rozhkova N. N., Griбанov A. V., Khodorkovskii M. A. Water mediated modification of structure and physical chemical properties of nanocarbons. *Diamond and Related Materials*. 2007. Vol. 16, no. 12. C. 2104–2108.

Singh V. K., Slabunov A. The Central Bundelkhand Archean greenstone complex, Bundelkhand craton, central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks. *International Geology Review*. 2014. P. 1–16. doi: 10.1080/00206814.2014.919613

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Svetov S. A., Stepanov V. S., Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P.,

Arestova N. A., Bibikova E. V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V. V., Shchipansky A. A. The archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) shield. *Geological Society Memoir*. 2006. Vol. 32. P. 627–644.

Stepanova A. V., Salnikova E. B., Samsonov A. V., Egorova S. V., Larionova Y. O., Stepanov V. S. The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian Craton, Eastern Fennoscandian Shield: U-Pb age, source characteristics and implications to the breakup processes. *Precambrian Res.* 2014a. P. 1–15.

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B., Puchtel I. S., Larionova Y. O., Larionov A. N., Stepanov V. S., Shapovalov Y. B., Egorova S. V. Palaeoproterozoic Continental MORB-type Tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, Geochronology, and Tectonic Setting. *J. Petrol.* 2014b. Vol. 55, no. 9. P. 1719–1751.

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

Received August 30, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Щипцов Владимир Владимирович

директор, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, 185910 Петрозаводск,
Карелия, Россия
эл. почта: shchipts@krc.karelia.ru

Светов Сергей Анатольевич

заместитель директора по научным вопросам, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, 185910 Петрозаводск,
Карелия, Россия
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru

Первунина Аэлита Валериевна

ученый секретарь, к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, 185910 Петрозаводск,
Карелия, Россия
эл. почта: aelita@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Shchiptsov, Vladimir

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

Svetov, Sergey

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

Pervunina, Aelita

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

УДК [552.42+550.93] (470.21)

ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ГНЕЙСЫ КОЛЬСКОЙ СЕРИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (ГЕОХИМИЯ, ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА)

Т. А. Мыскова, Р. И. Милькевич

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Новые геохимические и изотопные данные, полученные по гнейсам кольской серии Балтийского щита, метаморфизованным в гранулитовой фации, интерпретированы исходя из магматической природы гнейсов и цирконов. Бiotитовые и гранат-биотитовые гнейсы по составу и структуре корреляционных связей между главными элементами сопоставляются с породами ТТГ ассоциаций. Sil±Crd-Grt-Bt гнейсы образуются по Grt-Bt гнейсам в результате бластомилонитизации и частичного плавления. В обеих разновидностях пород определен U-Pb по циркону возраст (SHRIMP-II). На графике с конкордией для Grt-Bt гнейсов все аналитические точки магматических цирконов образуют непрерывный тренд, растянутый по конкордии в диапазоне $2909 \pm 8 - 2732 \pm 13$ млн лет, который интерпретирован как результат потери свинца магматическими цирконами в процессе медленного остывания тоналита в условиях нижней коры. Минимальный возраст магматизма, оцененный по самому древнему циркону, составляет 2,9 млрд лет. По метаморфическим оболочкам цирконов из Crd-Sil-Grt-Bt гнейса определен возраст гранулитового метаморфизма ($2707 \pm 9 - 2656 \pm 8$ млн лет). Часть кристаллов циркона из Crd-Sil-Grt-Bt гнейса представлена интенсивно измененными разностями с дискордантным возрастом $2740 \pm 6 - 2639 \pm 9$ млн лет, близким к возрасту метаморфических оболочек, что указывает на существование в это время события, приведшего к нарушению кристаллической решетки и потере радиогенного свинца.

Ключевые слова: Балтийский щит; природа архейских гнейсов; U-Pb геохронология; циркон.

T. A. Myskova, R. I. Milkevich. THE ALUMINOUS GNEISSES OF KOLA SERIES, BALTIC SHIELD (GEOCHEMISTRY, NATURE AND AGE OF PROTOLITH)

The geochemical and isotopic data were obtained for gneisses of the Kola Series, Baltic Shield. They are metamorphosed in granulite facies and interpreted according to the igneous nature of zircons and gneisses. The biotitic and garnet-biotitic gneisses are paralleled to the rocks of TTG associations in terms of the structure of correlation between the main elements. Sil ± Crd-Grt-Bt gneisses are formed on Grt-Bt gneisses as a result of blastomylonitization and partial melting. U-Pb zircon ages (SHRIMP-II) were determined for both gneiss species. All analytical points of magmatic zircons in the concordia diagram for Grt-Bt gneisses form a continuous trend extended in concordia in the range of $2909 \pm 8 - 2732 \pm 13$ Ma. It is interpreted as the result of lead loss from magmatic zircons during the slow cooling of tonalite in the lower crust. Minimal age of magmatism and early granulitic metamorphism estimated by most ancient zircon is 2.9 Ga. The time of mani-

festation of younger granulite metamorphism determined by newly-formed zircon shells from Crd-Sil-Grt-Bt gneiss corresponds to the interval $2707 \pm 9 - 2656 \pm 8$ Ma. Part of the zircon from Crd-Sil-Grt-Bt gneiss is profoundly altered crystals with a discordant age of $2740 \pm 6 - 2639 \pm 9$ Ma, which is similar to that of metamorphic shells, suggesting an event happened at that time which disrupted the crystalline grid and caused the loss of radiogenic lead. Three ancient zircons with a maximum age of 3461 ± 5 MA are interpreted as captured zircons, which indicate the presence of continental crust at this point in the northern part of the Baltic Shield.

Key words: Baltic Shield; nature of Archean gneisses; U-Pb geochronology; zircon.

Введение

Объектом наших исследований послужили архейские глиноземистые гнейсы кольской серии Центрально-Кольского блока (ЦКБ) Балтийского щита, исследование природы и возраста которых играет важную роль в понимании происхождения и эволюции архейской континентальной коры. Есть мнение [Полканов, Герлинг, 1961; Горяинов, 1980], что ЦКБ является наиболее древним ядром, вокруг которого происходило разрастание континентальной коры Балтийского щита.

Древнейшие архейские образования ЦКБ представлены двумя подразделениями: комплексом парагнейсов кольской серии, включающим биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит±кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы, и комплексом ортогнейсов тоналит-трондjemитового, эндербитового и чарнокитового состава. Часть исследователей считают, что гранитоидный комплекс является фундаментом для кольской серии [Бондаренко, Дагелайский 1968, 1971; Батиева, Бельков, 1968]. К. Х. Авакян [1992] пришел к выводу, что гнейсы кольской серии и гранитоиды фундамента принадлежат к единому комплексу и подверглись одним и тем же деформациям и метаморфизму. Несогласованы взгляды исследователей и в вопросах эволюции метаморфизма [Добржинецкая, 1978; Balashov et al., 1992; Ранний докембрий..., 2005]. Одна из версий, приведенная в монографии [Ранний докембрий..., 2005], предполагает наличие двух тектоно-метаморфических циклов (ТМЦ). Ранний ТМЦ включает два этапа складчатых деформаций и сопровождается метаморфизмом гранулитовой фации умеренных давлений. Он представлен малыми структурными формами, обрывками мелких и изоклинальных складок и сопровождается региональной сланцеватостью S_1 , выраженной в ориентировке минералов, кристаллизовавшихся в условиях гранулитовой фации. Параллельно сланцеватости развивается мигматитовая полосчатость. С ней ассоциируют жильные тела гранитов, пегматиты и кварцевые жилы

[Добржинецкая, 1978]. Поздний ТМЦ включает пять этапов складчатых деформаций и сопровождается повторным метаморфизмом от гранулитовой ($T = 800$ °C и $P = 6-7$ кбар) до амфиболитовой ($T = 650$ °C и $P = 4-5$ кбар) фации. Со вторым ТМЦ связаны крупные картируемые структуры и интенсивная мигматизация, приводящая к появлению анатектических гранитных магм [Добржинецкая, 1978]. Локально проявлен метасоматоз и диафторез амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Глиноземистые гнейсы кольской серии обычно относят к метаосадкам на основании находок реликтов градационной слоистости, повышенных содержаний хрома и интерпретации морфологии циркона как детритового [Слабунов и др., 2006]. Однако существуют и другие точки зрения. В. Б. Крюков [1978] полагал, что кольские гнейсы образовались из гранитоидных пород в результате глубинного дислокационного метаморфизма. В. В. Жданов [1978] рассматривал гранулитовый комплекс ЦКБ как единую метаморфо-метасоматическую серию, которая развивалась по одному исходному субстрату, представленному гиперстеневыми кристаллосланцами. Он предполагал, что гранулитовый комплекс принадлежит к структурам земной коры, ранее не выходившим на дневную поверхность. А это означает, что у пород не было возможности пройти стадию литогенеза.

Ранее мы пришли к выводу о наиболее вероятной магматической природе кольских гнейсов [Мыскова и др., 2005, 2007]. Наименее измененные и близкие по составу к протолиту биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы кольской серии ранее нами сопоставлялись с кислыми вулканитами, похожими на вулканиты F1 К. Конди [1983], а гнейсы с силлиманитом и кордиеритом считались образованными по первым в результате рассланцевания и мигматизации.

В опубликованной литературе мы не нашли ни одного убедительного примера описания градационной слоистости, а наши наблюдения полосчатости в породах свидетельствуют в пользу ее метаморфической природы.

Л. Ф. Добржинская [1978], занимавшаяся структурным анализом образований кольской серии, установила, что самыми ранними плоскостными текстурами являются сланцеватость и параллельная ей мигматитовая полосчатость. Текстуры же, которые нередко принимают за косую слоистость, по ее мнению, являются тектонитами, так как «косые серии» представлены обрывками мигматитовой полосчатости и параллельной ей сланцеватости, выраженной в ориентировке минералов, принадлежащих к ассоциациям гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Изотопные данные для гнейсов кольской серии немногочисленны. К. Х. Авакяном [1992] по 11 пробам мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов и крупнозернистых силлиманит±кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов районов Мурдозеро и Тулпъявр была получена Rb-Sr изохрона с возрастом 2880 ± 50 млн лет при начальном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7005$. Эта датировка, исходя из осадочной природы гнейсов, была интерпретирована как возраст, соответствующий постседиментационному процессу диагенеза и начальному термальному метаморфизму. Сделано предположение, что образование осадочных пород происходило из материала первичной коры (продукта мантийного магматизма) в течение чрезвычайно малого интервала времени.

Ю. А. Балашовым [Balashov et al., 1992] в трех пробах силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов и в одной пробе биотит-гранатовых гнейсов из района Паяз-Явр (западнее оз. Чудзьявр) классическим U-Pb методом по циркону измерены возрасты двух популяций цирконов. Популяция призматических цирконов по верхнему пересечению дискордии с конкордией дала возраст 2832 ± 11 млн лет, который интерпретирован как возраст раннего гранулитового метаморфизма. Фракция метаморфических цирконов с алмазным блеском граней имеет конкордантный возраст 2648 ± 18 млн лет, который интерпретирован как возраст молодого гранулитового метаморфизма. Близкий возраст получен этими авторами по секущим кольскую серию гиперстеновым кварцевым диоритам и монцодиоритам (2720 ± 3 , 2719 ± 28 и 2679 ± 18 млн лет), монацитсодержащим гранитам (2634 ± 19 млн лет) и пегматитам (2556 ± 27 млн лет).

Ранее [Мыскова и др., 2005] нами были изучены и продатированы цирконы (U-Pb, SHRIMP-II) из гранат-биотитового гнейса кольской серии в окрестностях оз. Няльярв (участок Первомайский). Выявлены три группы цирконов, имеющих близконкордантный возраст.

Значения возраста интерпретированы как время магматизма (2910 ± 21 млн лет) и время проявления двух сближенных этапов метаморфизма (2788 ± 16 и 2740 ± 18 млн лет). Единичные цирконы с максимальным возрастом 3606 ± 16 млн лет интерпретированы как ксеногенные. Но эти выводы были слабо подкреплены статистически. Не так давно [Мыскова и др., 2015б] для гнейсов этого же района получены более представительные изотопные данные, которые позволили предложить новую интерпретацию возраста, о чем будет подробно изложено в настоящей статье.

Е. В. Бибиковой U-Pb-изохронным методом по циркону был определен возраст амфибол-двупироксеновых ортогнейсов района Веже-Тундра [Бибикова, 1989]. Дискордантный возраст магматического циркона составил 2830 ± 70 млн лет и был интерпретирован как минимальный возраст магматизма. Возраст метаморфического циркона в этом же образце составил 2760 ± 10 млн лет.

С кольской серией часть исследователей [Чен и др., 1998; Ранний докембрий..., 2005] сопоставляют глиноземистые гнейсы архейской части Кольской сверхглубокой скважины, чередующиеся с гнейсами тоналит-трондьемитового состава, амфиболитами и железистыми кварцитами. В. Р. Ветрин с соавторами [2002, 2013] считают, что эти породы образуют более молодую структурно-вещественную ассоциацию, свойственную докембрийским гранит-зеленокаменным областям, и сопоставляют их с гнейсово-амфиболитовыми комплексами пород Сванвик-Нейденского сегмента Кольско-Норвежского террейна. Дискордантный возраст магматических цирконов из двух изученных образцов тоналитовых гнейсов составляет 2832 ± 6 и 2835 ± 5 млн лет [Чен и др., 1998].

Неоднозначность суждений о геологическом строении района, природе и возрасте протолита гнейсов связана с большой сложностью и недостаточной изученностью объекта, а также с отсутствием целенаправленного изучения геохимии пород и крайне малым количеством надежных изотопных датировок. Следует отметить, что при датировании древних высокометаморфизованных образований U-Pb методом по циркону бывает очень сложно привязать полученные данные к конкретному геологическому событию. Поэтому важным моментом является аргументированная интерпретация первичной природы метаморфических пород, а также определение генеза циркона на основании изучения его морфологии, внутреннего строения и геохимии.

В данной работе представлены новые результаты геохимического и изотопно-геохимического изучения гнейсов кольской серии ЦКБ с целью реконструкции их первичной природы и определения возраста протолита.

Методика исследований

Для геохимического изучения пород отобран 81 образец из гнейсов кольской серии, которые были проанализированы на петрогенные элементы, в 23 из них определено содержание редких и редкоземельных элементов. В двух пробах были исследованы цирконы и определен их возраст, в этих же пробах определен изотопный состав Nd и Sr. Данные геохимического, изотопно-геохронологического и изотопно-геохимического изучения пород приведены в таблицах и на рисунках.

Концентрации главных элементов определяли методом рентгеноспектрального силикатного анализа, а элементов-примесей – методом ICP MS (относительная погрешность 5–10 %) в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ.

Выделение акцессорных цирконов проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Pb-изотопный анализ цирконов выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Данные обрабатывали согласно процедуре, описанной в [Williams, 1998], с использованием программ обработки SQUID [Ludwig, 2000] и Isoplot/Ex [Ludwig, 2001]. Pb/U отношения нормализовали на отношение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,0665$ в стандартном цирконе TEMORA, соответствующее возрасту $416,7 \pm 1,30$ млн лет (2σ) [Black et al., 2003]. В зернах цирконов, в которых был определен возраст, проведены измерения концентраций РЗЭ на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН по стандартной методике [Smirnov et al., 1995], дополненной схемой вычитания изобарического наложения специфических кластеров цирконсодержащей матрицы [Hoskin, 1998]. Размер анализируемого участка циркона не превышал в диаметре 15–20 мкм, относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10–15 %, порог обнаружения элементов – в среднем 10 ppb.

Для выделения Nd и Sm использована методика, близкая к описанной в [Richard et al., 1976]. Изотопные составы Nd и Sm измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON T1. Измеренные отношения $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ нормализованы к отношению $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1,783079$, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Точность

определения концентраций Sm и Nd – 0,5 %, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0,5 %; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,005 % (2σ). Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0,05 нг для Sm и 0,1 нг для Nd. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla по результатам 25 измерений равно $0,511850 \pm 5$ (2σ). При расчете величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные значения возраста $T_{\text{Nd}}(DM)$ вычислены в соответствии с моделью [Goldstein, Jacobsen, 1988], согласно которой изотопный состав Nd деплетированной мантии линейно эволюционировал с 4,55 млрд лет назад и имеет современные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = +10$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = 0,513151$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$.

Анализ изотопного состава Rb и Sr производился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме с дальнейшей коррекцией на изотопное фракционирование стронция путем нормализации измеренных отношений к величине $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Нормализованные таким образом отношения изотопов стронция приводились к значению $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,71025$ международного изотопного стандарта NBS-987. Погрешность определения отношения $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ($\leq 0,03$ %) контролировалась путем соответствующего анализа международного стандарта BCR-1. Уровень холостого опыта составил 30 pg для Rb и 30 pg для Sr.

Ввиду отсутствия признаков первичных текстур реконструкция первичной природы рассматриваемых гнейсов осуществлена на основе геологических соотношений и исходя из петрогеохимического состава пород [Милькевич, 1996]. Важно отметить, что на дискриминационных петрохимических диаграммах [Неелов, 1980; Nesbitt, Yong, 1984, 1989] точки составов гнейсов кольской серии обычно попадают в поля перекрытия магматических и осадочных пород. Учитывая этот факт, при интерпретации первичной природы гнейсов главное внимание было обращено на специфику состава рассматриваемых пород, структуру корреляционных связей между элементами и сравнение с типичными представителями магматических и осадочных пород. Представительные составы пород и корреляционные матрицы приведены в таблицах, вариации составов пород отражены на диаграммах А. Харкера. В качестве эталонов для сравнения приведены вариационные диаграммы и корреляционные матрицы для тоналитов и трондъемитов пояса Лимпопо [Rollinson, 1993] и для протерозойских

терригенных пород ладожской серии [Мыскова и др., 2012]. Первичная природа пород, взятых в качестве эталонов, не вызывает сомнений, а выборки статистически представительны. Для эталона осадочных пород мы располагали своим примером [Мыскова и др., 2012]. Выбор эталона магматических пород происходил сложнее. В предыдущих наших работах [Мыскова и др., 2005, 2007] мы сопоставляли гранат-биотитовые гнейсы по химическому составу с вулканитами F1 К. Конди [1983]. Но по характеру корреляционных связей между элементами гранат-биотитовые гнейсы не были похожи на вулканиты известково-щелочной серии. Конди отмечал геохимическое сходство вулканитов F1 с породами ТТГ серий. В геохимическом справочнике [Rollinson, 1993] мы нашли примеры пород тоналит-трондьемитовой серии района Лимпопо, в которых по структуре корреляционных связей увидели сходство с нашими породами, а затем и геохимическое сходство, что обсуждается в настоящей работе.

Мы проводим сравнение кольских гнейсов с эталонами только по структуре корреляционных связей и трендам дифференциации. В случае терригенных пород такое сравнение правомерно независимо от возраста, геодинамической обстановки и химического типа литогенеза [Неелов, 1980], так как речь идет только о гранулометрической дифференциации.

Геолого-геохимическая характеристика и реконструкция первичной природы гнейсов

Разрез кольской серии изучался нами на детальных участках Первомайский, Рогозеро, Лапоть и в локальных разрезах по трассам (рис. 1) в местах, где в породах преобладают минеральные парагенезисы гранулитовой фации и минимально проявлены наложенный метаморфизм и метасоматоз. На 70 % разрез сложен в разной степени мигматизированными силлиманит±кордиерит-гранат-биотитовыми гнейсами, в которых сохранились полосы непереработанных мелкозернистых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, состав которых максимально приближен к первичному составу протолита кольской серии. Мощность полос непереработанных мелкозернистых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов изменяется от первых метров до десяти метров. В участках мигматизации полосчатость более тонкая и характеризуется чередованием полос грубозернистых и мелкозернистых гнейсов мощностью от нескольких до десятков сантиметров. Мелкозернистые биотитовые и гранат-биотитовые



Рис. 1. Схематическая карта района работ.

Детальные участки: 1 – Первомайский, 2 – Рогозеро, 3 – Лапоть; разрезы по трассам: 4 – Кола – Североморск, 5 – Кола – Междуречье, 6 – Санкт-Петербург – Мурманск, вблизи пос. Кильдинстрой

гнейсы представляют собой лейкократовые однородные породы с едва заметной сланцеватостью и являются более древним субстратом, по которому развиваются силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы – крупнозернистые бластомилонитизированные, мигматизированные разности, содержащие тонкие инъекции микроклин- и ортоклазсодержащих гранитов, часто с гранатом. Такие же соотношения пород (образование второго типа гнейсов по первому в результате бластомилонитизации и частичного плавления протолита) описаны и в работе К. Х. Авакяна [1992].

Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы на дискриминационной диаграмме ab А. Н. Неелова [1980] попадают в поля перекрытия магматических и осадочных пород (рис. 2). Точки их составов с одной стороны располагаются в полях риолитов, риодацитов и дацитов, а с другой – песчаников, алевролитов и отчасти алевропелитов. Но по характеру щелочности, обозначенной на рисунке 2 длиной и направлением векторов, рассматриваемые гнейсы больше похожи на магматические породы. В терригенных породах с увеличением глиноземистости от песчаников к пелитам наблюдается закономерное увеличение количества калия в породах и, соответственно, параметра $k = K/(K+Na)$ [Неелов, 1980], что находит свое

Кольская серия

Ладожская серия

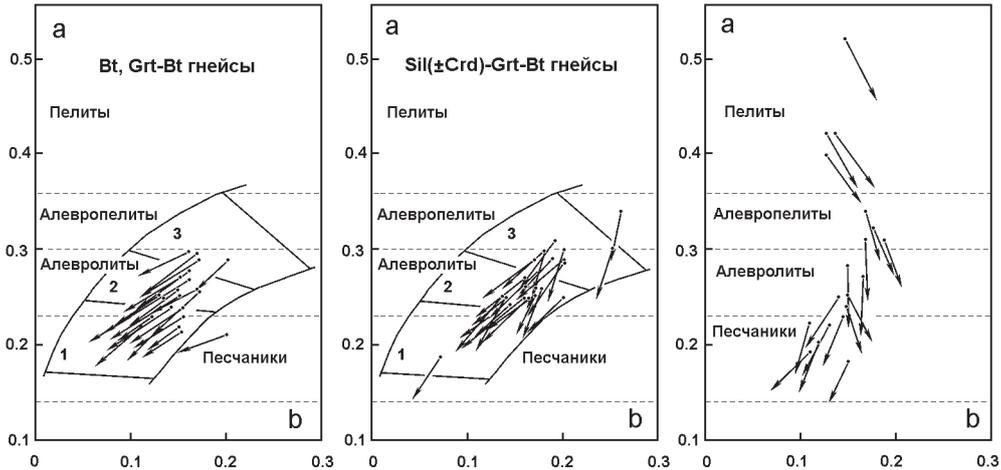


Рис. 2. Диаграмма ab [Неелов, 1980] для Bt, Grt-Bt, Sil±Crd-Grt-Bt гнейсов кольской серии и ритмично-слоистых Qz-Bt сланцев, иногда с Grt (метатерригенных пород) ладожской серии [Мыскова и др., 2012]:

a, b – петрохимические характеристики (в атомных количествах): $a = Al/Si$, $b = (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg + Ca) / 1000$; векторами обозначены параметры, характеризующие щелочность пород: $n = K + Na$ – длина вектора, $k = K / (K + Na)$ – наклон вектора. Поля вулканитов на диаграммах: 1 – риолиты, 2 – риодациты, 3 – дациты

выражение в веерообразном изменении направлений векторов. К примеру, в метаосадках ладожской серии, которые представлены ритмично-слоистыми кварц-биотитовыми (\pm гранат) сланцами, с увеличением глиноземистости увеличивается количество калия в породах и соответственно растет параметр k от 0,23 до 0,70 (рис. 2). Тогда как гранат-биотитовые гнейсы при средне меняющихся значениях глиноземистого модуля от 0,20 до 0,30 (рис. 2) имеют практически одинаковое направление ($k = 0,17-0,22$) и длину ($n = 0,12-0,17$) векторов, которые характеризуют породы как умеренно-глиноземистые и существенно натровые. На классификационной диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ [Le Maitre et al., 1989] гнейсы образуют компактную группу точек в поле дацитов и риодацитов (рис. 3). Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы имеют достаточно однородный состав и при вариациях концентраций SiO_2 (66–73 мас. %) характеризуются умеренным содержанием Al_2O_3 (13–16 мас. %), высоким содержанием Na_2O (в среднем 4 мас. %) и низким содержанием K_2O (в среднем 1,5 мас. %) при устойчивом отношении $K_2O/Na_2O = 0,30-0,39$ и отношении $MgO/CaO < 1$ (табл. 1). На бинарных диаграммах (рис. 4) точки составов гранат-биотитовых гнейсов характеризуются положительной корреляцией Al_2O_3 с TiO_2 , $Fe_2O_{3\text{общ}}$, MgO , а также с Na_2O и CaO при отсутствии связи с K_2O (табл. 2), чем отличаются от терригенных пород, для которых обычны сильные положительные связи Al_2O_3 с K_2O и мафическими

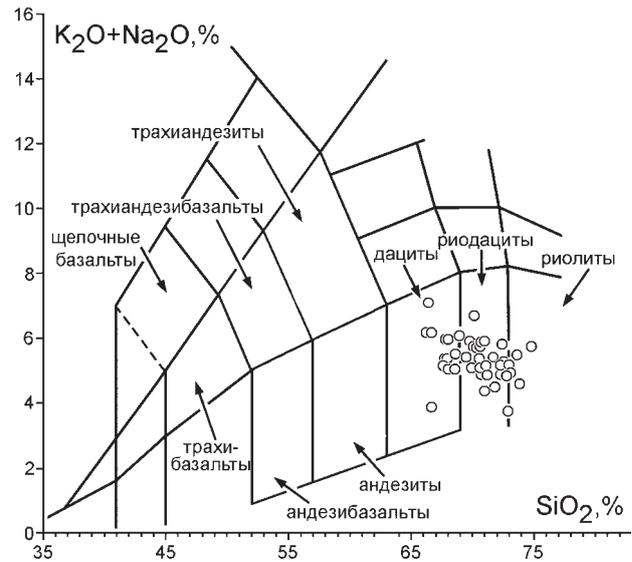


Рис. 3. Положение составов Bt и Grt-Bt гнейсов кольской серии на диаграмме TAS [Le Maitre et al., 1989]

элементами и отрицательные связи с Na_2O и CaO (табл. 2; рис. 5). По химическому составу и структуре корреляционных связей рассматриваемые гнейсы сопоставимы с породами тоналит-трондьемитовой серии пояса Лимпопо, Зимбабве [Rollinson, 1993. С. 22–28] (рис. 6), и на диаграмме K-Na-Ca [Barker, Arth, 1976] они демонстрируют тоналит-трондьемитовый тренд дифференциации (рис. 7).

Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы характеризуются фракционированным распределением редкоземельных и редких элементов,

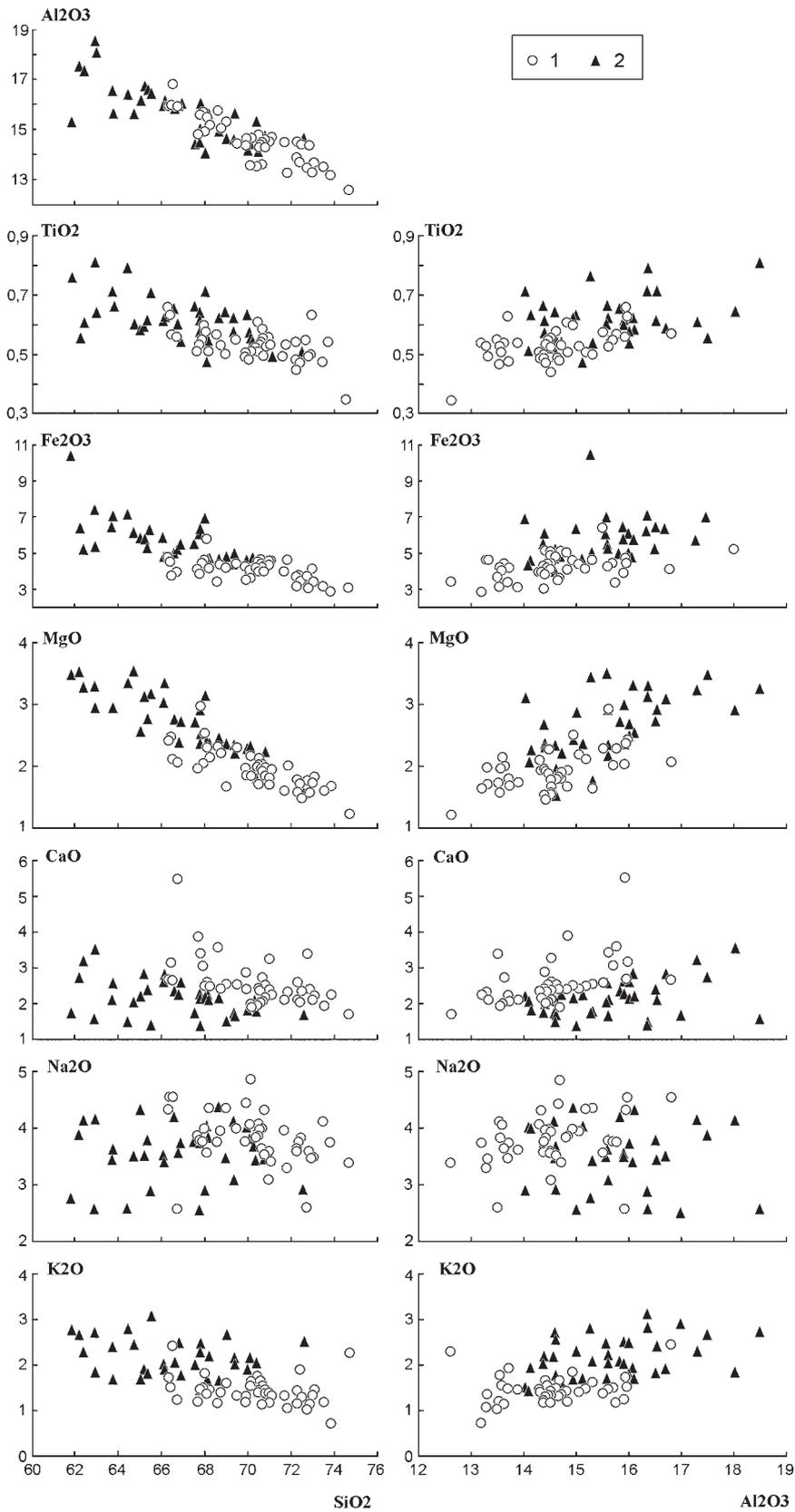


Рис. 4. Бинарные диаграммы для гнейсов кольской серии. Здесь и на рис. 5, 6 концентрации элементов в мас. %:

1 – Bt и Grt-Bt гнейсы, 2 – Sil±Crd-Grt-Bt гнейсы

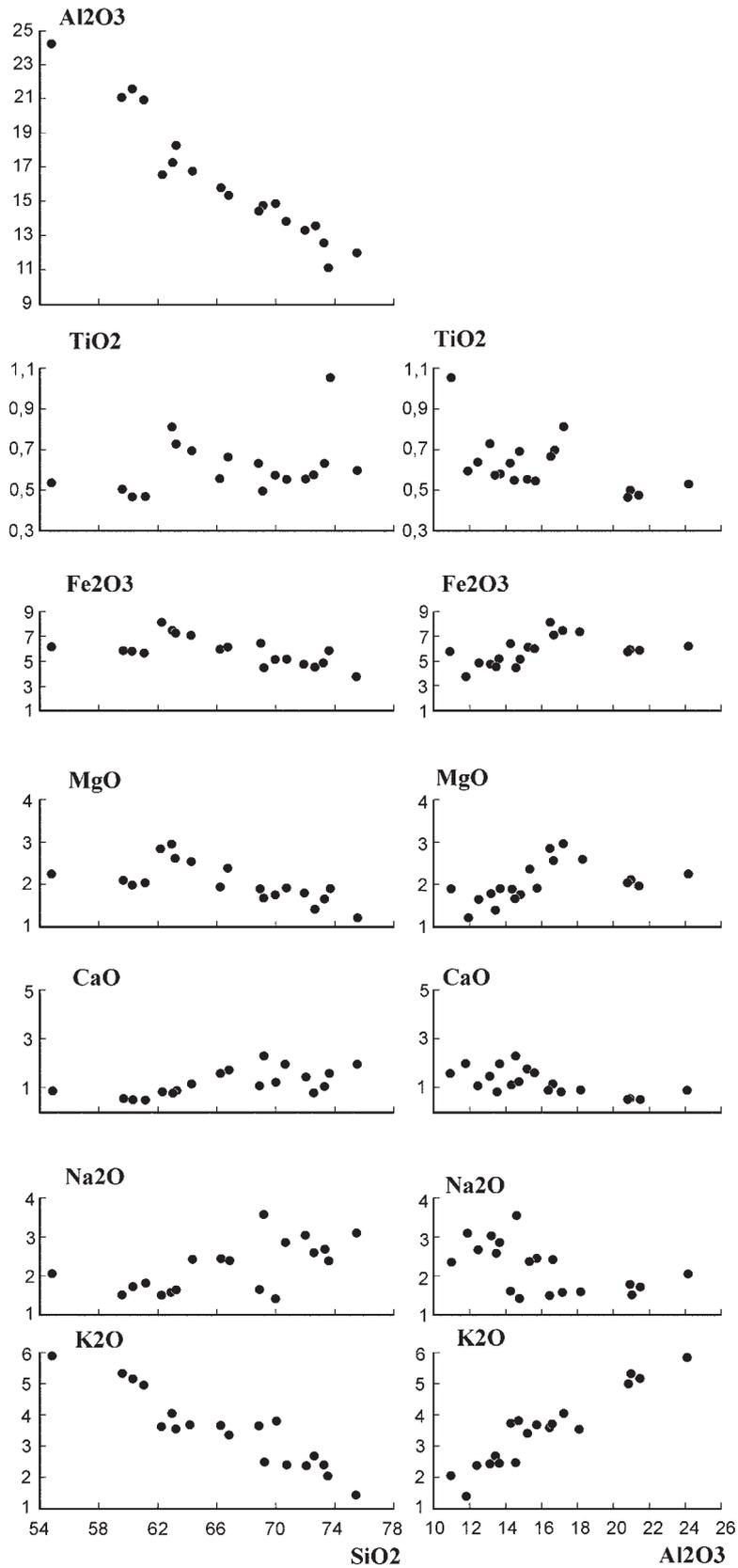


Рис. 5. Бинарные диаграммы для ритмично-слоистых кварц-биотитовых (\pm гранат) сланцев (метаосадков) ладожской серии [Мыскова и др., 2012]

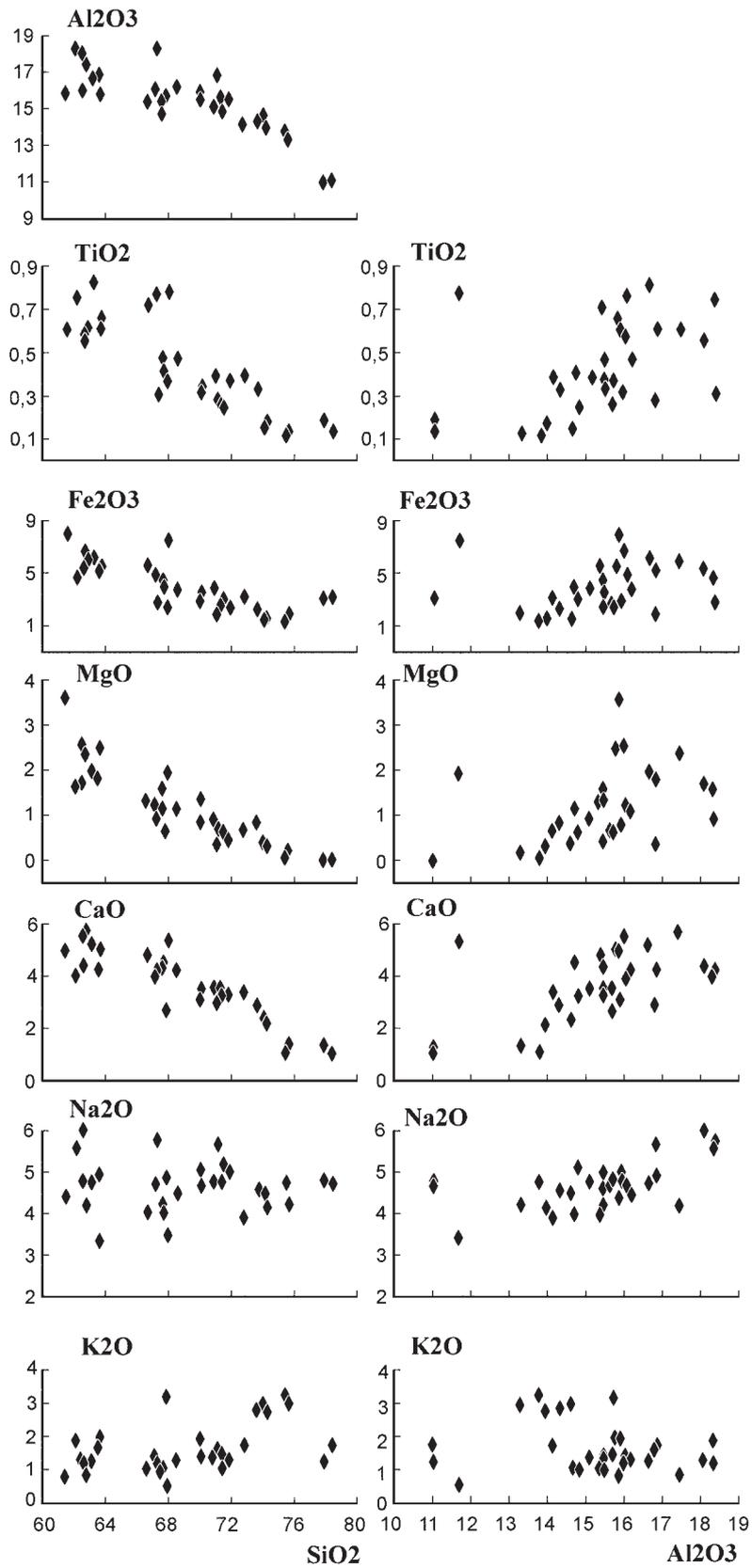


Рис. 6. Бинарные диаграммы для пород тоналит-трондьемитовой серии пояса Лимпопо, Зимбабве [Rollinson, 1993. С. 22–28]

Таблица 1. Представительные составы главных типов пород кольской серии

Компоненты	Bt, Grt-Bt гнейсы												
	33/5в	1/1	075/2	37/1	33/5а	29/3	36/4	50/1	16/1	36/2	059/1	046/2	27/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	66,43	67,70	67,80	68,22	68,6	69,00	69,9	69,94	70,16	70,53	72,40	72,50	73,53
TiO ₂	0,63	0,53	0,53	0,51	0,57	0,5	0,5	0,49	0,48	0,51	0,48	0,47	0,47
Al ₂ O ₃	15,96	16,80	15,60	15,17	15,75	15,30	14,37	14,64	14,67	14,28	13,70	14,40	13,52
Fe ₂ O ₃ _{Зобец}	4,56	3,73	4,36	4,21	3,48	4,71	4,32	3,59	3,7	4,05	4,27	3,91	3,23
MnO	0,07	0,07	0,03	0,05	0,07	0,04	0,05	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04
MgO	2,46	2,11	2,96	2,14	2,31	1,67	1,96	1,85	1,83	2,12	1,71	1,48	1,59
CaO	3,16	3,24	3,42	2,48	3,59	2,54	2,88	2,4	1,9	2,35	2,05	2,34	1,93
Na ₂ O	4,55	3,71	3,78	4,35	3,75	4,36	3,76	4,44	4,86	4,07	3,74	3,82	4,11
K ₂ O	1,53	1,31	1,48	1,49	1,19	1,63	1,23	1,34	1,67	1,48	1,92	1,33	1,22
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,2	0,05	0,10	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05
K ₂ O/Na ₂ O	0,34	0,35	0,39	0,34	0,32	0,37	0,33	0,30	0,34	0,36	0,51	0,35	0,30
MgO/CaO	0,78	0,65	0,87	0,86	0,64	0,66	0,68	0,77	0,96	0,90	0,83	0,63	0,82
Mg#	0,52	0,53	0,57	0,50	0,57	0,41	0,47	0,51	0,50	0,51	0,44	0,43	0,49
Ba	335	450	341	387	352	373	284	310	410	326	497	304	248
Rb	53	54	88	64	43	50	49	47	51	46	53	42	46
Sr	387	429	290	318	451	287	223	239	171	247	239	276	201
Hf	4,72			3,78	3,19		3,83	3,56	4,03	3,68			3,95
Zr	180	156	122	162	137	95	147	151	168	145	146	130	125
Y	19	16	9	16	14	9	12	13	16	16	11	9	12
Nb	10	7	7	12	10	6	10	11	11	11	4	6	7
Ta	0,9	0,5	0,6	1,1	1	0,5	1,3	1,3	1,1	1,1	0,3	0,5	0,8
Cr	101	79	83	97	72	78	103	98	79	63	94	72	88
Ni	54	28	40	54	47	31	60	48	16	45	37	14	43
Co	22			20	22		21	22	10	18			18
V	102	85	90	102	78	86	86	101	94	93	81	68	70
Ti	4046	3180	3168	3428	3788	3006	3275	3239	3167	3300	2874	2844	2766
Sc	13,29			9,96	9,87		10,45	10,46	9,16	10,92			8,79
Cs	1,7			1,7	1,7		1,2	0,8	1,4	0,9			1,4
La	27,47	35,20	25,4	22,4	27,33	20,5	24,71	23,23	23,66	24,07	20,6	20,7	18,46
Ce	60	71	54,4	47,9	60,1	39,7	54,1	49,2	51,3	51,8	42,7	40,3	37,4
Pr	6,96	7,95	6	4,95	6,62	4,49	6	5,4	5,55	5,53	4,73	4,29	4,31
Nd	26,3	25,4	22	19,9	25	15,2	23,3	20,4	21,3	21	17,5	16,1	15,7
Sm	4,17	4,38	3,34	3,39	4,25	2,7	4,1	3,42	3,7	3,89	2,8	2,52	2,85
Eu	1,13	1,05	1,07	1,13	0,98	1,07	0,96	0,91	0,92	1,04	0,91	0,84	0,78
Gd	3,45	4,22	3,2	2,26	3,58	2,61	3,06	2,89	2,72	2,89	2,27	2,42	2,19
Tb	0,52	0,55	0,43	0,43	0,47	0,33	0,37	0,42	0,39	0,42	0,34	0,34	0,31
Dy	2,43	2,37	2,08	1,57	2,29	1,73	1,74	2,06	1,85	1,8	2	1,72	1,51
Ho	0,46	0,51	0,36	0,3	0,46	0,31	0,34	0,42	0,37	0,38	0,42	0,34	0,26
Er	1,24	1,67	0,9	0,66	1,36	0,82	0,92	1,17	1,09	0,86	1	0,93	0,65
Tm	0,21	0,33	0,15	0,12	0,2	0,14	0,13	0,2	0,17	0,14	0,17	0,13	0,11
Yb	1,22	2,07	0,89	0,59	1,28	0,68	0,82	1,23	1,04	1	0,92	0,91	0,54
Lu	0,16	0,29	0,13	0,11	0,2	0,14	0,15	0,17	0,15	0,14	0,16	0,13	0,09
Th	8,7			7,1	8,5		11	8,6	8,7	9,5			5
ΣP3Э	137	157	120	106	134	90	121	111	114	116	97	92	85
(La/Lu) _N	18,4	13	20,9	21,8	14,7	15,7	17,7	14,6	16,9	18,4	13,8	17	22
Eu/Eu*	0,91	0,75	1,00	1,16	0,77	1,23	0,83	0,88	0,89	0,95	1,10	1,04	0,95
ASI	1,07	1,25	1,11	1,14	1,13	1,13	1,13	1,12	1,11	1,14	1,15	1,20	1,17

Окончание табл. 1

Компоненты	Bt, Grt-Bt гнейсы с Crd и Sil										
	31/2	37/2	1/2	33/56	32/1	6/1	34/1	20/1	17/1	29/4	046/3
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	61,83	63,72	64,3	65,36	65,51	66,61	67,79	68,04	69,37	69,40	62,90
TiO ₂	0,76	0,71	0,70	0,61	0,71	0,65	0,63	0,71	0,57	0,62	0,81
Al ₂ O ₃	15,26	16,53	18,10	16,51	16,35	15,82	14,99	14,01	14,56	15,60	18,50
Fe ₂ O ₃ общ	10,41	6,42	5,42	5,24	6,23	4,99	6,33	6,86	4,31	5,50	8,16
MnO	0,12	0,07	0,08	0,07	0,06	0,04	0,05	0,08	0,03	0,04	0,08
MgO	3,47	2,93	2,76	2,75	3,15	2,73	2,89	3,12	2,33	2,18	3,28
CaO	1,7	2,06	2,37	2,35	1,36	2,31	1,34	2,14	1,69	1,62	1,52
Na ₂ O	2,73	3,41	3,02	3,76	2,86	4,17	2,53	2,87	4,1	3,05	2,54
K ₂ O	2,74	2,37	2,12	1,79	3,06	2,03	2,26	1,48	2,14	2,00	2,68
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
K ₂ O/Na ₂ O	1	0,70	0,7	0,48	1,1	0,45	0,89	0,52	0,52	0,66	1,1
MgO/CaO	2,04	1,42	1,16	1,17	2,32	1,18	2,16	1,46	1,38	1,35	2,16
Mg#	0,40	0,48	0,50	0,51	0,50	0,52	0,48	0,47	0,52	0,44	0,44
Ba	547	752	750	461	924	555	750	337	604	418	711
Rb	73	82	82	64	88	56	82	56	57	67	98
Sr	176	303	398	364	211	306	398	217	259	214	217
Hf	3,41	4,73		3,87	7,66	3,59		4,12	3,24		
Zr	132	166	180	143	138	149	180	158	140	159	143
Y	21	20	18	19	17	10	18	18	13	10	14
Nb	12	15	7	11	10	8	7	8	11	7	7
Ta	1	1,3	0,4	0,9	1,6	0,7	0,41	0,7	1	0,4	0,4
Cr	135	116	135	98	161	82	135	187	72	101	123
Ni	82	53	62	65	298	34	62	69	15	52	39
Co	30	22		24	25	12		27	9		
V	155	126	118	125	137	95	118	126	107	115	136
Ti	4960	4627	4200	4159	4538	4141	4068	4727	3839	3720	4842
Sc	23,06	14,18		16	25,4	24,2		16,29	1,71		
Cs	1,2	1,9		3	2	1,3		1,5	1,1		
La	33,62	27,97	32,2	27,4	30,9	30,9	32,2	23,13	23,54	26,3	24,7
Ce	73,9	58,2	66,9	58,8	60	60,5	66,9	50,6	47,7	52,1	49,9
Pr	8,83	6,34	7,46	6,65	6,6	6,71	7,46	5,83	5,52	5,9	5,29
Nd	34,6	21,8	26,3	26	23,2	23,3	26,3	23,4	21,9	21	20,2
Sm	6,26	3,55	4,08	4,38	4,05	3,95	4,08	8,97	3,71	3,64	3,22
Eu	1,26	1,07	1,1	1,08	1,13	1,1	1,1	1,02	1,13	0,87	0,8
Gd	5,12	2,86	4,13	3,18	3,51	3,15	4,13	3,04	3,01	3,07	3,44
Tb	0,82	0,4	0,52	0,41	0,52	0,46	0,52	0,47	0,45	0,42	0,5
Dy	4,91	1,46	2,73	1,93	3,23	2,49	2,73	2,41	2,2	2,11	2,69
Ho	0,9	0,25	0,56	0,31	0,62	0,51	0,56	0,46	0,42	0,36	0,48
Er	2,7	0,69	2,08	0,74	1,83	1,38	2,08	1,57	1,6	1,03	1,25
Tm	0,4	0,09	0,27	0,12	0,27	0,23	0,27	0,23	0,13	0,16	0,18
Yb	2,29	0,55	2,09	0,65	1,77	1,3	2,09	1,31	0,77	1,2	1,12
Lu	0,36	0,11	0,25	0,1	0,27	0,2	0,25	0,21	0,11	0,19	0,23
Th	10	7,8		8,4	7,7	8,8		6,7	7,4		
ΣP3Э	176	125	151	132	138	136	151	118	112	118	114
(La/Lu) _N	10	27,3	13,8	29,4	12,3	16,6	13,8	11,8	22,9	14,8	11,5
Eu/Eu*	0,68	1,03	0,82	0,88	0,92	0,95	0,82	0,90	1,04	0,80	0,73
ASI	1,45	1,39	1,56	1,33	1,56	1,19	1,66	1,37	1,20	1,54	1,88

Примечание. Главные элементы в масс. %, редкие элементы в мкг/г, все железо в виде Fe₂O₃, ASI = [Al₂O₃ / (CaO+Na₂O+K₂O)] (в мол. %). 1–9, 14–22 – участок Первомайский; 10, 23 – участок оз. Лапоть; 11, 24 – участок Рогозеро; 12, 13 – разрезы по трассам Кола – Междуречье и Кола – Североморск соответственно.

Таблица 2. Корреляционные матрицы для различных типов пород

	Bt и Grt–Bt гнейсы кольской серии (n=42)								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
SiO ₂	1,00	-0,54	-0,87	-0,40	-0,34	-0,77	-0,55	-0,35	-0,24
TiO ₂	-0,54	1,00	0,49	0,34	0,29	0,57	0,32	0,01	-0,06
Al ₂ O ₃	-0,87	0,49	1,00	0,33	0,34	0,57	0,53	0,33	0,22
Fe ₂ O ₃	-0,40	0,34	0,33	1,00	0,19	0,32	0,04	-0,05	0,13
MnO	-0,34	0,29	0,34	0,19	1,00	0,16	0,77	-0,48	-0,31
MgO	-0,77	0,57	0,57	0,32	0,16	1,00	0,36	0,24	0,08
CaO	-0,55	0,32	0,53	0,04	0,77	0,36	1,00	-0,41	-0,29
Na ₂ O	-0,35	0,01	0,33	-0,05	-0,48	0,24	-0,41	1,00	0,39
K ₂ O	-0,24	-0,06	0,22	0,13	-0,31	0,08	-0,29	0,39	1,00

	Bt, Grt–Bt с Cord и Sil гнейсы кольской серии (n=39)								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
SiO ₂	1,00	-0,78	-0,88	-0,86	-0,82	-0,92	-0,33	0,17	-0,60
TiO ₂	-0,78	1,00	0,64	0,84	0,68	0,78	-0,13	-0,48	0,65
Al ₂ O ₃	-0,88	0,64	1,00	0,66	0,64	0,74	0,36	-0,12	0,63
Fe ₂ O ₃	-0,86	0,84	0,66	1,00	0,88	0,83	0,00	-0,50	0,59
MnO	-0,82	0,68	0,64	0,88	1,00	0,79	0,26	-0,36	0,41
MgO	-0,92	0,78	0,74	0,83	0,79	1,00	0,25	-0,30	0,55
CaO	-0,33	-0,13	0,36	0,00	0,26	0,25	1,00	0,56	-0,32
Na ₂ O	0,17	-0,48	-0,12	-0,50	-0,36	0,30	0,56	1,00	-0,52
K ₂ O	-0,60	0,65	0,63	0,59	0,41	0,55	-0,32	-0,52	1,00

	Тоналитовые и трондjemитовые гнейсы пояса Лимпопо, Зимбабве [Rollinson, 1993, табл. 2.2] (n=31)								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
SiO ₂	1,00	-0,84	-0,78	-0,79	-0,60	-0,90	-0,85	-0,09	0,47
TiO ₂	-0,84	1,00	0,51	0,87	0,66	0,90	0,85	-0,18	-0,48
Al ₂ O ₃	-0,78	0,51	1,00	0,37	0,11	0,58	0,53	0,48	-0,19
Fe ₂ O ₃	-0,79	0,87	0,37	1,00	0,85	0,88	0,87	-0,22	-0,66
MnO	-0,60	0,66	0,11	0,85	1,00	0,72	0,72	-0,22	-0,66
MgO	-0,90	0,90	0,58	0,88	0,72	1,00	0,93	-0,16	-0,52
CaO	-0,85	0,85	0,53	0,87	0,72	0,93	1,00	-0,22	-0,68
Na ₂ O	-0,09	-0,18	0,48	-0,22	-0,22	-0,16	-0,22	1,00	0,08
K ₂ O	0,47	-0,48	-0,19	-0,66	-0,66	-0,52	-0,68	0,08	1,00

	Qz-Bt±Grt сланцы (метаосадки) ладожской серии [Мыскова и др., 2012] (n=19)								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
SiO ₂	1,00	0,10	-0,96	-0,63	0,12	-0,66	0,62	0,61	-0,93
TiO ₂	0,10	1,00	-0,31	0,58	-0,12	0,50	-0,01	-0,25	-0,26
Al ₂ O ₃	-0,96	-0,31	1,00	0,42	-0,16	0,46	-0,65	-0,55	0,95
Fe ₂ O ₃	-0,63	0,58	0,42	1,00	0,01	0,94	-0,47	-0,69	0,48
MnO	0,12	-0,12	-0,16	0,01	1,00	-0,12	0,24	0,04	-0,04
MgO	-0,66	0,50	0,46	0,94	-0,12	1,00	-0,39	-0,57	0,47
CaO	0,62	-0,01	-0,65	-0,47	0,24	-0,39	1,00	0,77	-0,72
Na ₂ O	0,61	-0,25	-0,55	-0,69	0,04	-0,57	0,77	1,00	-0,70
K ₂ O	-0,93	-0,26	0,95	0,48	-0,04	0,47	-0,72	-0,70	1,00

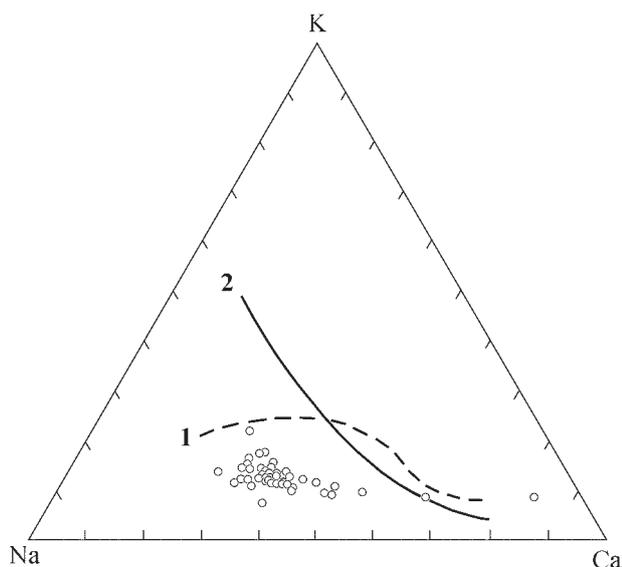


Рис. 7. Тройная диаграмма K-Na-Ca для Bt и Grt-Bt гнейсов кольской серии. Тренды трондьемитовой (1) и известково-щелочной (2) серий по [Barker, Arth, 1976]

отрицательными аномалиями Nb и Ti и отсутствием Eu аномалий (рис. 8, а; табл. 1). Средние значения концентраций редких и редкоземельных элементов в гнейсах кольской серии сопоставимы с таковыми в серых гнейсах архея [Martin, 1994], что наглядно видно при сравнении спектров их распределения (рис. 8, в).

Изотопный состав Sr и Nd (табл. 3 и 4) в гнейсах кольской серии близок к мантийному с положительными значениями $\epsilon_{Nd} = 2,8$, характерными для деплетированной мантии, и низкими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,704 и 0,699. Все эти геохимические черты типичны для ТТГ серий [Martin, 1994].

Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы отличаются от пород архейских ТТГ серий

несколько повышенной меланократовостью и более высокими значениями индекса ASI. Кольские гнейсы имеют в среднем сумму $MgO + Fe_2O_{3общ}$ 6 мас. %, магниальное число (Mg#) 0,5, содержание Cr 85 мкг/г и ASI 1,16, тогда как по [Martin, 1994] соответствующие геохимические характеристики для ТТГ составляют: $MgO + Fe_2O_{3общ} \leq 5\%$; $Mg\# \leq 0,45$; $Cr \leq 50$ мкг/г и $ASI \leq 1,1$. По суммарному содержанию MgO и $Fe_2O_{3общ}$, содержанию и соотношению Na_2O и K_2O изученные породы сопоставимы с М-гранитами [Интерпретация..., 2001].

Повышенная меланократовость обычно свойственна породам ТТГ фанерозоя [Конди, 1983; Martin, 1994], но есть примеры архейских тоналитов с повышенными суммой $MgO + Fe_2O_{3общ}$ и хромом. Так, тоналиты Шилосской интрузии Водлозерского блока Карелии имеют сумму $MgO + Fe_2O_{3общ}$ от 4,59 до 6,11 мас. % и содержание Cr от 55 до 73 мкг/г [Лобач-Жученко и др., 1999; Мыскова и др., 2015а]. Повышенную меланократовость тоналитов С. Б. Лобач-Жученко с соавторами [1999] объясняют спецификой образования пород в результате частичного плавления амфиболита в сухих условиях на умеренных глубинах.

Силлиманит ± кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы отличаются от гранат-биотитовых гнейсов большей меланократовостью, несколько большей глиноземистостью, более высоким содержанием K_2O , более низкими Na_2O и CaO и $MgO/CaO > 1$ (табл. 1; рис. 4). Там, где удалось наблюдать соотношение этих двух групп пород, видно, что биотитовые (±гранат) гнейсы – это мелкозернистые разности почти без признаков сланцеватости, а гнейсы с силлиманитом (±кордиерит) – более грубозернистые бластомилонитизированные породы,

Таблица 3. Sm-Nd данные для гнейсов кольской серии

№ пробы	U-Pb возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$	$T_{Nd}(DM-2st)$
Grt-Bt гнейсы									
1/1	2910	3,81	23,59	0,0977	0,510885	-34,20	2,80	2961	2975
Crd-Sil-Grt-Bt гнейсы									
1/2	2910	4,17	26,10	0,0967	0,510865	-33,59	2,78	2961	2976

Таблица 4. Rb-Sr данные для гнейсов кольской серии

№ пробы	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	I(Sr)
Grt-Bt гнейсы					
1/1	40,7	435	0,2707	0,715775	0,704
Crd-Sil-Grt-Bt гнейсы					
1/2	76,7	382	0,5791	0,72347	0,699

Таблица 5. Сравнение содержаний петрогенных и редких элементов в парах контактирующих Grt-Bt и Sil±Crd-Grt-Bt гнейсов кольской серии

Компоненты	37/1 I	37/2 II	33/5a I	33/56 II	1/1 I	1/2 II	29/3 I	29/4 II	31/2 II
SiO ₂	68,22	63,72	68,6	65,36	67,70	64,3	69,00	69,40	61,83
TiO ₂	0,51	0,71	0,57	0,61	0,53	0,70	0,50	0,62	0,76
Al ₂ O ₃	15,17	16,53	15,75	16,51	16,80	18,10	15,30	15,60	15,26
Fe ₂ O ₃ _{Зобц}	4,21	6,42	3,48	5,24	3,73	5,42	4,71	5,50	10,41
MnO	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,04	0,04	0,12
MgO	2,14	2,93	2,31	2,75	2,11	2,76	1,67	2,18	3,47
CaO	2,48	2,06	3,59	2,35	3,24	2,37	2,54	1,62	1,70
Na ₂ O	4,35	3,41	3,75	3,76	3,71	3,02	4,36	3,05	2,73
K ₂ O	1,49	2,37	1,19	1,79	1,31	2,12	1,63	2,00	2,74
Ba	387	752	352	461	450	750			547
Sr	318	303	451	364	429	398	287	214	176
Y	16	20	14	19	16	18	9	10	21
Cr	97	116	72	98	79	135	78	101	135
V	102	126	78	125	85	118	86	115	155
Sc	9,96	14,18	9,87	16					23,06
MgO/CaO	0,86	1,42	0,64	1,17	0,65	1,16	0,66	1,35	2,04
ΣРЗЭ	106	125	134	132	157	151	90	118	176

Примечание. Главные элементы в масс. %, редкие элементы в мкг/г, все железо в виде Fe₂O₃. I – Grt-Bt гнейсы, II – Sil±Crd-Grt-Bt гнейсы (меланосома).

в которых появляются мигматиты. В проанализированных парах (тонкозернистые гнейсы и меланосома крупнозернистых гнейсов) даже при незначительной степени изменения пород проявляется четкая тенденция уменьшения (от первой группы ко второй) SiO₂, CaO, Na₂O, Sr при одновременном увеличении Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃_{Зобц}, MgO, K₂O, Ba, Cr, V, Sc и Y (табл. 5). Подобные соотношения Grt-Bt гнейсов («сахарей») и высокоглиноземистых гнейсов с аналогичным поведением петрогенных элементов задокументированы в чупинских гнейсах Беломорья [Володичев, 1969; Мыскова и др., 2000 и др.].

Описанная тенденция хорошо видна и на вариационных диаграммах (рис. 4), при этом точки составов Sil ± Crd-Grt-Bt гнейсов и биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов не образуют единого тренда, как это бывает в терригенных породах. Поэтому обеднение Sil ± Crd-Grt-Bt гнейсов SiO₂, CaO, Na₂O, Sr и обогащение MgO, TiO₂, Fe₂O₃_{Зобц} и другими элементами логично связывать с выплавлением кварц-полевошпатовой составляющей при мигматизации. Вариации состава гнейсов с Sil и Crd контролируются степенью проявления мигматизации. Меланосома наиболее мигматизированных пород содержит наибольшее количество мафических компонентов (табл. 3, проба 31/2).

Сумма РЗЭ и спектры распределения для гнейсов с Sil и Crd в целом сходны с таковыми

для Bt и Grt-Bt гнейсов и характеризуются отсутствием европиевых аномалий и незначительным обогащением всеми элементами, в большей степени тяжелыми РЗЭ (рис. 8, б; табл. 1). Однако в меланосоме наиболее мигматизированных гнейсов (обр. 31/2) резко увеличивается сумма РЗЭ (до 176 мкг/г) (табл. 1), уменьшается (La/Yb)_N = 10,5 и появляется отчетливая отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* = 0,68) (рис. 8, б). Химические анализы сходных разновидностей Sil ± Crd-Grt-Bt гнейсов кольской серии из разреза бассейна р. Кица приведены в монографии К. Х. Авакяна [1992]. Почти все они имеют Eu минимум, а мигматизирующие их гранатсодержащие граниты – европиевый максимум (рис. 8, г). Такое перераспределение Eu, вероятно, вызвано процессом мигматизации, приводящим к накоплению Eu вместе с плагиоклазом в лейкоosome и к обеднению им меланосомы. Но выплавлением кварц-полевошпатовой составляющей нельзя объяснить обогащение пород K₂O, приводящее к повышенным содержаниям биотита. Обычно процесс мигматизации не является изохимическим, а происходит при участии флюидов, то есть с привнесением и выносом элементов. К. Х. Авакян в мигматизированных кольских гнейсах отмечал увеличение содержаний K₂O, а также локально проявленный метасоматоз, отличающийся большим разнообразием геохимических типов, представлен-

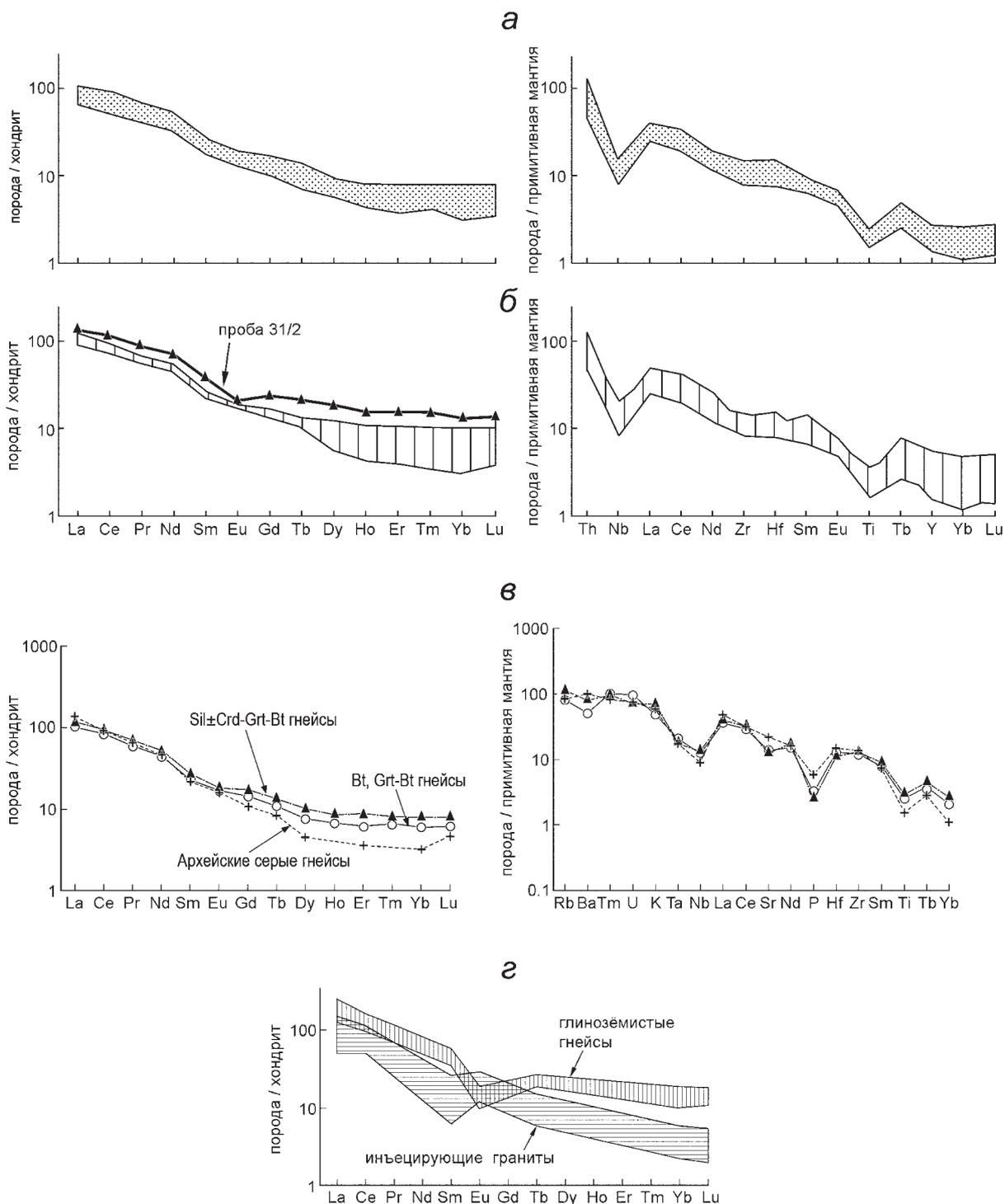


Рис. 8. Нормированные к хондриту и примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989] распределения редкоземельных и редких элементов в гнейсах кольской серии:

а – Bt и Grt-Bt гнейсы, б – Sil±Crd-Grt-Bt гнейсы, в – средние составы кольских гнейсов в сравнении с архейскими серыми гнейсами по [Martin, 1994], г – распределение РЗЭ в гнейсах кольской серии и инъецирующих гранитах из разреза бассейна р. Кица [Авакян, 1992]

ных продуктами выщелачивания и основного метасоматоза [Авакян, 1991].

Проведенный анализ геологических и геохимических данных позволяет нам интерпретировать Sil ± Crd-Grt-Bt гнейсы как породы,

образованные при мигматизации Bt и Grt-Bt гнейсов в условиях аллохимического гранулитового метаморфизма. Состав меланосомы гнейсов изменяется в зависимости от степени мигматизации пород. Следует подчеркнуть, что

Таблица 6. U-Pb-изотопные данные для цирконов из гнейсов кольской серии

Точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (млн лет)	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (млн лет)	Disc, %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ погрешность в %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ погрешность в %	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ погрешность в %	Rho
Гранат-биотитовый гнейс (проба 1/1)												
Короткопризматические кристаллы												
17.1	0,08	208	165	0,82	89,3	2615 ± 33	2732 ± 13	4	0,1888 ± 0,8	13,02 ± 1,7	0,5002 ± 1,5	0,888
6.1	0,14	124	78	0,65	57	2762 ± 45	2756 ± 10	0	0,1916 ± 0,58	14,13 ± 2,1	0,5350 ± 2	0,961
18.1	0,11	142	55	0,40	66,5	2794 ± 36	2800 ± 9	0	0,1967 ± 0,54	14,71 ± 1,7	0,5426 ± 1,6	0,945
11.1	0,02	89	72	0,83	42	2809 ± 37	2813 ± 13	0	0,1983 ± 0,8	14,93 ± 1,8	0,5461 ± 1,6	0,897
13.1	0,06	130	92	0,73	62	2851 ± 38	2813 ± 9	-1	0,1984 ± 0,53	15,22 ± 1,7	0,5561 ± 1,6	0,951
12.1	0,38	64	28	0,46	30,9	2843 ± 39	2817 ± 14	-1	0,1989 ± 0,87	15,20 ± 1,9	0,5542 ± 1,7	0,890
10.1	0,15	140	130	0,96	67,8	2879 ± 37	2832 ± 9	-2	0,2007 ± 0,53	15,58 ± 1,7	0,5629 ± 1,6	0,950
20.1	-	212	128	0,63	102	2879 ± 36	2849 ± 7	-1	0,2028 ± 0,42	15,74 ± 1,6	0,5631 ± 1,5	0,966
4.1	0,07	161	63	0,40	78,2	2887 ± 37	2878 ± 14	0	0,2065 ± 0,86	16,09 ± 1,8	0,5650 ± 1,6	0,878
14.1	0,10	156	95	0,63	77,8	2955 ± 44	2880 ± 13	-3	0,2067 ± 0,81	16,57 ± 2	0,5820 ± 1,9	0,916
5.1	0,05	143	85	0,61	69,7	2904 ± 37	2909 ± 8	0	0,2104 ± 0,49	16,51 ± 1,7	0,5691 ± 1,6	0,954
Длиннопризматические кристаллы												
1.1	0,25	240	124	0,53	94,2	2421 ± 32	2688 ± 9	11	0,18390 ± 0,55	11,56 ± 1,7	0,4558 ± 1,6	0,944
24.1	0,01	217	228	1,08	98,2	2725 ± 38	2737 ± 9	0	0,18940 ± 0,54	13,74 ± 1,8	0,5261 ± 1,7	0,953
9.1	0,06	195	123	0,65	85,8	2660 ± 34	2747 ± 8	3	0,19051 ± 0,47	13,42 ± 1,6	0,5108 ± 1,6	0,959
16.1	0,08	275	87	0,33	126	2755 ± 34	2774 ± 19	1	0,19380 ± 0,1	14,24 ± 1,9	0,5331 ± 1,5	0,801
22.1	0,08	221	111	0,52	103	2793 ± 38	2845 ± 11	2	0,20230 ± 0,68	15,12 ± 1,8	0,5422 ± 1,7	0,927
23.1	0,21	138	73	0,54	65,4	2819 ± 40	2890 ± 12	3	0,20800 ± 0,72	15,74 ± 1,9	0,5486 ± 1,8	0,926
Кристаллы с низкой интенсивностью свечения в катодной люминесценции												
2.1	0,09	279	262	0,97	126	2725 ± 34	2750 ± 7	1	0,19085 ± 0,4	13,84 ± 1,7	0,5260 ± 1,5	0,967
19.1	0,06	185	198	1,11	83,3	2717 ± 34	2760 ± 8	2	0,19204 ± 0,46	13,88 ± 1,6	0,5242 ± 1,5	0,959
8.1	0,12	295	204	0,71	136	2761 ± 38	2816 ± 6	2	0,19871 ± 0,39	14,65 ± 1,7	0,5346 ± 1,7	0,974
3.1	0,05	590	358	0,63	275	2792 ± 34	2850 ± 5	2	0,20299 ± 0,29	15,17 ± 1,5	0,5421 ± 1,5	0,982
21.1	0,08	295	330	1,15	144	2904 ± 36	2877 ± 7	-1	0,20639 ± 0,4	16,19 ± 1,6	0,5690 ± 1,5	0,968

Окончание табл. 6.

Точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (млн лет)	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (млн лет)	Disc, %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ погрешность в %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ погрешность в %	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ погрешность в %	Rho
Кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовый гнейс (проба 1/2)												
Короткокристаллические и изометричные кристаллы с реликтами осцилляторной зональности												
21.1	0,08	241	116	0,50	104	2627 ± 37	2711 ± 9	3	0,18640 ± 0,55	12,93 ± 1,8	0,5030 ± 1,7	0,951
24.1	0,05	227	164	0,75	100	2672 ± 37	2713 ± 9	2	0,18664 ± 0,53	13,22 ± 1,8	0,5136 ± 1,7	0,954
20.1	0,18	78	43	0,57	35,8	2752 ± 41	2758 ± 16	0	0,19190 ± 0,96	14,09 ± 2,1	0,5324 ± 1,8	0,887
23.1	0,59	52	33	0,67	25,1	2871 ± 45	2856 ± 19	-1	0,20380 ± 1,2	15,76 ± 2,3	0,5610 ± 1,9	0,852
35.1	0,02	159	106	0,69	75,8	2850 ± 36	2860 ± 10	0	0,20420 ± 0,62	15,65 ± 1,7	0,5559 ± 1,6	0,930
31.1 (ядро)	0,23	50	30	0,62	23,1	2764 ± 43	2727 ± 17	-1	0,18830 ± 1	13,90 ± 2,2	0,5350 ± 1,9	0,880
31.3 (оболочка)	0,17	377	5	0,01	170	2721 ± 37	2656 ± 8	-2	0,18029 ± 0,45	13,06 ± 1,7	0,5253 ± 1,7	0,966
32.1 (ядро)	-	267	506	1,96	122	2753 ± 37	2763 ± 8	0	0,19242 ± 0,46	14,14 ± 1,7	0,5329 ± 1,7	0,963
32.2 (оболочка)	0,10	432	3	0,01	197	2741 ± 37	2689 ± 6	-2	0,18393 ± 0,38	13,44 ± 1,7	0,5300 ± 1,7	0,975
37.1 (ядро)	0,09	96	83	0,90	43,7	2743 ± 36	2735 ± 11	0	0,18910 ± 0,67	13,83 ± 1,8	0,5304 ± 1,6	0,925
37.2 (оболочка)	0,01	210	117	0,57	92	2658 ± 37	2707 ± 9	2	0,18600 ± 0,56	13,09 ± 1,8	0,5102 ± 1,7	0,950
Кристаллы с низкой интенсивностью свечения в катодной люминесценции												
29.1	0,11	310	210	0,70	100	2060 ± 30	2636 ± 9	28	0,17907 ± 0,56	2,655 ± 1,8	0,3765 ± 1,7	0,949
29.2	0,04	543	6	0,01	217	2466 ± 34	2645 ± 9	7	0,17950 ± 0,53	2,145 ± 1,7	0,4660 ± 1,6	0,951
33.2	0,83	682	554	0,84	219	2031 ± 29	2663 ± 9	31	0,18784 ± 0,52	2,694 ± 1,7	0,3704 ± 1,6	0,953
33.1	0,34	209	41	0,20	95,1	2734 ± 38	2680 ± 10	-2	0,18603 ± 0,6	1,891 ± 1,8	0,5281 ± 1,7	0,943
34.1	0,25	820	276	0,35	316	2381 ± 33	2710 ± 6	14	0,18848 ± 0,36	2,236 ± 1,7	0,4469 ± 1,6	0,976
25.1	0,03	599	551	0,95	238	244 ± 833	2740 ± 6	12	0,18972 ± 0,36	12,08 ± 1,7	0,4619 ± 1,6	0,976
28.1	0,15	507	345	0,70	203	2467 ± 34	2744 ± 7	11	0,19148 ± 0,41	2,143 ± 1,7	0,4663 ± 1,7	0,971
30.1	0,03	153	51	0,35	79,3	3044 ± 44	2793 ± 30	-8	0,19620 ± 1,8	1,657 ± 2,6	0,6040 ± 1,8	0,699
36.1	0,05	335	397	1,22	156	2788 ± 35	2822 ± 6	1	0,19945 ± 0,36	14,88 ± 1,6	0,5411 ± 1,5	0,973
Кристаллы, имеющие древний возраст												
19.1	0,03	236	155	0,68	128	3149 ± 42	3202 ± 7	0	0,25280 ± 0,47	21,96 ± 1,8	0,6300 ± 1,7	0,964
22.1	0,02	90	44	0,51	52,7	3342 ± 74	3341 ± 10	0	0,27620 ± 0,64	25,87 ± 2,9	0,6790 ± 2,9	0,976
27.1	0,10	497	53	0,11	312	3532 ± 45	3461 ± 5	-2	0,29830 ± 0,31	30,01 ± 1,7	0,7300 ± 1,7	0,983

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb* и Pb – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0,69%. (1) – поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

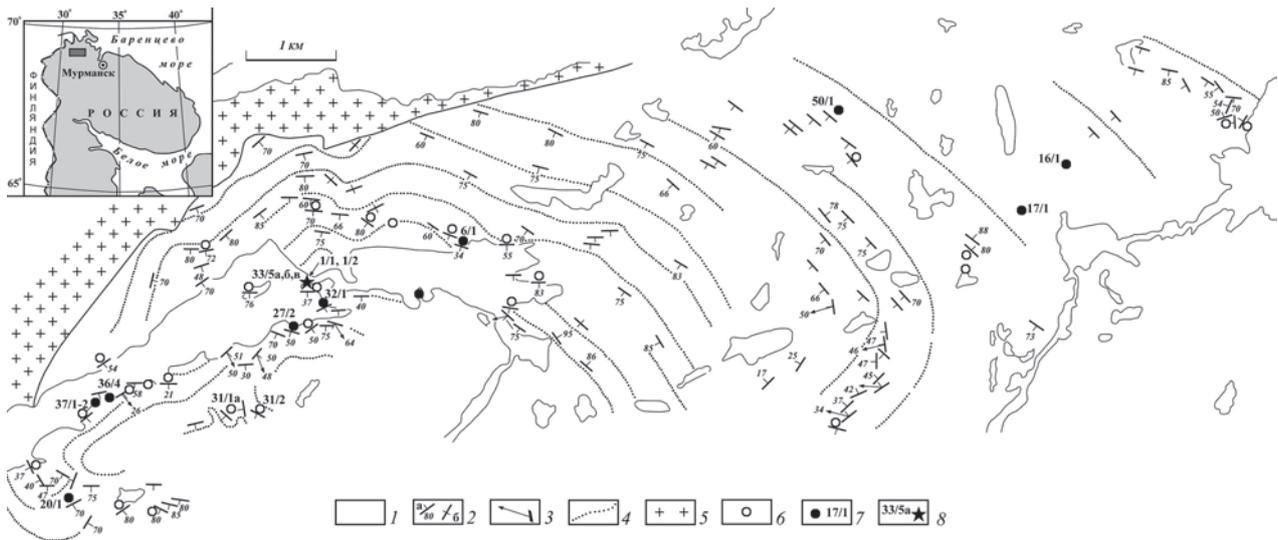


Рис. 9. Схематическая геологическая карта участка Первомайский по [Добржинская, 1978] с упрощениями и добавлениями:

1 – $\text{Sil} \pm \text{Crd} - \text{Grt} - \text{Bt}$ гнейсы кольской серии с подчиненными полосами Bt и Grt-Bt гнейсов; 2–4 – структурные элементы: 2 – положение мигматитовой полосчатости и сланцеватости: а – наклонное, б – вертикальное; 3 – линейность; 4 – структурные линии; 5 – раннепротерозойские порфиroidные граниты; 6–8 – места отбора проб: 6 – пробы, в которых определены главные и редкие элементы, 7 – главные, редкие и редкоземельные элементы, 8 – место отбора геохронологических проб (33/5a, 1/1 и 1/2)

тренд химической дифференциации $\text{Sil} \pm \text{Crd} - \text{Grt} - \text{Bt}$ гнейсов конвергентен тренду гранулометрической дифференциации продуктов выветривания в процессе разделения осадков на псаммиты (SiO_2 , Na_2O , CaO) и пелиты (Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 (общ.), K_2O) [Милькевич, 1996], а сами породы по геохимическим параметрам сопоставимы с терригенными осадками. В связи с этим, располагая единичными несистематизированными химическими анализами, нельзя до конца быть уверенными в происхождении мигматизированных пород. Поэтому к интерпретации первичной природы по меланосоме мигматитов нужно относиться с большой осторожностью.

Морфология, геохимия, возраст цирконов и интерпретация изотопных данных

Для геохронологических исследований были взяты две пробы гнейсов кольской серии, отобранные на участке Первомайский (рис. 9) вблизи местонахождения ранее проанализированной пробы 33/5a [Мыскова и др., 2005]. Образцы взяты из контактирующих мелкозернистого гранат-биотитового гнейса (проба 1/1) и крупнозернистого бластомилонитизированного кордиерит-силлиманит-гранат-биотитового гнейса (проба 1/2). Контакт между этими породами постепенный, без резких границ.

В пробе **гранат-биотитового гнейса (проба 1/1)** подавляющее число зерен циркона имеет субидиоморфную призматическую форму с некоторой сглаженностью вершин и ребер, что вряд ли можно рассматривать как признак окатанности. Такая морфология характерна и для цирконов древних высокометаморфизованных ортогнейсов и может быть следствием частичного растворения кристаллов при метаморфизме [Бибикова, 1989; Levchenkov et al., 1995]. Выделяются две морфологические группы цирконов (I – короткопризматические и II – длиннопризматические), для которых характерна хорошо развитая осцилляторная зональность и относительно высокая интенсивность свечения в катодной люминесценции (CL) (рис. 10).

Содержание U (64–295 мкг/г), Th (55–330 мкг/г) и Th/U отношения (0,33–1,08) в изученных цирконах (табл. 6) свойственны кристаллам магматического происхождения. Их магматическая природа подтверждается также характером распределения РЗЭ с деплетированными легкими РЗЭ и четкими Ce максимумами и Eu минимумами (рис. 11, а, б).

В отдельную небольшую группу (III) объединены короткопризматические кристаллы темные в CL, обладающие характерными для цирконов магматического происхождения спектрами РЗЭ (рис. 11, в), но с несколько повышенным содержанием U и Th (табл. 6), что может быть связано с переработкой кристаллов

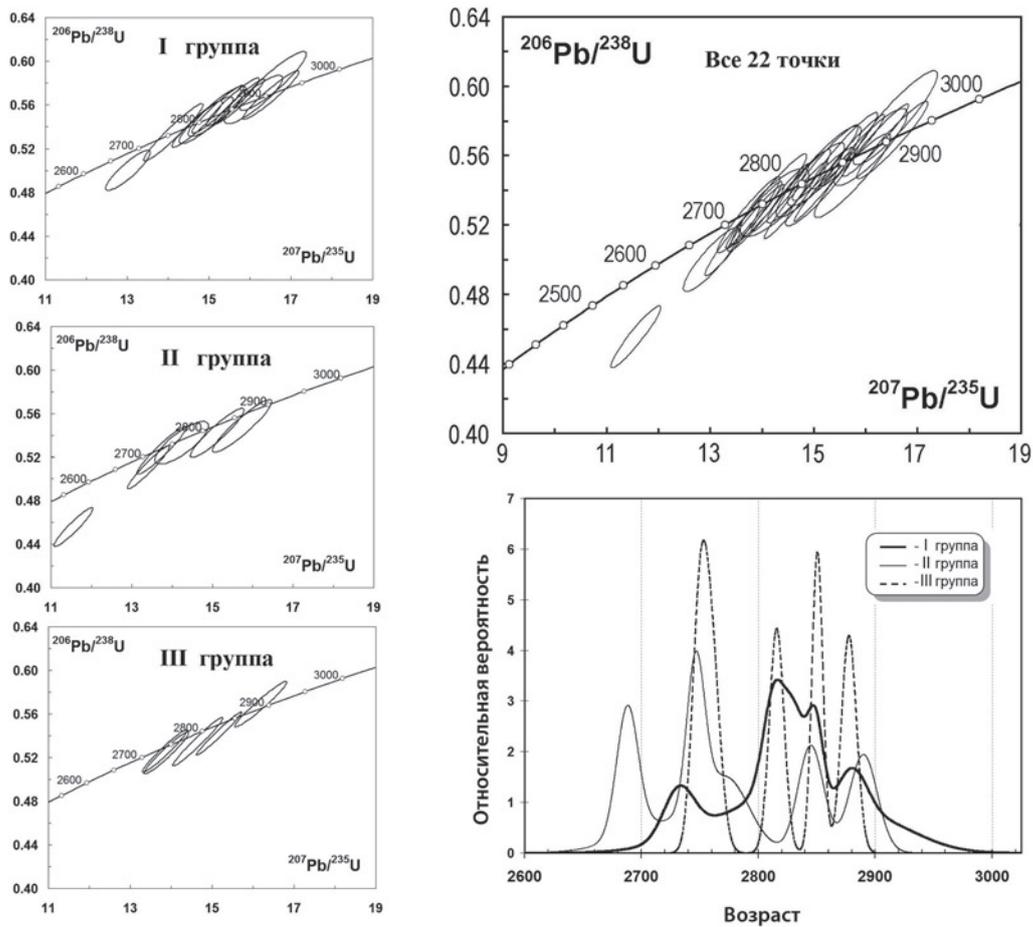
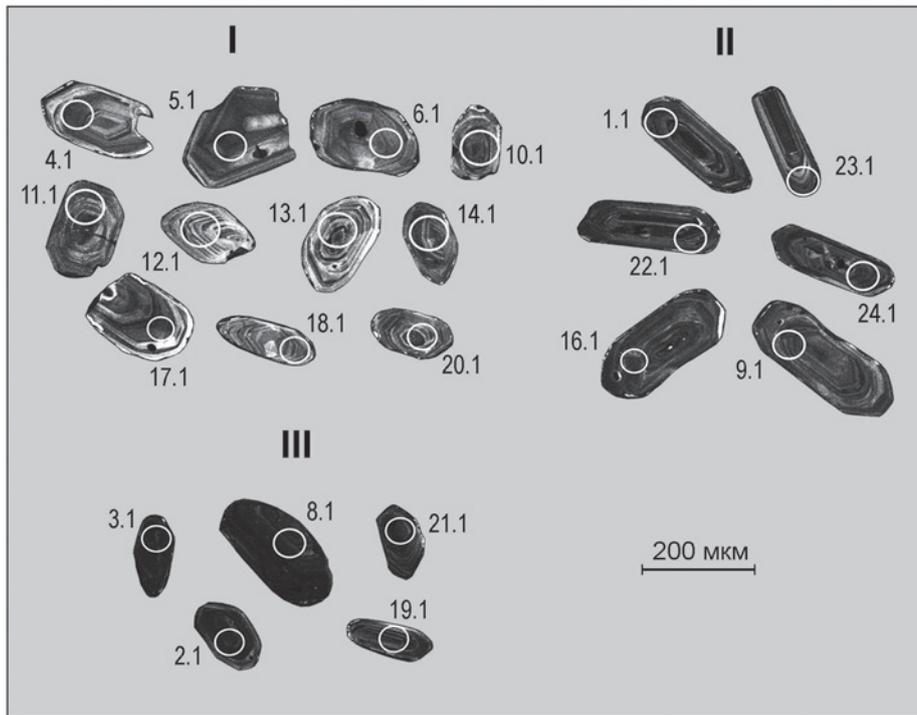


Рис. 10. Графики с конкордией и гистограмма для цирконов из гранат-биотитовых гнейсов кольской серии (проба 1/1) и изображение зерен цирконов в катодной люминесценции

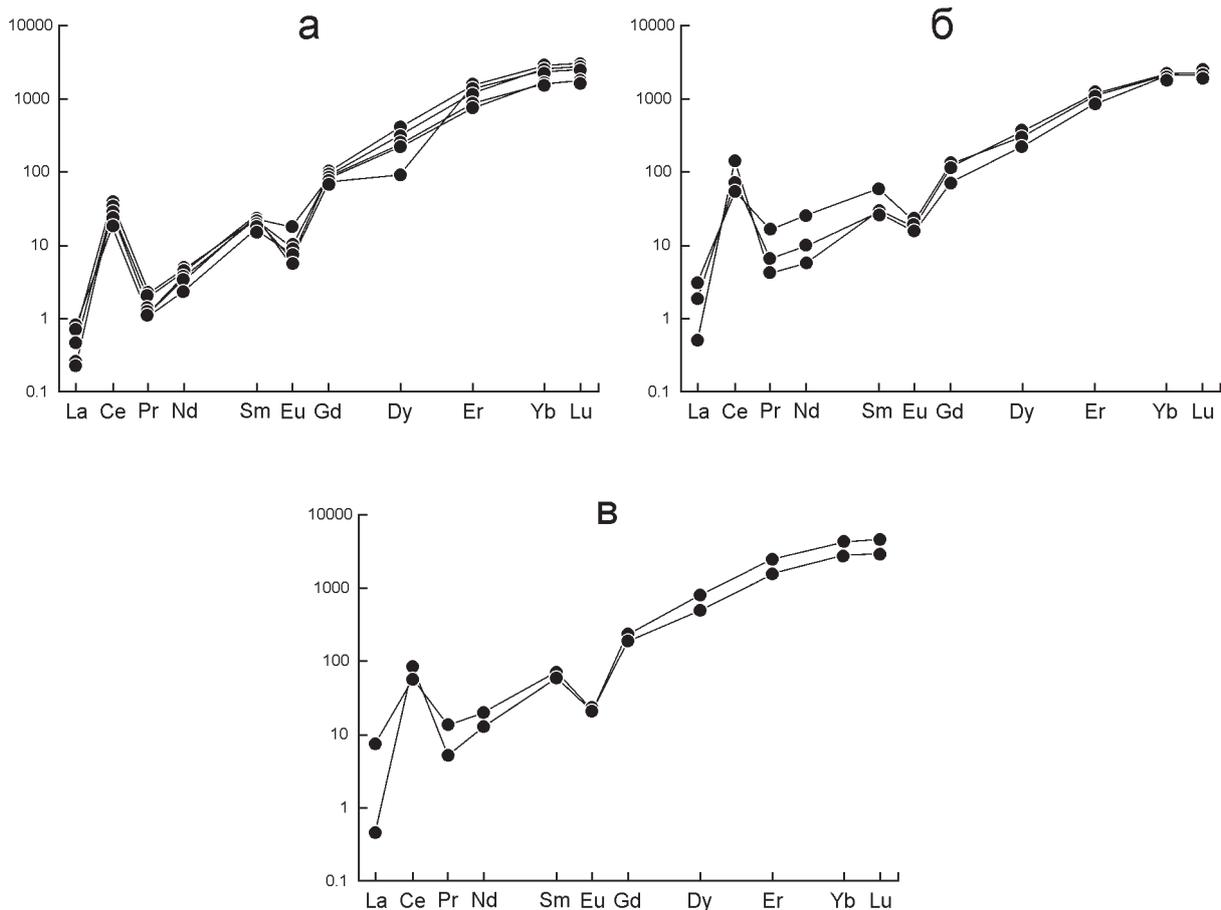


Рис. 11. Нормированные на хондрит по [Sun, McDonough, 1989] кривые распределения РЗЭ в цирконах из гранат-биотитовых гнейсов (проба 1/1). Зерна цирконов из разных групп: а – первой (I), б – второй (II), в – третьей (III)

наложенным термальным процессом. На графике с конкордией все аналитические точки U-Pb возрастов цирконов образуют непрерывный тренд, растянутый по конкордии в диапазоне $2909 \pm 8 - 2732 \pm 13$ млн лет (рис. 10). При этом возрасты, полученные по выделенным группам цирконов, не образуют самостоятельных кластеров, а имеют растяжку в тех же пределах (рис. 10).

Разновозрастные кластеры, располагающиеся вдоль конкордии, в большинстве случаев интерпретируются как возрасты детритовых цирконов терригенных пород [Kontinen et al., 2007]. Возраст осадконакопления в таком случае определяется по самому молодому циркону. Однако «конкордантные» тренды, подобные нашим, описаны и для цирконов древних магматических пород, испытавших метаморфизм гранулитовой фации [Ashwal et al., 1999; Halpin et al., 2012]. Они интерпретируются как результат потери свинца магматическими цирконами в процессе очень медленного ($1-2$ °C/млн лет и меньше) остывания магматического тела или метаморфических пород от

пика метаморфизма в условиях нижней коры. Преобладающим механизмом потери свинца считается объемная диффузия [Ashwal et al., 1999]. Такие условия могут быть реализованы для областей, где высокотемпературный метаморфизм сохранялся достаточно долго. Минимальный возраст магматизма в этом случае определяется по самому древнему значению, входящему в «конкордантный» тренд.

Предполагаемая тоналитовая природа Grt-Vt гнейсов кольской серии, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, и магматический характер циркона позволяют нам интерпретировать «конкордантный» тренд возрастов циркона как результат потери свинца магматическими цирконами в процессе медленного остывания тоналита. Минимальный возраст магматизма, оцененный по самым древним цирконам, составляет 2,9 млрд лет (табл. 6; рис. 10). Полученные нами ранее конкордантные датировки U-Pb возрастов цирконов из гранат-биотитового гнейса [Мыскова и др., 2005] статистически дополняют фактический материал и поддерживают новую

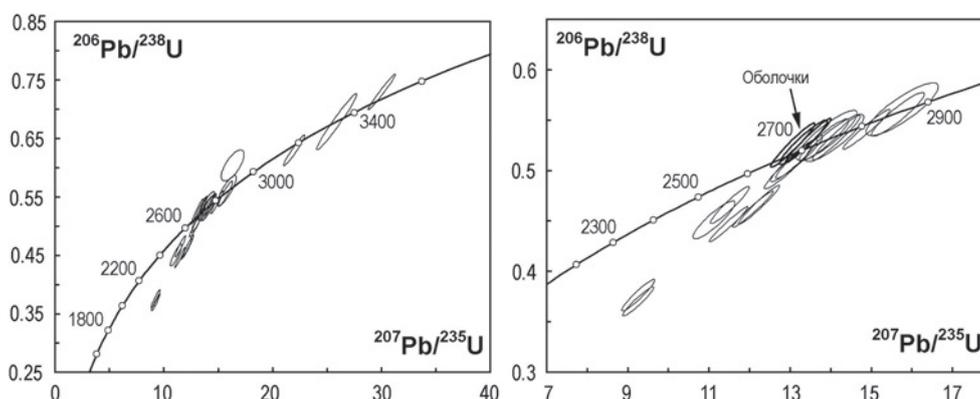
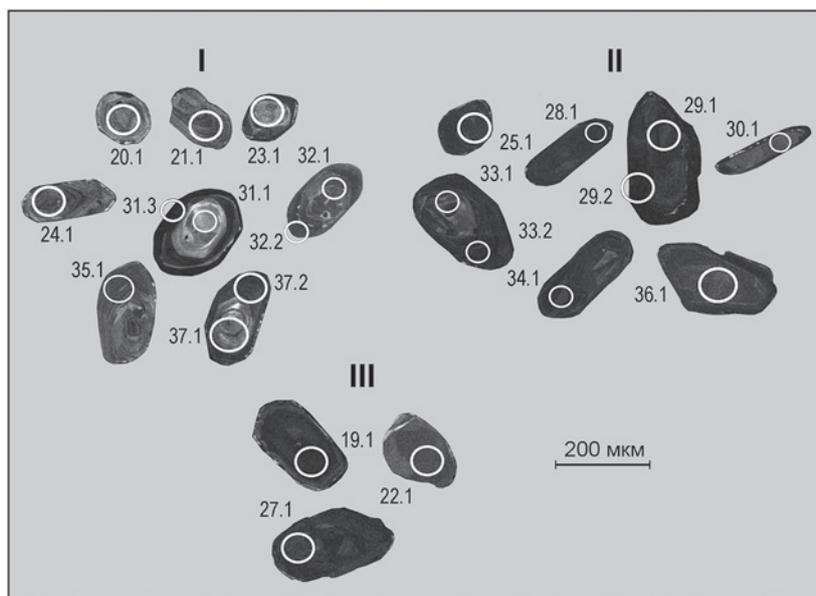


Рис. 12. Графики с конкордией для цирконов из силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов кольской серии (проба 1/2) и изображение зерен цирконов в катодной люминесценции

концепцию интерпретации. Менее вероятна детритовая природа циркона и интерпретация тренда конкордантных U-Pb значений как образованных действительными возрастами детритовых зерен. Основными аргументами в пользу такой природы циркона обычно выступают округлость зерен и присутствие в пробе разновозрастных кластеров циркона. Но некоторая округлость зерен не является бесспорным признаком их детритовой природы, а может быть следствием его растворения при метаморфизме [Бибикова, 1989; Levchenkov et al., 1995 и др.]; полученные для гранат-биотитовых гнейсов значения возрастов не образуют обособленных кластеров (как это характерно для осадочных пород), а равномерно растянуты вдоль конкордии. Есть еще один важный аргумент, не позволяющий безоговорочно принять точку зрения об обломочной природе продатированных цирконов. В случае признания детритовой природы циркона максимальный возраст

осадков, определенный по самому молодому зерну циркона, будет составлять 2,7 млрд лет, что идет вразрез с современными представлениями о древнем (2,8–2,9 млрд лет) возрасте кольских гнейсов [Авакян, 1992; Balashov et al., 1992; Слабунов и др., 2006].

В пробе **кордиерит-силлиманит-гранат-биотитового гнейса (проба 1/2)** циркон сильнее изменен и отличается меньшей интенсивностью свечения в CL. В этой популяции выделяются две группы циркона. Первая группа (I), сопоставимая с аналогичной группой циркона из Grt-Vt гнейса, объединяет зерна короткопризматической формы с умеренным свечением в CL и сохранившимися реликтами осцилляторной зональности (рис. 12). Три зерна из этой группы обладают ядром с осцилляторной зональностью и новообразованной однородной оболочкой. Содержание U (50–267 мкг/г), Th (33–164 мкг/г), Th/U отношения (0,50–0,90) (табл. 6) и распределение РЗЭ в простых

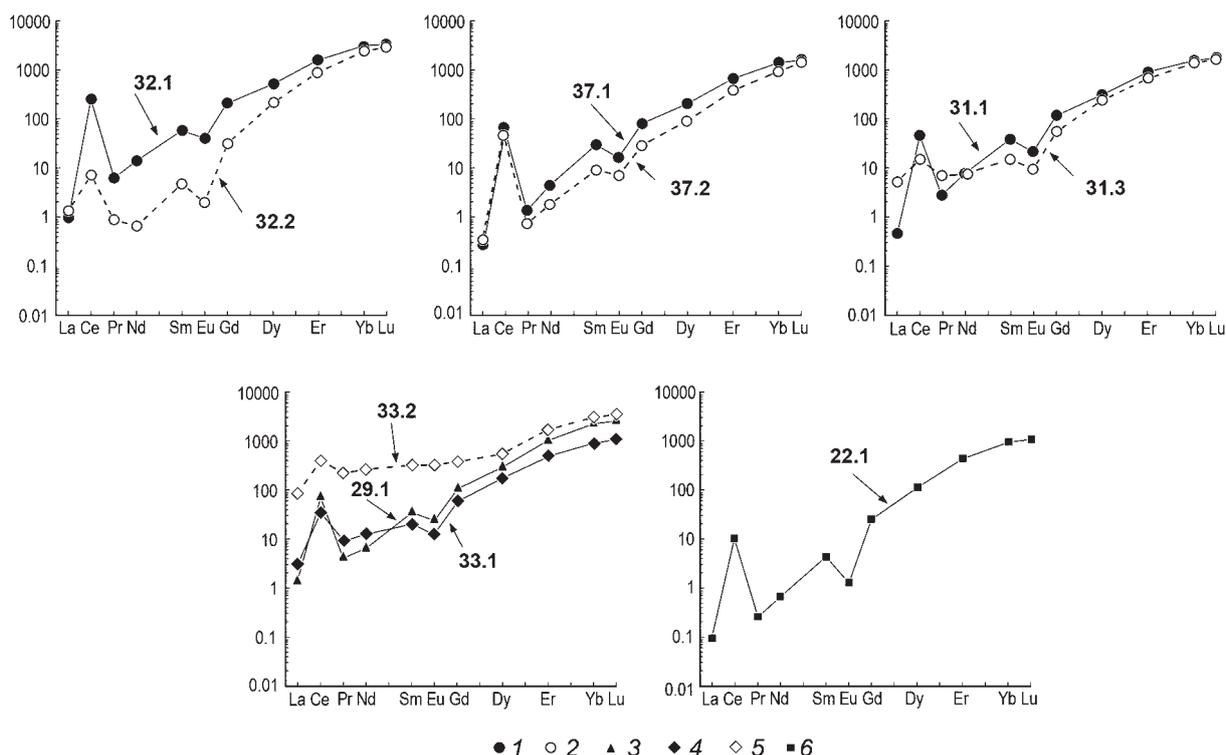


Рис. 13. Нормированные на хондрит по [Sun, McDonough, 1989] кривые распределения РЗЭ в цирконах из силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов (проба 1/2).

Зерна разных групп цирконов: 1 – ядра и 2 – оболочки зерен I группы (32, 37, 31); 3, 4, 5 – зерна II группы (29.1, 33.1 и 33.2 соответственно); 6 – древнее зерно 22.1 III группы

кристаллах и в ядрах зерен с оболочкой (рис. 12, 13, зерна 32, 37, 31) типичны для цирконов магматического происхождения (рис. 13; табл. 8). Аналитические точки U-Pb возрастов цирконов I группы располагаются вдоль конкордии в том же интервале (2860 ± 10 – 2711 ± 9 млн лет) (рис. 12), что и возрасты цирконов из Grt-Vt гнейса пробы 1/1, и аналогично интерпретируются. Однородные оболочки имеют метаморфическую природу, что следует из собственных им низких значений Th/U отношений (0,01) и характерного обеднения новообразованных каем преимущественно средними и тяжелыми лантаноидами в сравнении с ядрами цирконов (табл. 6; рис. 13, зерна 32, 37, 31). Такое обеднение связано с конкурирующим ростом минералов, являющихся концентраторами этих элементов, и характерно для цирконов, кристаллизующихся в присутствии граната в условиях гранулитовой фации [Rubatto, 2002]. Близконкордантные возрасты оболочек составляют 2707 ± 9 , 2689 ± 6 и 2656 ± 8 млн лет (табл. 6). Вторая группа (II) цирконов включает темные в CL кристаллы. Сильно варьирующие концентрации U, Th и Th/U отношения, более пологие, чем в первой группе, спектры распределения РЗЭ, в одном случае лишённые Ce и Eu аномалий (рис. 13, точка 33.2), свидетельствуют

о переработке кристаллов в ходе наложенного процесса. Цирконы имеют преимущественно дискордантные значения возраста. Максимальное количество измеренных возрастов находится в интервале 2740 ± 6 и 2636 ± 9 млн лет (рис. 12; табл. 6), близком к возрасту метаморфических оболочек, что может свидетельствовать о существовании в это время события, приведшего к нарушению кристаллической структуры цирконов и к потерям радиогенного свинца. В рассматриваемой пробе встречены три древних зерна циркона с максимальным возрастом 3461 ± 5 млн лет (табл. 6).

Заключение

Получены новые геохимические и изотопные данные по глиноземистым гнейсам кольской серии Балтийского щита, метаморфизованным в гранулитовой фации. Большая часть разреза представлена мигматизированными Sil ± Crd-Grt-Vt гнейсами, в которых сохранились полосы непереработанных мелкозернистых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, соответствующих протолиту кольской серии. Силлиманит- и кордиеритсодержащие мигматизированные гнейсы развива-

ются по мелкозернистым гнейсам в процессе бластомилонитизации и частичного плавления.

По структуре корреляционных связей между петрогенными элементами биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы ближе к магматическим породам, чем к осадочным. Для них характерны положительные корреляционные связи Al_2O_3 с MgO , $Fe_2O_{3\text{общ}}$, TiO_2 , Na_2O и CaO при слабых связях с K_2O , что не свойственно терригенным породам, для которых обычны положительные связи Al_2O_3 с K_2O и отрицательные связи Al_2O_3 с CaO и Na_2O . Из магматических аналогов по химическому составу к кольским гнейсам ближе всего гранитоиды тоналит-трондьемитовых серий, что хорошо иллюстрируется тройной диаграммой K-Na-Ca (рис. 7), на которой точки составов биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов располагаются вдоль трондьемитового тренда дифференциации.

Гнейсы с силлиманитом и кордиеритом характеризуются более низким содержанием SiO_2 , CaO и Na_2O и более высокими концентрациями TiO_2 , $Fe_2O_{3\text{общ}}$ и MgO , в меньшей степени Al_2O_3 , что, вероятнее всего, было связано с выплавлением кварц-полевошпатового материала при мигматизации.

На бинарных диаграммах (рис. 4) видно, что точки составов $Sil \pm Crd$ -Grt-Bt гнейсов не образуют единого тренда с точками составов Bt и Grt-Bt гнейсов, что не позволяет считать их членами единого ряда дифференциации терригенных пород.

Интерпретация изотопных данных произведена исходя из магматической природы гнейсов и датированных цирконов. Цирконы из гранат-биотитовых гнейсов имеют призматический габитус и хорошо сохранившуюся осцилляторную зональность. «Конкордантный» тренд значений возрастов в диапазоне 2,9–2,7 млрд лет, полученный по этим цирконам, интерпретирован как результат разной степени потери свинца магматическими цирконами в процессе медленного остывания тоналита в условиях нижней коры [Ashwal et al., 1999; Halpin et al., 2012]. Преобладающим механизмом потери свинца считается объемная диффузия [Ashwal et al., 1999]. Согласно принятой модели интерпретации минимальный возраст магматизма оценивается по самому древнему циркону и составляет в нашем случае 2,9 млрд лет. Остальные аналитические точки «конкордантного» тренда не привязаны к конкретным геологическим событиям, а являются лишь результатом потерь радиогенного свинца U-Pb системой циркона.

Цирконы из $Sil \pm Crd$ -Grt-Bt гнейса изменены в большей степени. Измерения возраста,

сделанные для популяции цирконов с умеренным свечением в катодной люминесценции и с сохранившейся реликтовой осцилляторной зональностью, располагаются вдоль конкордии в той же позиции и примерно в том же интервале, что и цирконы из Grt-Bt гнейсов и аналогично интерпретируются. Три зерна этой популяции имеют метаморфические оболочки с возрастными 2707 ± 9 , 2689 ± 6 и 2656 ± 8 млн лет. Популяция темных в катодной люминесценции кристаллов с варьирующим содержанием U и Th имеет преимущественно дискордантные значения возраста, находящиеся большей частью в интервале 2740 ± 6 и 2636 ± 9 млн лет (близком к возрасту метаморфических оболочек), что может свидетельствовать о существовании в это время события, приведшего к нарушениям кристаллической структуры зерен и к потерям радиогенного свинца.

В результате проведенных исследований удалось зафиксировать два события. Первое – это кристаллизация магматического протолита гнейсов кольской серии 2,9 млрд лет тому назад. Этот возраст сопоставим с возрастом древнейших ортогнейсов Хомпен, Норвегия (2903 ± 6 млн лет), метаморфизованных в гранулитовой фации [Levchenkov et al., 1995]. Второе – проявление этапа гранулитового метаморфизма, в ходе которого образовались $Sil \pm Crd$ гнейсы с возрастом 2707–2656 млн лет. В зернах циркона это событие фиксируется в виде новообразованных оболочек, облекающих магматические ядра. Существование этого этапа метаморфизма на Балтийском щите отмечается во многих работах [Balashov et al., 1992 и др.]. Предполагаемый тоналитовый протолит, внедрившийся в условия нижней коры, мог испытать еще один более древний высокотемпературный (гранулитовый?) метаморфизм. Древний этап гранулитового метаморфизма выделяют многие исследователи. Этот метаморфизм, скорее всего, проявился в статичных условиях закрытой системы: Bt и Grt-Bt гнейсы имеют мелкозернистую массивную текстуру и практически лишены сланцеватости, цирконы хорошо сохранили призматический облик и осцилляторную зональность, а изменения их выразились лишь в потере свинца в результате объемной диффузии. Сколько времени продолжалось воздействие древнего метаморфизма на тоналит, нам неизвестно, он мог быть и кратковременным. Его продолжительность не обязательно исчисляется временным интервалом в 200 млн лет с момента кристаллизации протолита в 2900 млн лет и до следующего этапа метаморфизма в 2700 млн лет, приведшего к рассланцеванию,

бластомилонитизации и частичному плавлению пород с образованием Sil ± Crd гнейсов. Петрологическими данными, позволяющими более точно судить об этом, мы не располагаем.

В популяции цирконов из Sil-Crd-Grt-Bt гнейса обнаружены три зерна древних цирконов с максимальным возрастом 3461 ± 5 млн лет. Древние цирконы были встречены ранее и в Grt-Bt гнейсах [Мыскова и др., 2015б] и интерпретированы как ксеногенные. На самом деле на данном этапе изученности мы с уверенностью не можем сказать об их происхождении. Сторонники первично осадочной природы гнейсов склонны интерпретировать их как самостоятельный кластер обломочных цирконов. Мы же можем предположить, что при достаточно большом количестве измерений могут быть получены аналитические точки со значениями от 2,9 до 3,4 млрд лет, позволяющие продлить непрерывный «конкордантный» тренд и, возможно, говорить о еще более древнем возрасте протолита. В этом мы убедились на собственном примере, когда измеренные значения возраста цирконов при недостаточности аналитических точек группировались в три самостоятельных кластера [Мыскова и др., 2015б], а при большем количестве измерений выстроились в непрерывный тренд [настоящая статья].

Имеющиеся в нашем распоряжении данные по изотопии Sr и Nd немногочисленны. Низкие начальные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в двух образцах составляют 0,704 (Grt-Bt гнейс) и 0,699 (Sil-Crd-Grt-Bt гнейс), что может указывать на мантийный источник протолита. Модельный Sm-Nd возраст (2,96 млрд лет), близкий к U-Pb возрасту магматического протолита (2,9 млрд лет), и высокий $\epsilon_{\text{Nd}} = 2,8$, установленные для Grt-Bt и Sil-Crd-Grt-Bt гнейсов, также свидетельствуют о мантийном происхождении пород.

В завершение можно рассмотреть, как соотносятся наши выводы с данными предыдущих исследователей.

Как было отмечено во введении, К. Х. Авакяном [1992] по 11 пробам из мелкозернистых Grt-Bt и крупнозернистых Sil-Crd-Grt-Bt гнейсов районов Мурдозеро и Тулпъявр была получена Rb-Sr изохрона с возрастом 2880 ± 50 млн лет при начальном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7005$. Исходя из общепринятой (самим автором не аргументированной) осадочной природы протолита, К. Х. Авакян [1992] был вынужден прибегнуть к очень сложной интерпретации полученной датировки и низкого изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Эта датировка была интерпретирована как возраст, соответствующий постседиментационному процессу

и начальному термальному метаморфизму. Было сделано предположение, что образование осадочных пород происходило из материала первичной коры (продукта мантийного магматизма) в течение чрезвычайно малого времени. Если интерпретировать эти данные исходя из магматической природы гнейсов, то они полностью подтверждают наши выводы и о возрасте и о происхождении протолита.

Ю. А. Балашовым с соавторами [Balashov et al., 1992] в пробах Sil-Crd и Grt-Bt гнейсов из района Паяз-Явр (западнее оз. Чудзьявр) классическим U-Pb методом по циркону измерены возрасты двух популяций цирконов, которые он соотносит с двумя этапами гранулитового метаморфизма, древним (2832 ± 11 млн лет) и более молодым (2648 ± 18 млн лет). Конкордантный возраст более молодого метаморфизма получен по популяции метаморфических цирконов с алмазным блеском граней. Эта цифра не вызывает сомнений и вполне сопоставима с нашими данными. А вот интерпретация датировки 2832 ± 11 млн лет как возраста древнего гранулитового метаморфизма вызывает некоторое сомнение. Она получена по призматическим цирконам, которые не изучались в катодной люминесценции. В пробах присутствует популяция метаморфических цирконов с молодым возрастом, поэтому есть вероятность того, что некоторые призматические зерна могут иметь метаморфические оболочки и полученная датировка 2832 ± 11 млн лет представляет собой среднее между значениями магматического и метаморфического возрастов. Если интерпретировать это значение возраста с позиции магматической природы протолита, то его можно рассматривать как возраст магматизма, только несколько заниженный.

Этими сопоставлениями мы хотели показать всю сложность, неоднозначность и во многом предположительный характер любых интерпретаций изотопных данных в высокометаморфизованных породах, особенно при огромном дефиците изотопных измерений для пород данной территории.

В процессе изложения фактического материала мы обсуждали аргументы как с точки зрения осадочной природы гранат-биотитовых гнейсов и цирконов, так и с позиции их магматического происхождения. На основании анализа литературных материалов и наших данных по геохимии гнейсов, морфологии и U-Pb возрасту цирконов (SHRIMP-II) мы показали, что представления о терригенной природе Grt-Bt гнейсов и детритовой природе цирконов далеко не бесспорны и также нуждаются в дополнительной аргументации. В данной статье

предложена интерпретация изотопных данных исходя из магматической (тоналитовой) природы протолита гнейсов и магматического генезиса цирконов. Большая сложность и недостаточная петрологическая изученность объекта не позволяет считать и наши выводы безусловными. Мы представляем их как наиболее согласованный вариант интерпретации, вытекающий из анализа геологических соотношений и полученных геохимических и изотопных данных.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00486 А).

Литература

- Авакян К. Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с.
- Авакян К. Х., Буякайте М. И., Ляпунов С. М. Возраст калиево-магнезиальных метасоматитов Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея по данным Rb/Sr метода // Геохимия. 1991. № 5. С. 635–641.
- Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 28–43.
- Бибикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Стратиграфия кольской серии архея в зоне Центрально-Кольского антиклинория // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 15–20.
- Ветрин В. Р., Туркина О. М., Ладден Дж., Деленицин А. А. Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2: Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: Полиграф, 2002. С. 208–230.
- Ветрин В. Р., Чупин В. П., Яковлев Ю. Н. Метаосадочные породы фундамента палеопротерозойской Печенгской структуры: источники терригенного материала, палеогеодинамические условия формирования // Литосфера. 2013. Т. 5. С. 3–25.
- Володичев О. И. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма (район центральной части Западного Беломорья) // Труды Института геологии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1969. Вып. 4. С. 49–57.
- Горяинов П. М. Кольско-Норвежский мегаблок – древнейший кратон в докембрии Кольского полуострова // В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 88–103.
- Добржиницкая Л. Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии. М.: Наука, 1978. 148 с.
- Жданов В. В. Гранулиты западной части Кольского полуострова // Проблемы геологии и петрологии докембрия. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 280. 1978. С. 81–98.
- Интерпретация геохимических данных: учеб. пособие / Под ред. Е. В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Крюков В. Б. Геология и генезис гнейсов кольской серии // Проблемы петрологии докембрия. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 280. 1978. С. 98–112.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Чекулаев В. П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 156–173.
- Милькевич Р. И. Петрохимические методы восстановления первичной природы метаморфических пород // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Метод. пособие. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. С. 205–221.
- Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Львов А. Б., Миллер Ю. В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 653–664.
- Мыскова Т. А., Бережная Н. Г., Глебовицкий В. А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии, Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 1–5.
- Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Бережная Н. Г. Проблема интерпретации первичной природы и возраста протолита гранулитов (на примере глиноземистых гнейсов кольской серии Балтийского щита) // Материалы II Российской конференции «Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя». Санкт-Петербург. 2007. С. 219.
- Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Львов П. А. U-Pb геохронология (SHRIMP-II) цирконов из метасадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 2. С. 55–67.
- Мыскова Т. А., Житникова И. А., Львов П. А. Позднеархейский среднекислый магматизм Южно-Выгозерской и Каменноозерской зеленокаменных структур Центральной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015а. Т. 23, № 4. С. 3–27.
- Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. А. и др. Новые данные о возрасте (U-Pb, SHRIMP-II) цирконов из глиноземистых гнейсов кольской серии архея Балтийского щита и проблема их интерпретации // ДАН. 2015б. Т. 463, № 3. С. 323–330.
- Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1961. Вып. 12. С. 7–102.
- Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 1–29.

Туркина О. М., Урманцева Л. Н. Метатерригенные породы Иркутского гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 1. С. 49–64.

Чен Я. Д., Кроу Т. Е., Ветрин В. Р., Митрофанов Ф. П. U-Pb геохронология пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: Технонефтегаз, 1998. С. 59–70.

Ashwal L. D., Tucker R. D., Zinner E. K. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. Vol. 63, no. 18. P. 2839–2851.

Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on archaean rocks of Kola peninsula // *Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland*. Apatity: Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences. 1992. P. 13–34.

Barker F., Arth J. G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites // *Geology*. 1976. Vol. 4. P. 596–600.

Black L. P., Kamo S. L., Alen C. M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // *Chemical Geology*. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

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

Halpin J. A., Daczko N. R., Milan L. A., Clarke G. L. Decoding near-concordant U-Pb zircon ages spanning several hundred million years: recrystallisation, metamictisation, or diffusion? // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. Vol. 163. P. 67–85.

Hoskin P. W. O. Minor and trace element analysis of natural zircon (ZrSiO₄) by SIMS and laser ablation ICPMS: a consideration and comparison of two broadly competitive techniques // *Journal Trace Microprobe Tech.* 1998. Vol. 16. P. 301–326.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150.

Kontinen A., Karyaho A., Huhma H. et al. Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton:

Provenance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic craton correlation // *Precambrian Research*. 2007. Vol. 152. P. 119–148.

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 1989. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 193 p.

Levchenkov O. A., Levsky L. K., Nordgulen O. et al. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia // *Norges geol. unders. Spec. publ.* 1995. No. 7. P. 29–47.

Ludwig K. P. SQUID 1. 00. A User's Manual; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2000. Special Publication. No. 2. 17 p.

Ludwig K. P. Isoplot/Ex. A User's Manual; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2001. Special Publication. No. 1a. 56 p.

Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust, in *Archean Crustal Evolution*. 1994. Elsevier, Amsterdam. P. 205–259.

Nesbitt H. W., Yong G. M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. Vol. 48. P. 1523–1534.

Nesbitt H. W., Yong G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles // *Journal of Geology*. 1989. Vol. 97. P. 129–147.

Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd a natural tracer: An application to oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31. P. 269–278.

Rollinson H. R. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. 1993. Longman, Harlow. 352 pp.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U – Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 184. P. 123–138.

Smirnov V. K., Sobolev A. V., Batanova V. G. et al. *Eos Trans. AGU*. 1995. Vol. 76 (17), Spring Meet. Suppl., P. 270.

Sun S. S., McDonough W. F. Magmatism in the ocean basins / *Geological Society of London Special Publication*. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* / Eds. M. A. McKibben, W. C. Shanks III, W. I. Ridley. *Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Поступила в редакцию 10.04.2016

References

Avakyan K. Kh. *Geologiya i petrologiya Tsentral'no-Kol'skoi granulito-gneisovoi oblasti arkheya* [Geology and petrology of the Central Kola granulite-gneiss region in the Archean]. Moscow: Nauka, 1992. 168 p.

Avakyan K. Kh., Buyakaite M. I., Lyapunov S. M. *Vozrast kalievo-magnezial'nykh metasomatitov Tsentral'no-Kol'skoi granulito-gneisovoi oblasti arkheya po dannym Rb/Sr metoda* [Age of potassium-magnesium

metasomatites of the Central Kola granulite-gneiss region in the Archean according to the data obtained with the use of Rb/Sr method]. *Geokhimiya [Geochemistry International]*. 1991. No. 5. P. 635–641.

Batieva I. D., Bel'kov I. V. *Granitoidnye formatsii Kol'skogo poluostrova* [Granitoid formations of the Kola Peninsula]. *Ocherki po petrologii, mineralogii i metallogenii granitov Kol'skogo poluostrova* [Outlines of the

Petrology, Mineralogy and Metallogeny of the Kola Peninsula Granites]. Leningrad: Nauka, 1968. P. 28–43.

Bibikova E. V. Uran-svintsovaya geokhronologiya rannikh etapov razvitiya drevnikh shchitov [Uranium-lead geochronology of the early stages of the ancient shields development]. Moscow: Nauka, 1989. 179 p.

Bondarenko L. P., Dagelaiskii V. B. Geologiya i metamorfizm porod arkheya tsentral'noi chasti Kol'skogo poluostrova [Geology and metamorphism of the Archean rocks of the central Kola Peninsula]. Leningrad: Nauka, 1968. 168 p.

Bondarenko L. P., Dagelaiskii V. B. Stratigrafiya kol'skoi serii arkheya v zone Tsentral'no-Kol'skogo antiklinoriya [Stratigraphy of the Archean Kola series in the zone of the central Kola anticlinorium]. Stratigrafiya i izotopnaya geokhronologiya dokembriya vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Precambrian Stratigraphy and Isotope Geochronology of the Eastern Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1971. P. 15–20.

Dobrzhinetskaya L. F. Strukturno-metamorficheskaya evolyutsiya kol'skoi serii [Structural and metamorphic evolution of the Kola series]. Moscow: Nauka, 1978. 148 p.

Goryainov P. M. Kol'sko-Norvezhskii megablock – drevneishii kraton v dokembrii Kol'skogo poluostrova [Kola-Norwegian megablock – the oldest craton in the Precambrian of the Kola Peninsula]. Regional'naya tektonika rannego dokembriya SSSR [Regional Tectonics of the Early Precambrian of the USSR]. Leningrad: Nauka, 1980. P. 88–103.

Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh: ucheb. posobie [Geochemical data interpretation: study guide]. Ed. E. V. Sklyarov. Moscow: Intermet Inzhiniring, 2001. 288 p.

Kondi K. Arkheiskie zelenokamennye poyasa [Archean greenstone belts]. Moscow: Mir, 1983. 390 p.

Kryukov V. B. Geologiya i genезis gneisov kol'skoi serii [Geology and genesis of the Kola series gneisses]. Problemy petrologii dokembriya. Tr. VSEGEI. Nov. ser. [Problems of the Precambrian Petrology. VSEGEI Transactions. New series]. Vol. 280. 1978. P. 98–112.

Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P. i dr. Evolyutsiya Yuzhno-Vygozerskogo zelenokamennogo poyasa Karelii [Evolution of the South Vygozero greenstone belt in Karelia]. *Petrologiya* [Petrology]. 1999. Vol. 7, no. 2. P. 156–173.

Mil'kevich R. I. Petrokhimicheskie metody vosstanovleniya pervichnoi prirody metamorficheskikh porod [Petrochemical methods for the reconstitution of the metamorphic rocks protogenic nature]. Geologicheskaya s'emka metamorficheskikh i metasomaticeskikh kompleksov. Metod. Posobie [Geological mapping of metamorphic and metasomatic complexes. Technical guide]. St. Petersburg: VSEGEI, 1996. P. 205–221.

Myskova T. A., Berezhnaya N. G., Glebovitskii V. A. i dr. Nakhodki drevneishikh tsirkonov s vozrastom 3600 mln. let v gneisakh kol'skoi serii, Tsentral'no-Kol'skogo bloka Baltiiskogo shchita (U-PB, SHRIMP-II) [Findings of the oldest (3600 Ma) zircons in the gneisses of the Kola series, Central Kola block, Baltic Shield (U-Pb, SHRIMP-II data)]. DAN [Dokl. Earth Sci.]. 2005. Vol. 402, no. 1. P. 1–5.

Myskova T. A., Mil'kevich R. I., Berezhnaya N. G. Problema interpretatsii pervichnoi prirody i vozrasta proto-

lita granulitov (na primere glinozemistyykh gneisov kol'skoi serii Baltiiskogo shchita) [Problem of the protogenic nature and age interpretation of the granulites protolith (the example of aluminous gneisses of the Kola series of the Baltic Shield)]. Materialy II Rossiiskoi konferentsii "Granulitovye komplekсы v geologicheskom razvitiі dokembriya i fanerozoya" [Proceed. of II All-Russian Conference *Granulite Complexes in the Geological Development of the Precambrian and Phanerozoic*]. St. Petersburg, 2007. P. 219.

Myskova T. A., Mil'kevich R. I., Glebovitskii V. A., L'vov P. A., Berezhnaya N. G. Novye dannye o vozraste (U-Pb, SHRIMP-II) tsirkonov iz glinozemistyykh gneisov kol'skoi serii arkheya Baltiiskogo shchita i problema ikh interpretatsii [New Data on the U-Pb (SHRIMP II) age of the zircons from the aluminous gneisses of the Archean Kola series of the Baltic Shield and the problem of their interpretation]. DAN [Dokl. Earth Sci.]. 2015b. Vol. 463, no. 3. P. 323–330.

Myskova T. A., Mil'kevich R. I., L'vov P. A. U-Pb geokhronologiya (SHRIMP-II) tsirkonov iz metaosadkov ladozhskoi serii (Severnoe Priladozh'e, Baltiiskii shchit) [U-Pb (SHRIMP-II) geochronology of the zircons from the Ladoga series metasediments (the Northern Ladoga region, Baltic Shield)]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [Stratigraphy and Geological Correlation]. 2012. Vol. 20, no. 2. P. 55–67.

Myskova T. A., Mil'kevich R. I., L'vov A. B., Miller Yu. V. Proiskhozhdenie chupinskikh gneisov Belomor'ya v svete novykh litologo-geokhimicheskikh dannykh [Origin of the Chupa gneisses of the Belomorian region in view of new lithological and geochemical data]. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Mineral Resources]. 2000. No. 6. P. 653–664.

Myskova T. A., Zhitnikova I. A., L'vov P. A. Pozdnearkheiskii srednekiislyi magmatizm Yuzhno-Vygozerskoi i Kamennoozerskoi zelenokamennykh struktur Tsentral'noi Karelii [Late Archean intermediate-felsic magmatism of the South Vygozersky and Kamennoozersky greenstone structures of the Central Karelia]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [Stratigraphy and Geological Correlation]. 2015a. Vol. 23, no. 4. P. 3–27.

Neelov A. N. Petrokhimicheskaya klassifikatsiya metamorfizovannykh osadochnyykh i vulkanicheskikh porod [Petrochemical classification of metamorphosed sedimentary and igneous rocks]. Leningrad: Nauka, 1980. 100 p.

Polkanov A. A., Gerling E. K. Geokhronologiya i geologicheskaya evolyutsiya Baltiiskogo shchita i ego skladchatogo obramleniya [Geochronology and geological evolution of the Baltic Shield and surrounding fold belts]. Tr. LAGED AN SSSR [Proceed. of the Laboratory of Precambrian Geology of the USSR Academy of Sciences]. 1961. Iss. 12. P. 7–102.

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

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V. i dr. Arkhei Baltiiskogo shchita: geologiya, geokhronologiya, geodinamicheskie obstanovki [Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2006. No. 6. P. 1–29.

Turkina O. M., Urmantseva L. N. Metaterrigenne porody Irkutnogo granulitogneisovogo bloka kak

indikatory evolyutsii rannedokembriiskoi kory [Metaterigenous rocks of the Irkut granulite – gneiss block as the indicators of the Early Precambrian crust evolution]. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Mineral Resources]. 2009. No. 1. P. 49–64.

Vetrin V. R., Chupin V. P., Yakovlev Yu. N. Metaosadochnye porody fundamenta paleoproterozoiskoi Pechengskoi struktury: istochniki terrigenogo materiala, paleogeodinamicheskie usloviya formirovaniya [Metasedimentary gneisses of the basement of the Paleoproterozoic Pechenga structure: sources of the terrigenous material, paleogeodynamic formation conditions]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2013. Vol. 5. P. 3–25.

Vetrin V. R., Turkina O. M., Ladden Dzh., Delenitsin A. A. Geologiya i poleznye iskopaemye Kol'skogo poluostrova. T. 2: Poleznye iskopaemye, mineralogiya, petrologiya, geofizika [Geology and mineral resources of the Kola Peninsula. Vol. 2. Mineral resources, mineralogy, petrology, geophysics]. Apatity: Poligraf, 2002. P. 208–230.

Volodichev O. I. Osobennosti preobrazovaniya glinozemistykh porod belomorskoi serii v period ul'trametamorfizma (raion tsentral'noi chasti Zapadnogo Belomor'ya) [Specific features of the aluminous rocks transformation of the Belomorian series during ultrametamorphism (the central part of the West Belomorian region)]. *Trudy Instituta geologii* [Trans. of the Institute of Geology, Karelian Branch of the Acad. of Sci., USSR]. Petrozavodsk: Karel'skii filial AN SSSR, 1969. Iss. 4. P. 49–57.

Zhdanov V. V. Granulity zapadnoi chasti Kol'skogo poluostrova [Granulites of the Western Kola Peninsula]. *Problemy geologii i petrologii dokembriya. Tr. VSEGEI*. Nov. ser. [Problems of Geology and Petrology of the Precambrian. *VSEGEI Transactions*. New series]. Vol. 280. 1978. P. 81–98.

Chen Ya. D., Krou T. E., Vetrin V. R., Mitrofanov F. P. U-Pb geokhronologiya porod arkheiskoi chasti razreza Kol'skoi sverkhglubokoi skvazhiny [U-Pb geochronology of the Archean section rocks of the Kola super-deep borehole]. Kol'skaya sverkhglubokaya. Nauchnye rezul'taty i opyt issledovaniia [The Kola superdeep borehole. Academic results and summary of the obtained experience]. Moscow: Tekhnoneftegaz, 1998. P. 59–70.

Ashwal L. D., Tucker R. D., Zinner E. K. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. Vol. 63, no. 18. P. 2839–2851.

Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on archaean rocks of Kola peninsula. Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: KSC of RAS, 1992. P. 13–34.

Barker F., Arth J. G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*. 1976. Vol. 4. P. 596–600.

Black L. P., Kamo S. L., Alen C. M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chemical Geology*. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

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

Halpin J. A., Daczko N. R., Milan L. A., Clarke G. L. Decoding near-concordant U-Pb zircon ages spanning several hundred million years: recrystallisation, metamictisation, or diffusion? *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. Vol. 163. P. 67–85.

Hoskin P. W. O. Minor and trace element analysis of natural zircon (ZrSiO₄) by SIMS and laser ablation ICPMS: a consideration and comparison of two broadly competitive techniques. *Journal Trace Microprobe Tech.* 1998. Vol. 16. P. 301–326.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150.

Kontinen A., Kapyaho A., Huhma H. et al. Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: Provenance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic craton correlation. *Precambrian Research*. 2007. Vol. 152. P. 119–148.

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 1989. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 193 p.

Levchenkov O. A., Levsky L. K., Nordgulen O. et al. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia. *Norges geol. uners. Spec. publ.* 1995. No. 7. P. 29–47.

Ludwig K. P. SQUID 1. 00. A User's Manual; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2000. Special Publication. No. 2. 17 p.

Ludwig K. P. Isoplot/Ex. A User's Manual; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2001. Special Publication. No. 1a. 56 p.

Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust, in Archean Crustal Evolution. 1994. Elsevier, Amsterdam. P. 205–259.

Nesbitt H. W., Yong G. M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. Vol. 48. P. 1523–1534.

Nesbitt H. W., Yong G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*. 1989. Vol. 97. P. 129–147.

Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd a natural tracer: An application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31. P. 269–278.

Rollinson H. R. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. 1993. Longman, Harlow. 352 pp.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* 2002. Vol. 184. P. 123–138.

Smirnov V. K., Sobolev A. V., Batanova V. G. et al. Eos Trans. AGU. 1995. Vol. 76 (17), Spring Meet. Suppl., P. 270.

Sun S. S., McDonough W. F. Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publication. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Eds. M. A. McKibben, W. C. Shanks III, W. I. Ridley. *Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Received April 10, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Мыскова Татьяна Анатольевна

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

Милькевич Раиса Ивановна

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

CONTRIBUTORS:

Myskova, Tatiana

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

Milkevich, Raisa

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

УДК 553.411.071:553.22

НЕОАРХЕЙСКАЯ (2,60 МЛРД ЛЕТ) РЕАКТИВАЦИЯ СДВИГОВЫХ ЗОН И ОРОГЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ В ЗАПАДНОМ СЕГМЕНТЕ ВОДЛОЗЕРСКОГО ТЕРРЕЙНА

**С. А. Светов, В. И. Иващенко, З. П. Рыбникова, М. А. Гоголев,
Т. Н. Назарова**

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Проведено изучение цирконов из мезоархейских хемогенных силицитов Койкарской структуры (центральная часть Ведлозерско-Сегозерского мезоархейского зеленокаменного пояса, западное обрамление палеоархейского Ведлозерского блока) в ареале развития крупной региональной сдвиговой зоны, с тектоно-метасоматической реактивацией которой связана золотосодержащая рудная минерализация. Оруденение представлено последовательно формирующимися минеральными ассоциациями (пирит-пирротиновой, Ni-Co-сульфоарсенидной, Ni-сульфидной, медно-полиметаллической сульфидной, висмута-теллуридно-благороднометалльной). Температура образования рудной минерализации изменяется от 500 до 140 °С. Изучение цирконов из мезоархейских силицитов позволило определить их первичную гидротермальную природу и время формирования ~2,60 млрд лет. Полученный возраст может рассматриваться как время реактивации долгоживущей региональной сдвиговой зоны в области западного сегмента Ведлозерского террейна, сопровождающейся формированием рудных систем.

Ключевые слова: архей; цирконометрия; сдвиговые зоны; рудные системы; Ведлозерский террейн.

**S. A. Svetov, V. I. Ivaschenko, Z. P. Rybnikova, M. A. Gogolev,
T. N. Nazarova. NEOARCHAEAN (2.60 GA) REACTIVATION OF SHEAR
ZONES AND OROGENIC GOLD SYSTEMS IN THE WESTERN SEGMENT OF
THE VODLOZERO TERRANE**

Zircons from the Mesoarchaeon chemically precipitated silicites of the Koikary structure (central portion of the Mesoarchaeon Vedlozero-Segozero greenstone belt, western margin of the Palaeoarchaeon Vodlozero block), located in the area affected by a large regional shear zone, were studied. Auriferous ore mineralization, associated with the tectono-metasomatic activation of the territory, was identified in the structure. The mineralization is represented by consecutively forming assemblages (pyrite-pyrrhotite, Ni-Co-sulphoarsenide, Ni-sulphide, copper-base metal-sulphide, bismutotelluride-noble metal). The ore mineralization was formed at temperatures varying from 500 °C to 140 °C. The study of zircons from the Mesoarchaeon silicites has made it possible to determine their primary hydrothermal nature and to date them at 2.60 Ga. The age obtained is regarded as the activation stage in the formation of a polychronous regional shear zone in the western segment of the Vodlozero terrane which gave rise to ore systems.

Keywords: Archaeon; zirconometry; shear zones; ore systems; Vodlozero terrane.

Введение

На территории Карельского кратона на основе комплексных геолого-геофизических исследований выявлено широкое развитие крупных региональных линейментов – зон глубинных разломов и сдвиговых дислокаций [Колодяжный, 2006; Онежская палеопротерозойская структура..., 2011], интерес к изучению которых во многом определяется связью тектоники с реактивацией металлогенических систем.

Целью данной работы стало детальное изучение породных ассоциаций в области локализации региональной Койкарско-Выгозерской правосторонней сдвиговой зоны [Колодяжный, 2006; Онежская палеопротерозойская

структура..., 2011], прослеживающейся более чем на 30 км, имеющей доминирующую ориентировку СВ 15–20°, субвертикальное падение $90^\circ \pm 10^\circ$ и осложненной дислокациями более низкого порядка. В зоне сдвиговых деформаций локализовано несколько перспективных благороднометалльных рудопроявлений – Койкарское колчеданное [Егорова и др., 1952], золотосодержащее «Карьер Койкары» [Лавров, Кулешевич, 2012; Иващенко и др., 2014] и располагающиеся севернее на ее продолжении мезотермальное месторождение золота Педролампи [Сиваев, Горошко, 1983; Кулешевич, Лавров, 2007; Ларионова, 2008; Ручьев, 2011] и ряд других золоторудных объектов [Булавин и др., 2013].

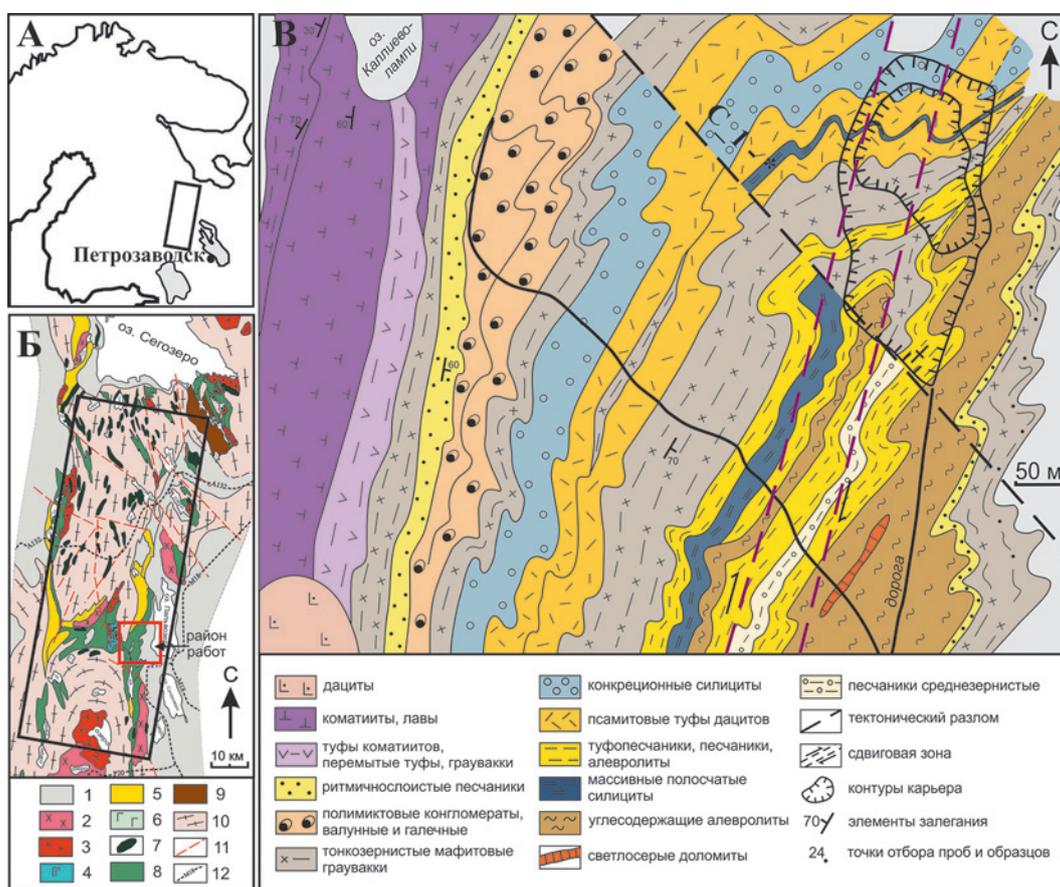


Рис. 1. Геологическая схема объекта исследования:

А – географическое положение Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса;

Б – упрощенная геологическая схема строения Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и положение Койкарской структуры (красный квадрат). Условные обозначения: 1 – палеопротерозойские (2,45–1,90 млрд лет) вулканогенно-осадочные породы; архейские комплексы: 2 – гранодиориты, санукитоиды (2,76–2,74 млрд лет); 3 – граниты (2,87–2,85 млрд лет); 4 – габброиды (2,8–2,9 млрд лет); 5 – андезит-дацит-риолитовая серия, адакиты, внутриформационные осадки (2,86–2,84 млрд лет); 6 – высокомагнезиальные габброиды (3,0–2,9 млрд лет); 7 – амфиболиты (3,0–2,9 млрд лет); 8 – коматиит-базальтовые ассоциации (3,0–2,9 млрд лет); 9 – базальт-андезит-дацит-риолитовая серия, адакиты, байяиты, внутриформационные осадки (3,05–2,94 млрд лет); 10 – гнейсо-граниты, мигматит-граниты (3,15–2,95 млрд лет); 11 – тектонические нарушения, 12 – автодороги;

В – схема геологического строения мезоархейского вулканогенно-осадочного комплекса Койкарской структуры и положение региональной сдвиговой зоны (составлена с использованием картографических материалов [Светова, 1988])

Таблица 1. Температурные условия формирования рудных минералов проявления «Карьер Койкары»

Минералы	Эксперименты	Фазовые диаграммы	Термометр	Автор	T, °C
Пентландит	Fe-Ni-S система			[Kitakaze et al., 2011]	400–600
Со-Ni сульфоарсениды	Co-Ni-Fe-As-S система			[Klemm, 1965]	300–550
Арсенопирит			Арсенопиритовый	[Kretschmar, Scott, 1976]	310–380
Аргентопентландит	Ni-Fe-Ag-S система			[Воган, Крейг, 1981]	≤455
Цумоит		Bi-Te		[Лякишев и др., 1996]	≤540
Теллуrowисмутит					≤585
Аргентит → акантит		Ag-S		[Stumpel, Rucklidge, 1968; Лякишев и др., 1996]	≤800→600→115
Гессит		Ag-Te			≤959→802–690→145–105
Штютцит					≤460→417–419→295–250
Менегенит	Pb-Cu-Sb-S система			[Craig, Barton, 1973]	104–435
Фаматинит				[Skinner et al., 1972]	25–540
Электрум			Электрум-сфалеритовый	[Shikazono, 1985]	254–370
Сфалерит			Сфалеритовый	[Balabin, Sack, 2000]	300

Примечание. Стрелкой обозначены полиморфные превращения при понижении температуры.

Объект исследования

Объектом исследования явились мезоархейские вулканогенно-осадочные породы, развитые в пределах Койкарской структуры (центральная часть Ведлозерско-Сегозерского мезоархейского зеленокаменного пояса), расположенной на западном фланге палеоархейского Ведлозерского блока [Светов, 2005] (рис. 1).

Койкарская зеленокаменная структура представляет собой антиклиналь с крутыми углами падения, перекрывающуюся палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами [Харитонов, 1966; Робонен и др., 1978; Светова, 1988]. Ядро антиклинали сложено вулканитами протоокеанической коматиит-базальтовой ассоциации в переслаивании с туфовым и хемогенно-терригенным материалом, сменяемыми выше по разрезу массивными и подушечными лавами базальтов с граувакковым (мафитовые граувакки) цементом и гилокластитами [Светова, 1988; Светов, 2005]. Мафитовая ассоциация перекрывается толщей тонкого переслаивания валунно-галечных полимиктовых конгломератов, кислых туфов, туфопесчаников, силицитов, графитистых сланцев с прослоями лититовых и полевошпатовых граувакк и доломитов [Светов, Светова, 2004; Светов, 2005].

Архейские вулканогенные мафитовые толщи прорываются дайками дацитов и риолитов с возрастом $2927,5 \pm 9,1$ млн лет, а вулканогенно-терригенная часть разреза – крупным субвулканическим телом дацитов с возрастом 2935 ± 15 млн лет [Бибилова, Крылов, 1983]. Все комплексы пород структуры, в свою очередь, секутся дайками ятулийских габбро и людииковийским силлом габбро-долеритов [Светов и др., 2005].

Широкое развитие рудных процессов и хорошая (на отдельных участках) текстурно-структурная сохранность вулканогенно-осадочных породных ассоциаций и разрезов мезоархейского возраста [Стратиграфия..., 1992; Светов, 2005] позволяют считать данную территорию не только стратотипической для Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, но и ключевой для понимания процессов архейского рудообразования, механизмов раннего корообразования и эволюции конвергентных систем на границе палеоархейских микроконтинентов [Слабунов и др., 2006; Светов, Светова, 2011].

В связи с тем, что золотосодержащее проявление «Карьер Койкары» (расположенное в 1,2 км к северо-западу от Гирвасской ГЭС и вскрытое карьером по добыче кровельных сланцев ООО «Карелминерал») детально описано в работах [Кулешевич, Лавров, 2007;

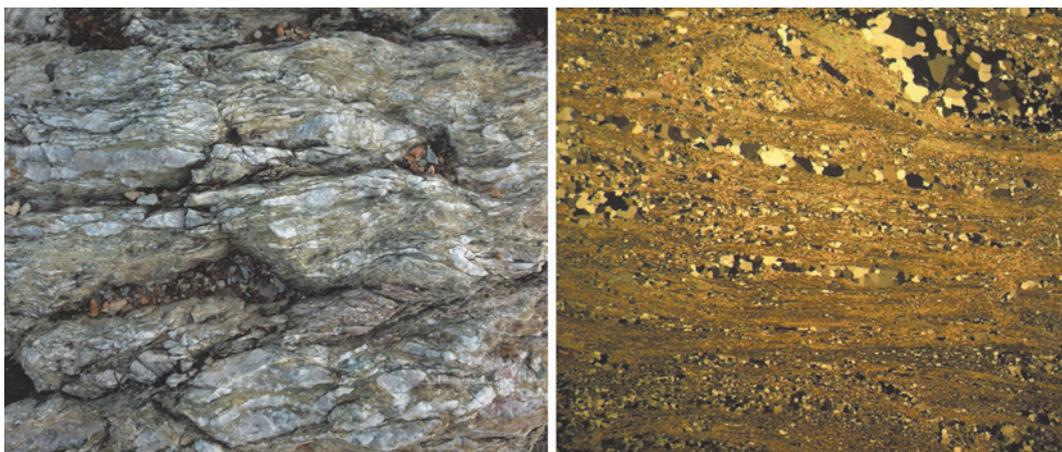


Рис. 2. Мезоархейские тонкослоистые тектонически рассланцованные хемогенные силициты Койкарской структуры. Масштабы: макрофото – 1 м по длинной оси; микрофото – 5 мм по длинной оси

Иващенко и др., 2014], приведем лишь краткую его характеристику.

Золоторудная минерализация на участке локализована в области метасоматических преобразований пород мезоархейского вулканогенно-терригенного комплекса, сформированного силицитами, граувакками, карбонатно-кремнистыми породами и различными сланцами [Светова, Рыбаков, 1987] (рис. 1).

Породы комплекса интенсивно рассланцованы, смяты и брекчированы, изредка в них проявлена пльчатость. Выделяется три разноориентированные системы сланцеватости – 320–330° (субвертикальная), 50–70° (субвертикальная с падением на СЗ, \angle 60–70°) и 30–40° (субвертикальная с падением на СЗ, \angle 70–80°).

В породах согласно сланцеватости (50–70° и 320–330°) проявлено прожилковое окварцевание (\pm карбонат), сопровождающееся пиритовой минерализацией. Также встречаются более поздние секущие субвертикальные сульфидсодержащие карбонат-кварцевые жилы мощностью до 0,6 м северо-западного и северо-восточного простирания.

Деформационные и гидротермально-метасоматические преобразования пород прослеживаются в субмеридиональном направлении. Мощность зоны этих изменений составляет 40–60 м.

Фоновый характер метасоматических преобразований в пределах зоны однотипен, отвечая преимущественно промежуточной фации между березитами и хлоритовыми пропилитами. В целом строение и состав метасоматически преобразованной толщи пород в пределах сдвиговой зоны усложняется наличием фрагментов слабо измененных вмещающих пород.

Главными породообразующими минералами метасоматитов являются кварц, хлорит, серицит, маргарит, кальцит, доломит;

второстепенными – анкерит, сидерит; редкими (вероятно, реликтовыми) – K-Na полевой шпат, альбит, олигоклаз, биотит. Хлорит в метасоматитах представлен преимущественно рипидолитом и пикнохлоритом, карбонатом: кальцитом, доломитом, анкеритом и сидеритом.

Температура формирования метасоматитов определялась по хлоритовому термометру [Cariat et al., 1993] и варьирует в пределах 200–410 °С, по доломит-кальцитовому геотермометру [Таланцев, 1978] соответствует 200–450 °С (при давлении 1–2 кбар), по анкерит-сидеритовому геотермометру [Anovitz, Essene, 1987] – 140–143 °С.

Рудные минералы представлены несколькими последовательно образующимися ассоциациями (пирит-пирротиновой, Ni-Co-сульфоарсенидной, Ni-сульфидной, медно-полиметаллической сульфидной, висмута-теллуридно-благороднометалльной). Их видовой состав чрезвычайно многообразен: представлен более чем 60 минералами [Иващенко и др., 2014]. Мелкодисперсное (1–10 мкм) самородное золото и электрум сосредоточены преимущественно в пирите. Температура образования рудных минералов изменяется от 500 до 140 °С, возможно ниже (табл. 1); давление по сфалеритовому геобарометру [Toulmin et al., 1991] определяется как явно завышенное – ≤ 6 кбар.

Максимальные значения содержания элементов, установленные в метасоматитах, составляют: Mn – 1 %; Zn – 0,7 %; Cu – 2 %; Pb – 0,02 %; далее в г/т: Co – 160, Ni – 410, V – 302, Cr – 217, As – 203, Sb – 130, Te – 2, Se – 25, Bi – 3, Cd – 49, Sn – 64, Mo – 25, W – 8, Nb – 20, Zr – 230, U – 14, Th – 15, Σ PЗЭ – 500. Среднее содержание рудных элементов на порядок ниже указанных максимальных значений. Содержание золота составляет 0,02–0,17 г/т, среднее

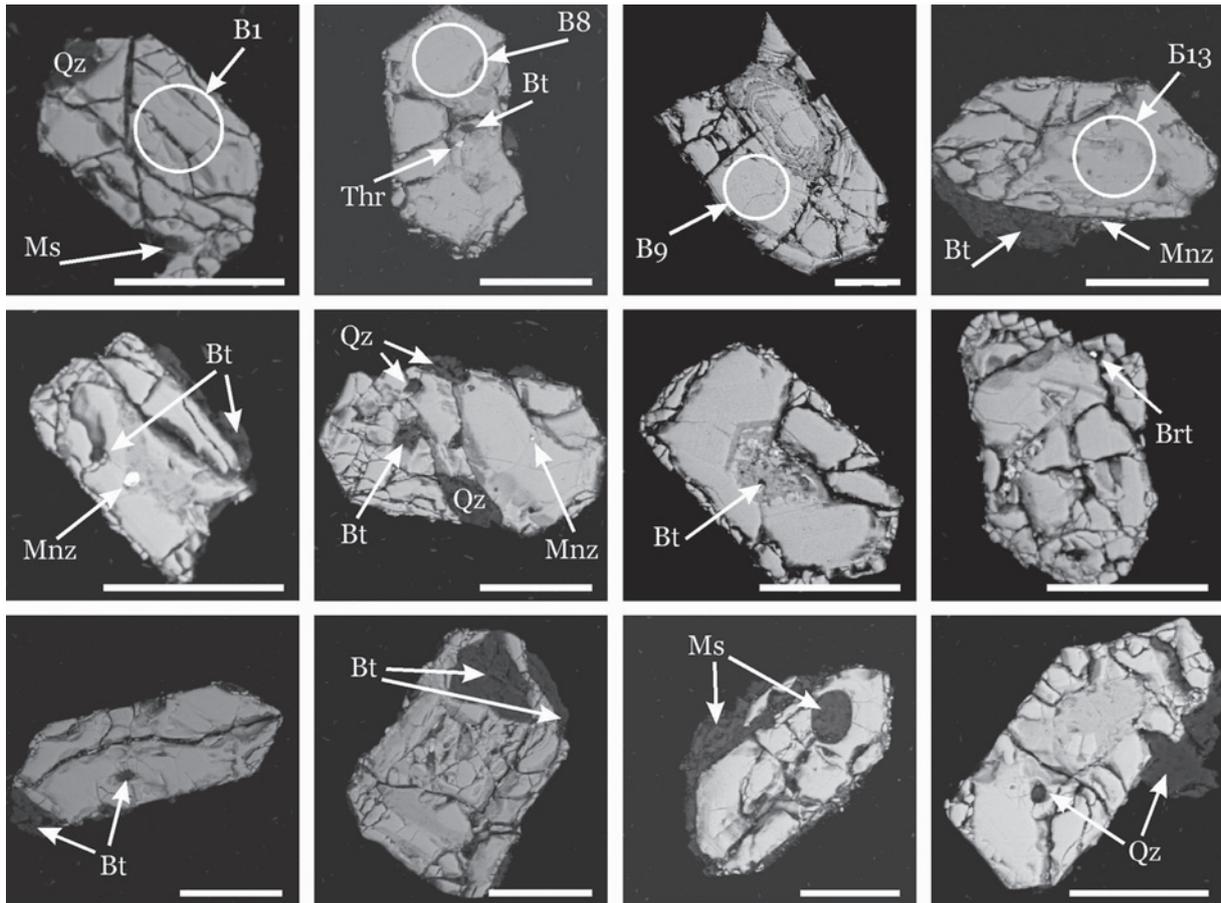


Рис. 3. Морфология зерен и минеральные включения в цирконах (**Bt** – биотит, **Brt** – барит, **Mnz** – монацит, **Ms** – мусковит, **Qz** – кварц, **Thr** – торит) из силицитов изучаемого участка Койкарской структуры, западный сегмент Водлозерского террейна (зерна, отобранные для LA-ICP-MS анализа, приполированная шайба). Изображения получены на СЭМ VEGA II LSH, детектор – BSE. Масштабная линейка – 50 мкм

по 27 анализам – 0,05 г/т (пробирный атомно-абсорбционный анализ, ЦНИГРИ); серебра – <0,05–0,53 г/т, среднее по 28 анализам – 0,16 г/т (ICP-MS, ИГ КарНЦ РАН).

Тектоно-структурные исследования по оценке времени формирования Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоны на основе анализа структурных элементов, проявленных в архейских и палеопротерозойских (ятулийских, сариолийских) породных комплексах, позволяют предполагать ее полихронное развитие от архея до палеопротерозоя (2,2–1,9 млрд лет) [Колодяжный, 2006].

Циркон из мезоархейских силицитов

Новый этап исследований посвящен изучению циркона в породах Койкарской структуры, подвергнутых структурно-метасоматическим преобразованиям в региональной сдвиговой зоне.

Следует отметить, что внимание к изучению циркона как главного минерала-геохронометра

существенно возросло в последние годы, особенно в связи с появлением возможности прецизионной локальной оценки химического и изотопного состава в отдельных зонах кристаллов, а также присутствующих в нем микровключений. В результате стали проводиться работы по расшифровке процессов, влияющих на распределение элементов между цирконом и вмещающими породами [Hoskin, 2005; Watson et al., 2006; Федотова и др., 2008; Балашов, Скублов, 2011].

В настоящее время существует ряд работ по датированию рудовмещающих сдвиговых зон. С этой целью проводится диагностика циркона, генетически связанного с гидротермальными процессами. Подобные исследования выполнялись на ряде объектов фанерозойского [Dempster et al., 2008], палеопротерозойского [Marsha et al., 2012] и архейского возраста [Каулина, 2010] и показали, что в ходе сдвиговых дислокаций происходит формирование «гидротермального циркона».

В рамках данного исследования нас интересовала возможность определения времени

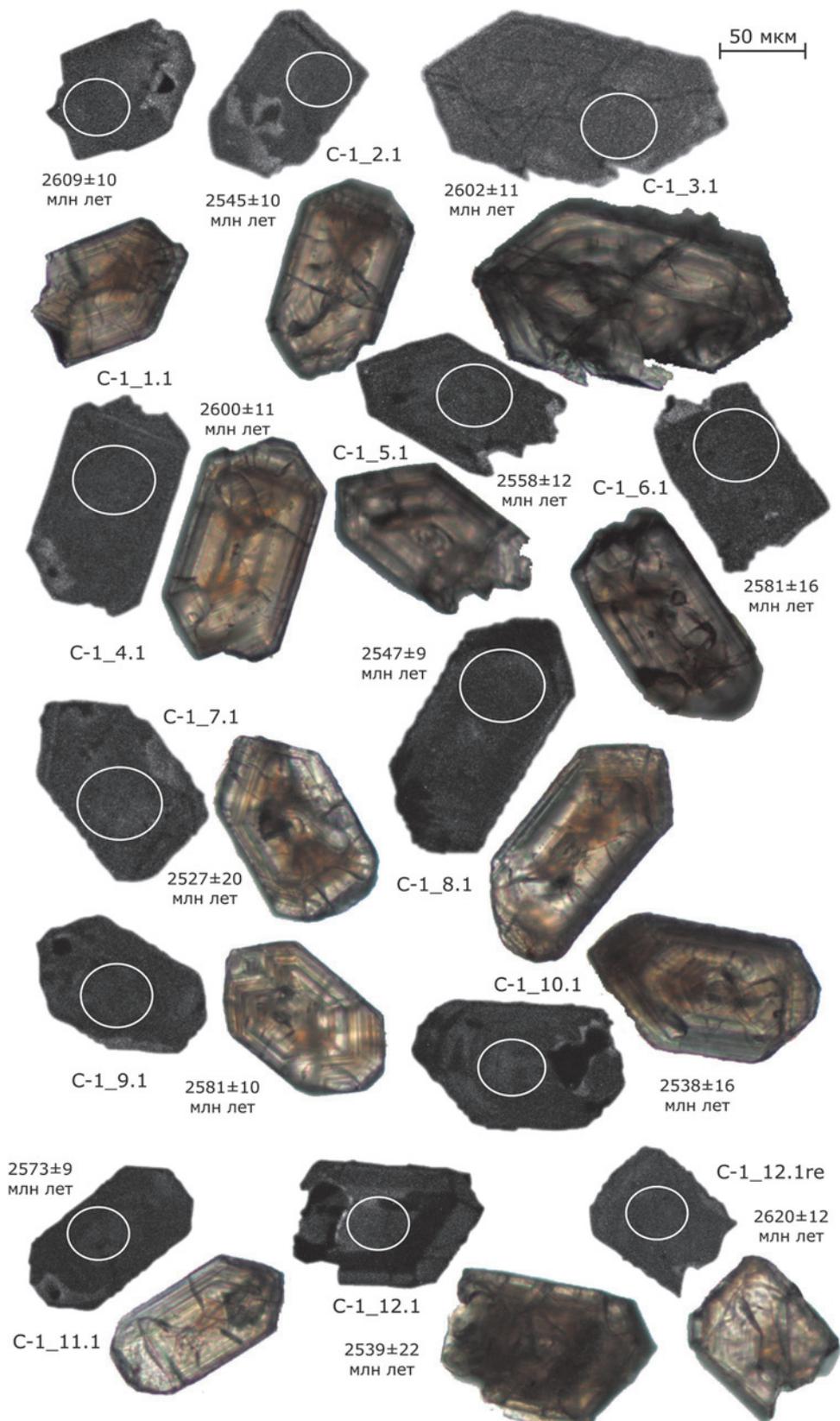


Рис. 4. Морфология и внутреннее строение кристаллов циркона из силикатов изучаемого участка Койкарской структуры, западный сегмент Водлозерского террейна (слева – оптические, справа – катодолюминесцентные (CL) изображения зерен). Возле изображений приведены номера изученных зерен (табл. 1), окружностями на изображениях CL показаны участки датирования SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ), рядом с зернами приводится их $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст

структурно-метасоматического преобразования породных серий Койкарской структуры для характеристики условий заложения Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоны.

Основой для этого стало минералогическое, геохимическое и геохронологическое изучение циркона из мезоархейских хомогенных силицитов (площадь, примыкающая к карьере «Койкары»), находящихся непосредственно в области сдвиговой зоны. Осадочная последовательность представлена толщей вулканогенных, терригенных и хомогенных пород, в которой широким распространением пользуются силициты.

Силициты формируют горизонты в верхних частях разреза Койкарской зеленокаменной структуры, представленного переслаиванием пород следующего состава: полимиктовых конгломератов, песчаников, туфов дацитового состава, туффитов, полевошпатовых граувакк, доломитов с прослоями углеродсодержащих алевролитов (общая мощность разреза – 450 м). Мощность слоев высококремнистых пород варьирует от 1–2 до 30–50 м, при этом массивные и конкреционные разновидности образуют прослои от 15 до 30 м.

Силициты представляют собой афанитовые кремнистые и алюмокремнистые породы, имеющие первичную хомогенную природу [Светова, 1988; Рыбаков, Светова, 1989; Светов, Медведев, 2013], характеризуются массивной, тонкослоистой, брекчиевой (рис. 2) и конкреционной текстурой и серым или зеленовато-серым цветом.

Для исследования отобрана проба С₁ (весом 12 кг) из слоя рассланцованных силицитов, мощностью около 20 м. В минеральном составе силицитов преобладает тонкозернистый кварц (45–60 %), а также альбит (до 35 %), калиевый полевой шпат (до 5 %), биотит, мусковит, карбонат. В качестве аксессуарных минералов выявлено небольшое количество зерен циркона, сфена, магнетита, а также редкие минеральные индивиды группы фергусонита-самарскита (ниобаты). Региональная метаморфическая переработка пород всей площади Койкарской структуры проходила в условиях хлорит-серпентиновой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма [Стратиграфия..., 1992].

Изучение химического состава силицитов методом «мокрой» химии в Институте геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) показало, что содержание петрогенных элементов (мас. %) в тонкослоистых кремнистых породах (в том числе и в пробе С₁) варьирует в следующих пределах: SiO₂ 75,20–86,23; TiO₂ 0,03–0,28; Al₂O₃ 8,10–11,41; Fe₂O₃ 0,14–1,52; FeO

0,10–0,36; MnO 0,01–0,05; MgO 0,21–0,57; CaO 0,14–0,98; Na₂O 0,50–2,10; K₂O 3,15–4,47; H₂O⁺ 0,06–0,22; п. п. п. 0,30–1,72.

Анализ содержания редких и редкоземельных элементов в силицитах проводился на квадрупольном масс-спектрометре X SERIES 2 Thermo scientific (метод ICP-MS) в Институте геологии КарНЦ РАН. Установлено, что мезоархейские силициты имеют высокие (по сравнению с архейскими осадками – глинистыми сланцами [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]) концентрации (г/т): Rb (400–720), Ba (700–1200), Th (20–40), U (4–6), Nb (25–60), Ta (2–6), Zr (600–900), Hf (25–36) и тяжелых РЗЭ.

Циркон из силицитов: морфология и внутреннее строение

Из анализируемой пробы (С₁) удалось выделить около 120 зерен циркона. Аксессуарный циркон представлен полупрозрачными коричневыми призматическими зернами гиацитинового габитуса (рис. 3, 4). Их размер колеблется в пределах 30–60 мкм в поперечнике и 100–120 мкм в длину. Для большинства зерен характерно наличие осцилляционной зональности, повторяющей контуры ядерных частей кристаллов. Минералогическое изучение на данном этапе исследований позволило выделить только одну группу зерен циркона; терригенные окатанные зерна в пробе, несмотря на существующие предпосылки их существования, не выявлены.

Минеральные включения (размером до 30 мкм) представлены в основном биотитом и кварцем (рис. 3), в меньшей степени – мусковитом, монацитом, торитом, баритом и галенитом.

Зерна циркона из силицитов слабо трещиноваты. Для них характерно наличие редких систем радиальных трещин (рис. 4).

В ходе исследования выделенная монофракция циркона (рис. 3, 4) была разделена на две группы: одна для анализа химического состава зерен методом LA-ICP-MS в ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск), область абляции в эксперименте составляла 30 мкм, методика приведена в работе [Светов и др., 2015]; вторая группа из 30 зерен была изучена на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ), где для 14 зерен циркона были определены U-Th-Pb-изотопные отношения.

Геохимия циркона

Для идентификации генезиса циркона важную роль имеет концентрация микропримесей.

Таблица 2. Химический состав (LA-ICP-MS) циркона из мезоархейских силицитов Койкарской структуры

	в1_1	в1_2	в1_3	в8_3	в9_2	в9_3	б13_2	б13_3
Ti	14,95	49,19	67,99	81,65	68,16	52,66	58,00	103,6
Y	19470	12190	12890	27740	10290	7263	11460	9235
Nb	416	72,37	94,13	472,5	176,3	156,1	983,3	857,5
La	1803	72,27	43,6	180,5	261,6	143,3	293	326,7
Ce	532,2	180	178,8	1506	885,5	581,4	734,7	818,3
Pr	231,5	41,92	51,54	398,8	198,7	208,6	237,9	242
Nd	975,9	222,9	263,6	1420	1029	595,2	2331	1968
Sm	628,4	248,9	424,2	3110	1906	803,8	1230	1093
Eu	24,32	8,174	8,243	281,9	92,34	36,22	74,07	56,37
Gd	840,4	366,1	363	3562	834,4	501,6	1500	1058
Tb	186,2	75,61	53,62	361,2	150,7	106,8	283	269,7
Dy	2740	1296	1309	5997	2130	1267	1664	1506
Ho	712,8	261,6	276,6	794	265,5	267,4	532,4	545,9
Er	1506	951,3	1533	2838	995,8	780,4	1630	1639
Tm	437,4	295,4	329	567,6	351,6	290,7	291,5	304,6
Yb	1706	1536	1439	2827	1510	908,4	1318	1541
Lu	830,6	448,7	484,8	815,1	502,3	401,3	473,4	475,5
Hf	28900	25700	27730	21670	12020	9183	43800	34950
Th	686,6	400,8	511,2	908,6	744,7	445,4	4078	2248
U	881,3	493,2	589,8	713,6	552,7	449,3	1282	1060
T (C°)	778	903	943	967	943	912	923	999
Ce/Ce*	2,56	2,18	1,78	1,28	1,67	1,45	4,31	3,83
Eu/Eu*	0,12	0,11	0,08	0,08	0,11	0,13	0,18	0,21

Примечание. Расчет T (°C) по [Watson et al., 2006]; Ce/Ce* = Ce_n / (√(La_n*Sm_n)); Eu/Eu* = Eu_n / (√(Gd_n*Sm_n)).

Так, магматические цирконы чаще характеризуются сильно фракционированным спектром распределения РЗЭ: (Yb/Gd)_n = 17–30, (Yb/Sm)_n = 70–170 и наличием отрицательных аномалий по Ce и Eu [Hoskin, 2005].

Изучаемые зерна циркона из силицитов Койкарской структуры имеют слабо фракционированный спектр распределения от тяжелых к легким РЗЭ ((Yb/Gd)_n = 1–5 и (Yb/Sm)_n = 1–6), с отрицательной аномалией по Eu и по Ce (табл. 2; рис. 5).

Важно отметить, что циркон характеризуется узким интервалом U/Th отношений (U/Th = 1,4–1,9), что может указывать на генетическую однородность монофракции.

В координатах Ce/Ce*, (Sm/La)_n и La фигуративные точки магматического и гидротермального циркона образуют два контрастных поля на дискриминационных диаграммах (рис. 6) [Hoskin, 2005]. Исследуемые зерна циркона из силицитов пробы С_1 попадают в область, близкую к циркону гидротермального генезиса (рис. 5, 6).

Одним из ключевых геохимических маркеров происхождения циркона является отношение Ce⁴⁺/Ce³⁺, которое для магматического циркона варьирует от 7 до 29, многократно превышая это значение для метаморфических и метасоматических зерен, для которых уровень

Ce⁴⁺/Ce³⁺ отношения меняется от 1 до 2 [Балашов, Скублов, 2011]. При расчетах нормирование выполнялось по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]. Концентрация Ce³⁺ определялась как Ce³⁺ = √(La_n*Sm_n), Ce⁴⁺ = Ce – Ce³⁺. В исследуемых нами зернах циркона Ce⁴⁺/Ce³⁺ отношение варьирует от 0 до 0,57, что соответствует первичной гидротермальной природе минералов (рис. 6).

Эпизодически каймы в зернах циркона имеют низкое содержание Th и Th/U отношение по сравнению с ядерными частями зерен. Такая закономерность наблюдается у цирконов, которые кристаллизовались из существенно водной флюидной фазы. Также низкое Th/U отношение может быть следствием одновременной кристаллизации в породе совместно с цирконом прочих минералов-концентраторов Th – торита и монацита [Доливо-Добровольский и др., 2013].

Полученные данные по химическому составу циркона позволяют выполнить оценку температуры кристаллизации минералов. Возможным методом для термометрических расчетов условий кристаллизации циркона является зависимость содержания Ti в цирконе от температуры его образования, которая установлена по результатам анализа природного циркона, кристаллизовавшегося в присутствии

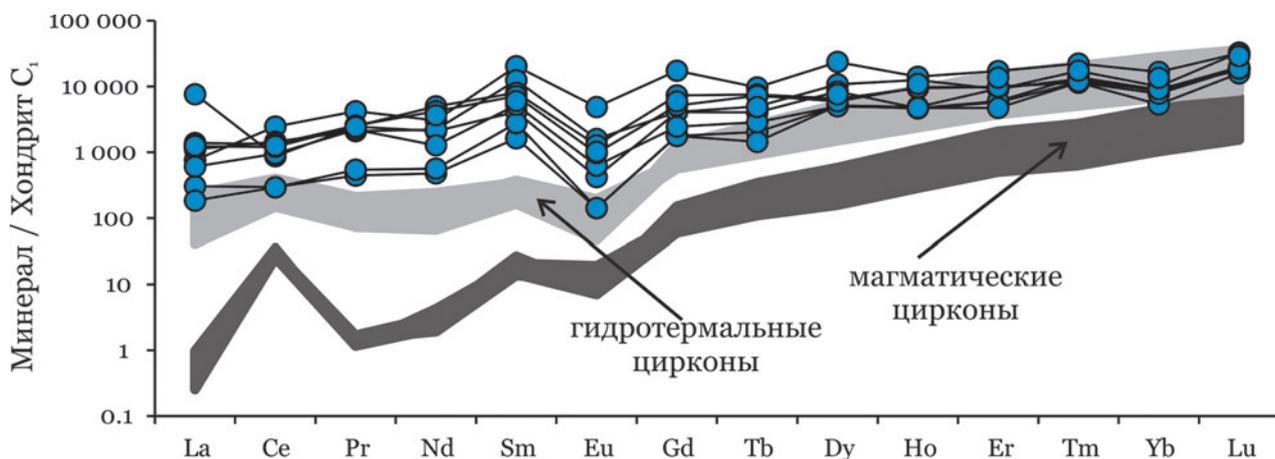


Рис. 5. Распределение РЗЭ (LA-ICP-MS) в зернах циркона из мезоархейских силицитов Койкарской структуры (синие кружки), нормировано по [Sun, McDonough, 1989]. Поля гидротермальных и магматических цирконов построены по [Hoskin, 2005]

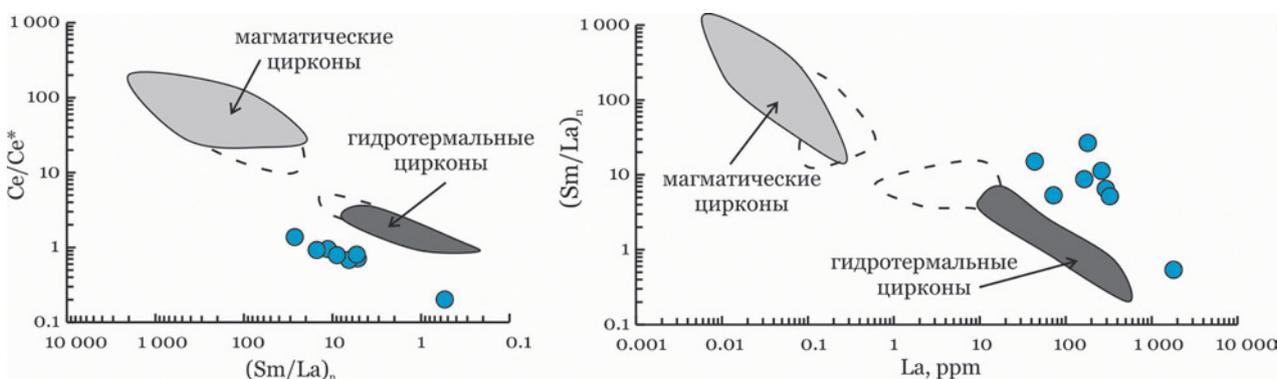


Рис. 6. Бинарные диаграммы $Ce/Ce^* - (Sm/La)_n$ и $(Sm/La)_n - La$ для зерен цирконов из мезоархейских силицитов Койкарской структуры (синие кружки). Поля гидротермальных и магматических цирконов построены по [Hoskin, 2005]

рутила, и на основе экспериментальных данных [Watson et al., 2006].

Данная зависимость, представленная уравнением $T_{(C)} = (5080 \pm 30 / (6,01 \pm 0,03 - \log_{(Ti)})) - 273$, позволяет определить возможный интервал температуры кристаллизации изучаемого циркона (табл. 2). Полученные значения температуры изменяются в больших пределах (от 778 до 1044 °C), и вероятнее всего, существенно завышены за счет обогащения зерен Ti, V, Nb, Hf, U, Th, Y и легкими РЗЭ в ходе гидротермального процесса [Hoskin, 2005]. Подобное отмечается для циркона из полихронных пород [Федотова и др., 2008]. Реальная температура кристаллизации гидротермальных зерен циркона должна варьировать в пределах 300–600 °C [Schaltegger, 2007].

U-Th-Pb-изотопные данные для циркона

Изучение зерен циркона методами SHRIMP-II и LA-ICP-MS показало близкие концентрации

U и Th (табл. 3). Изучение зерен циркона позволило рассчитать конкордию 2601 ± 13 млн лет (для 3 зерен, MSWD = 1,1) и дискордию 2603 ± 9 млн лет (для 14 зерен, MSWD = 1,1) (рис. 7), которая, как показало проведенное ранее геохимическое изучение зерен, вероятнее всего, отражает этап поздней кристаллизации метаморфических цирконов и, соответственно, маркирует возрастной интервал метаморфической реактивации Койкарской структуры.

Расчет времени ($^{207}Pb/^{206}Pb$) кристаллизации большинства изученных зерен укладывается в интервал 2620–2527 млн лет (13 зерен), за исключением одного зерна, для которого возможное время кристаллизации рассчитано в 2239 ± 20 млн лет.

Обсуждение результатов

Проведенное исследование позволило установить время кристаллизации циркона в мезоархейских силицитах – 2603 ± 9 млн лет, в то

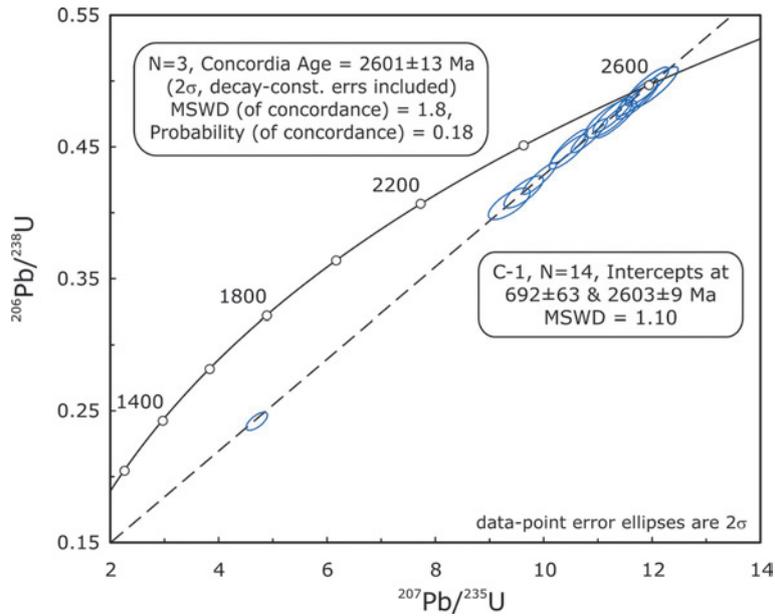


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для проанализированных на SHRIMP-II цирконов из мезоархейских хомогенных силицитов изучаемого участка Койкарской структуры, западный сегмент Водлозерского террейна

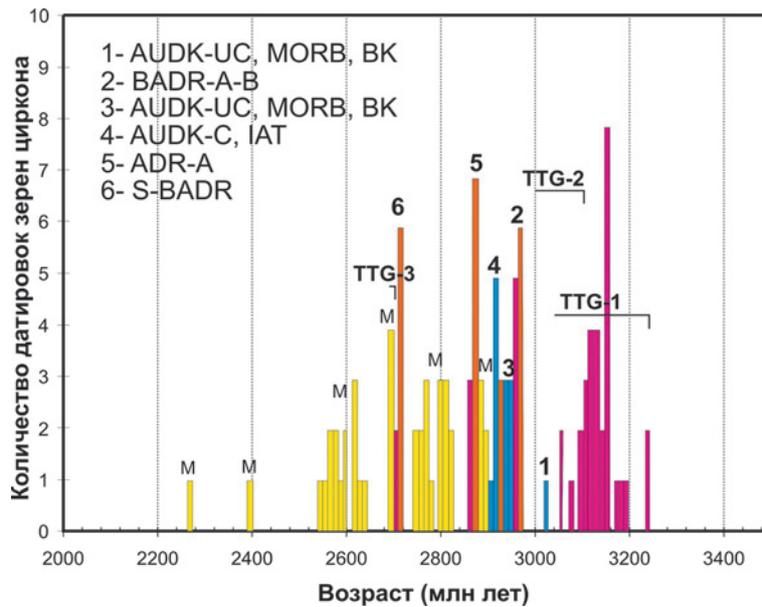


Рис. 8. Распределение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов цирконов (SHRIMP-II) из TTG-серий, средне-кислых вулканитов и терригенных осадочных пород в области западного обрамления Водлозерского блока (с учетом [Арестова и др., 2012]). Цифрами показаны временные области развития магматических систем, М – метаморфические процессы, маркируемые популяциями цирконов метаморфического генезиса. Сокращения на диаграмме: **ADR-A** – андезит-дацит-риолитовая (адакитовая) серия, **AUDK-UC** – Al-недеплетированная неконтаминированная коматиитовая серия, **AUDK-C** – Al-недеплетированная контаминированная коматиитовая серия, **BADR-A-B** – базальт-андезит-дацит-риолитовая серия с адакитами и байяитами, **BK** – базальтовые коматииты, **IAT** – островодужные толеиты, **MORB** – базальты срединно-океанических хребтов, **S-BADR** – санукитоиды и базальт-андезит-дацит-риолитовая серия, **TTG** – тоналит-трондjemит-гранодиоритовые комплексы

Таблица 3. U-Th-Pb-изотопные данные для цирконов из силицитов изучаемого участка Койкарской структуры, западный сегмент Водлозерского террейна

Spot	% $^{206}\text{Pb}_e$	ppm U	ppm Th	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Age	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Age	% Dis – cor – dant	(1) $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	err corr
C-1_12.1	1,40	802	479	167	0,62	1397 ±15	2239 ±22	+42	4,13	1,2	0,141	1,3	4,7	1,7	0,24	1,2	0,7
C-1_7.1	2,16	671	447	235	0,69	2200 ±22	2527 ±20	+15	2,46	1,2	0,167	1,2	9,4	1,7	0,41	1,2	0,7
C-1_10.1	1,43	630	447	225	0,73	2241 ±23	2538 ±16	+14	2,41	1,2	0,168	1,0	9,6	1,5	0,42	1,2	0,8
C-1_8.1	0,14	781	561	286	0,74	2287 ±22	2547 ±9	+12	2,35	1,1	0,169	0,6	9,9	1,3	0,43	1,1	0,9
C-1_5.1	0,55	561	348	215	0,64	2378 ±24	2558 ±12	+8	2,24	1,2	0,170	0,7	10,5	1,4	0,45	1,2	0,9
C-1_2.1	0,39	652	466	252	0,74	2397 ±23	2545 ±10	+7	2,22	1,2	0,169	0,6	10,5	1,3	0,45	1,2	0,9
C-1_11.1	0,04	767	538	302	0,73	2432 ±23	2573 ±9	+7	2,18	1,1	0,172	0,5	10,8	1,3	0,46	1,1	0,9
C-1_3.1	0,47	549	288	222	0,54	2487 ±25	2602 ±11	+5	2,12	1,2	0,175	0,7	11,3	1,4	0,47	1,2	0,9
C-1_6.1	1,28	440	242	178	0,57	2489 ±26	2581 ±16	+4	2,12	1,2	0,172	1,0	11,2	1,6	0,47	1,2	0,8
C-1_9.1	0,24	672	395	274	0,61	2503 ±24	2581 ±10	+4	2,11	1,2	0,172	0,6	11,3	1,3	0,47	1,2	0,9
C-1_1.1	0,54	606	360	252	0,61	2549 ±25	2609 ±10	+3	2,06	1,2	0,175	0,6	11,7	1,3	0,49	1,2	0,9
C-1_4.1	0,32	602	389	252	0,67	2560 ±25	2600 ±11	+2	2,05	1,2	0,174	0,6	11,7	1,4	0,49	1,2	0,9
C-1_12.1RE	0,21	428	252	182	0,61	2594 ±27	2620 ±12	+1	2,02	1,3	0,176	0,7	12,1	1,4	0,50	1,3	0,9
C-1_8.1RE	0,36	561	302	239	0,56	2596 ±26	2598 ±11	+0	2,02	1,2	0,174	0,7	11,9	1,4	0,50	1,2	0,9

Примечание. Ошибка составляет 1σ, ^{206}Pb и $^{206}\text{Pb}^*$ – показывает общую и радиогенную часть Pb соответственно. Ошибка стандартной калибровки – 0,33 %. (1) – общий Pb скорректирован по измерению ^{204}Pb .

время как датирование даек, секущих осадочный комплекс, показывает более ранний интервал формирования разреза, превышающий 2927–2935 млн лет [Светов, 2005].

Ключевой проблемой в таком случае является определение возможной связи формирования сдвиговых и рудных систем с полученным временным этапом (2520–2620 млн лет) метаморфической реактивации структуры.

Важно отметить, что формирование и размещение золоторудных месторождений и проявлений Карельского кратона обуславливается эволюционным развитием эндогенных рудных систем в пределах крупных региональных структур (имеющих свою металлогеническую специфику) – Раахе-Ладожской структуры, Северонорвежско-Карельского рифтового комплекса, архейских зеленокаменных поясов – в сочетании с совокупным множеством региональных и локальных структурно-тектонических, магматических, литологических, метаморфо-метасоматических и других факторов [Иващенко, Голубев, 2011].

Главным рудоконтролирующим фактором для ведущего генетического типа оруденения золота в Карельском регионе – орогенного мезотермального (в терминологии [Groves et al., 1998; Eilu, 1999]), к которому относится и рассматриваемое проявление «Карьер Койкары» [Иващенко и др., 2014], являются системы разноранговых сдвиговых зон, объединяющихся в региональные зоны сдвиговых дислокаций, имеющие, как правило, полихронное развитие [Колодяжный, 2006].

В архейском Карельском кратоне подобные региональные зоны сдвиговых дислокаций в большинстве своем наследуют глубинные разломы, контролировавшие изначально формирование колчеданных рудных концентраций. Впоследствии сдвиговые зоны неоднократно «обновлялись», обеспечивая условия для ремобилизации колчеданного оруденения – своеобразного «коллектора» благородных металлов [Иващенко, Голубев, 2009] – и образования золоторудной минерализации орогенного мезотермального типа.

Полихронное развитие золоторудоконтролирующих сдвиговых зон в Карельском кратоне существенно затрудняет изотопное датирование благороднометалльного оруденения в их пределах, приводя к получению K/Ar и Rb/Sr методами результатов, возможно, отражающих самые поздние термальные события [Ларионова, 2008; Глебовицкий и др., 2014].

Другими же методами – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ по цирконам, Sm/Nd-минеральная изохрона $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ по галенитам соответственно для

метасоматитов проявления «Карьер Койкары», месторождения «Новые Пески» [Иващенко и др., в печати] и измененных минерализованных санукитоидов Ялонварской структуры [Попов, 1991] – маркируется время реактивации сдвиговых зон на уровне ~2,6 млрд лет, сопровождающейся метаморфо-метасоматическими и гидротермальными процессами, ответственными за формирование орогенных мезотермальных золоторудных объектов как в Койкарской, так и в других зеленокаменных структурах западного фланга Водлозерского блока.

Резюмируя результаты проведенных исследований в сочетании с комплексным анализом имеющихся данных по прецизионной цирконометрии (SHRIMP-II) [Арестова и др., 2012], можно описать хронологию событий (от магматизма, метаморфизма и до, возможно, образования рудных систем) в пределах западного сегмента Водлозерского террейна, которая проиллюстрирована на рисунке 8.

Заложение конвергентной системы на западном обрамлении палеоархейского Водлозерского блока проходило в интервале 3,02–2,94 млрд лет на стадии формирования ранних базальт-андезит-дацит-риолитовых (адакитовых) островодужных и коматиит-базальтовых и толеитовых протоокеанических серий. Более поздние коллизионные процессы проявлены в обдукции океанических пластин на континентальное основание в интервале 2,94–2,90 млрд лет и завершались стадией заложения вулканического пояса в период 2,88–2,84 млрд лет (формирование андезит-дацит-риолитовых (адакитовых) серий). Финальный эпизод коллизии проявлен процессами формирования санукитоидов (S), средне-кислых вулканитов и гранитоидов [Светов, 2005].

Принципиально важный временной интервал 2,64–2,60 млрд лет связан с тектоно-термальной реактивацией территории в ходе инициального заложения сдвиговых зон и несогласных pull-apart бассейнов в структурах [Светов и др., 2005].

Таким образом, вещественно-структурный комплекс западного обрамления Водлозерского блока был сформирован в течение нескольких циклов, на протяжении 0,40–0,45 млрд лет [Светов, 2005; Арестова и др., 2012].

Исследования выполнены при частичном финансировании по проекту РФФИ, грант 16-05-00486. Авторы благодарят д. г.-м. н. О. И. Володичева и А. Б. Вревского за ценные замечания и советы, А. М. Ручьева – за детальное обсуждение материала.

Литература

- Арестова Н. А., Чекулаев В. П., Матвеева Л. В. и др. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Доклады РАН. 2012. Т. 442, № 1. С. 67–73.
- Балашов Ю. А., Скублов С. Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2011. № 6. С. 622–633.
- Бибикова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // ДАН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 189–191.
- Булавин А. В., Добрынина Д. Н., Олейник И. Л. Новые данные о золотоносности Эльмусской площади (Центральная Карелия) // Золото Фенноскандинавского щита: материалы междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 16–19.
- Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 575 с.
- Глебовицкий В. А., Бушмин С. А., Беляцкий Б. В. и др. Rb-Sr возраст метасоматоза и рудообразования в низкотемпературных зонах сдвиговых деформаций Фенно-Карельского кратона, Балтийский щит // Петрология. 2014. Т. 22, № 2. С. 208–232.
- Доливо-Добровольский Д. В., Скублов С. Г., Глебовицкий В. А. и др. Возраст (U-Pb, SHRIMP-II), геохимия циркона и условия образования сапфириносодержащих пород Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области // ДАН. 2013. Т. 453, № 2. С. 190–195.
- Егорова А. И. Отчет о геолого-поисковых работах на серный колчедан в Петровском районе КФССР в 1951 г. // ТГФ РК. Петрозаводск, 1952.
- Иващенко В. И., Бушмин С. А., Ручьев А. М. и др. Первое свидетельство архейского возраста орогенного золота в российской части Карельского кратона (Фенноскандинавский щит): Sm-Nd минеральная изохрона для золоторудных метасоматитов месторождения Новые Пески // Докл. РАН (в печати).
- Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 368 с.
- Иващенко В. И., Голубев А. И., Ибрагимов М. М., Ромашкин А. Е. Золотосодержащее оруденение архея Койкарской структуры: генетическая типизация, минеральные ассоциации, условия образования, перспективы // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 39–55.
- Иващенко В. И., Голубев А. И. Колчеданное оруденение – перспективная базовая золоторудная формация Карельского региона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. Вып. 12. С. 5–11.
- Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 144 с.
- Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое // Тр. ГИН РАН. М., 2006. Вып. 572. 332 с.
- Кулешевич Л. В., Лавров О. Б. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Вып. 10. С. 140–158.
- Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Золоторудная минерализация Койкарской структуры, Центральная Карелия // Труды КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 87–99.
- Ларионова Ю. О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2008. 20 с.
- Лякишев Н. П., Банных О. А., Рохлин Н. Р. и др. Диаграммы состояния двойных металлических систем. Справочник в 3-х т. М.: Машиностроение, 1996. Т. 1. 992 с.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогения) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Попов В. Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Наука, 1991. 287 с.
- Робонен В. И., Рыбаков С. И., Ручкин Г. В. и др. Серноколчеданные месторождения Карелии (геология, метаморфизм, генезис). Л.: Наука, 1978. 192 с.
- Ручьев А. М. Структурные особенности разведочного участка и относительный возраст золоторудного месторождения Педролампи // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. Вып. 14. С. 92–112.
- Рыбаков С. И., Светова А. И. Конкреционные алюмокремнистые породы в разрезах осадочно-вулканогенных формаций архейских зеленокаменных поясов Карелии // Конкреции докембрия. Л., 1989. С. 199–207.
- Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
- Светов С. А., Медведев П. В. Мезоархейские хемогенные силициты – уникальная среда сохранности ранней жизни // Литосфера. 2013. № 6. С. 3–13.
- Светов С. А., Светова А. И. Архейская субдукция: маркерные породные ассоциации и архитектура // Геология Карелии от архея до наших дней: материалы конф. Петрозаводск, 2011. С. 22–32.
- Светов С. А., Светова А. И. РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Доклады РАН. 2004. Т. 394, № 3. С. 393–398.
- Светов С. А., Степанова А. В., Чаженина С. Ю. и др. 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
- Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Антропова Е. А. Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. Вып. 8. С. 5–16.

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1988. 148 с.

Светова А. И., Рыбаков С. И. Геологическая экскурсия по маршруту: г. Петрозаводск – дер. Койкары – г. Петрозаводск / Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск, 1987. С. 28–37.

Сиваев В. В., Горошко А. Ф. и др. Отчет по групповой геологической съемке и геологическому доизучению масштаба 1:50000 северо-западного крыла Онежской мульды и ее обрамления, проведенных в 1978–1982 гг. (Центральная Карелия). Петрозаводск, 1983. Фонды КГЭ.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 1–29.

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1992. 190 с.

Таланцев А. С. Уточнение диаграммы доломит-кальцитового геотермобарометра // Геохимия. 1978. № 2. С. 206–216.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Федотова А. А., Бибикова Е. В., Симакин С. Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита // Матер. по геолог. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР. М., 1966. Вып. 6. 355 с.

Anovitz L. M., Essene E. J. Phase Equilibria in the System CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 // Journal of Petrology. 1987. Vol. 28, part. 2. P. 389–414.

Balabin A. I., Sack R. O. Thermodynamics of (Zn, Fe) S sphalerite. A CVM approach with large basis clusters // Mineralogical Magazine. 2000. Vol. 64 (5). P. 923–943.

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

Craig J. R., Barton P. B. Thermochemical approximations for sulfosalts // Econ. Geol. 1973. No. 68. P. 493–506.

Dempster T. J., Martin J. C., Shipton Z. K. Zircon dissolution in a ductile shear zone, Monte Rosa granite gneiss, northern Italy // Mineralogical Magazine. 2008. Vol. 72 (4). P. 971–986.

Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland // Geological Survey of Finland. Report of Investigation 146. Espoo. 1999. 224 p.

Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. Vol. 13. P. 7–27.

Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69, no. 3. P. 637–648.

Kitakaze A., Sugaki A., Iton H., Komatsu R. Revision of phase relations in the system Fe-Ni-S from 650 °C to 450 °C // The Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49. P. 1687–1710.

Klemm D. D. Synthesen und Analysen in den Dreiecks diagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS_2 - CoS_2 - NiS_2 // Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Abhandlungen. 1965. No. 103. P. 205–255.

Kretschmar U., Scott S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Canad. Mineralogist. 1976. Vol. 14. P. 364–386.

Marsha J. H., Gerbi C. C., Culshaw N. G. et al. Using zircon U-Pb ages and trace element chemistry to constrain the timing of metamorphic events, pegmatite dike emplacement, and shearing in the southern Parry Sound domain, Grenville Province, Canada // Precambrian Research. 2012. Vol. 192–195. P. 142–165.

Schaltegger U. Hydrothermal zircon // Elements. 2007. February. P. 51–79.

Shikazono N. A comparison of temperatures estimated from the electrum-sphalerite-pyrite-argentite assemblage and filling temperatures of fluid inclusions from epithermal Au-Ag vein-type deposits in Japan // Econ. Geol. 1985. Vol. 80, no. 5. P. 1415–1424.

Skinner B. J., Luee F. D., Makovicky E. Studies of the sulfosalts of copper. III. Phases and phase relations in the system Cu-Sb-S // Econ. Geol. 1972. Vol. 67. P. 924–938.

Stumpel E. F., Rucklidge J. New data on natural phases in the system Ag-Te // Amer. Miner. 1968. Vol. 53. P. 1513–1522.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the ocean basins. Saunders A. D. and Norry M. J. (Editors), Geological Society of London, London. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Toulmin P., Barton P. B., Wiggins L. B. Commentary on the sphalerite geobarometer // Amer. Miner., 1991. Vol. 76. P. 1038–1051.

Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 151. P. 413–433.

Поступила в редакцию 14.04.2016

References

Arestova N. A., Chekulaev V. P., Matveeva L. V., Kucherovskii G. A., Lepekhina E. N., Sergeev S. A. Novye dannye o vozraste arkheiskikh porod

Vodlozerskogo domena (Baltiiskii shchit) i ikh znachenie dlya geodinamicheskikh rekonstruktsii [New age data on the Archean rocks of the Vodlozero domain (Baltic

Shield) and its significance for geodynamic reconstructions]. *Doklady RAN [Dokl. Earth Sci.]*. 2012. Vol. 442, no. 1. P. 67–73.

Balashov Yu. A., Skublov S. G. Kontrastnost' geokhimiimii magmaticheskikh i vtorichnykh tsirkonov [Contrasting geochemistry of magmatic and secondary zircons]. *Geokhimiya [Geochemistry International]*. 2011. No. 6. P. 622–633.

Bibikova E. V., Krylov I. N. Izotopnyi vozrast kislykh vulkanitov Karelii [Isotopic ages of acid volcanics in Karelia]. *DAN SSSR [Proceedings of the USSR Acad. of Sc.]*. 1983. Vol. 268, no. 5. P. 189–191.

Bulavin A. V., Dobrynina D. N., Oleinik I. L. Novye dannye o zolotonosnosti El'musskoi ploshchadi (Tsentral'naya Kareliya). Zoloto Fennoskandinavskogo shchita: materialy mezhdunar. konf. [New data on the gold potential of the Elmus area, Central Karelia. Gold of the Fennoscandian Shield: materials of the international conference]. Petrozavodsk: KarRS of RAS, 2013. P. 16–19.

Vogan D., Kreig Dzh. Khimiya sul'fidnykh mineralov [Mineral chemistry of metal sulfides]. Moscow: Mir, 1981. 575 p.

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A., Belyatskii B. V., Bogomolov E. S., Borozdin A. P., Savva E. V., Lebedeva Yu. M. Rb-Sr vozrast metasomatoza i rudoobrazovaniya v nizkotemperaturnykh zonakh sdvigovykh deformatsii Fenno-Karel'skogo kratona, Baltiiskii shchit [Rb-Sr Age of metasomatism and ore formation in the low-temperature shear zones of the Karelian craton, Baltic Shield]. *Petrologiya [Petrology]*. 2014. Vol. 22, no. 2. P. 208–232.

Dolivo-Dobrovolskii D. V., Skublov S. G., Glebovitskii V. A., Astaf'ev B. Yu., Voinova O. A., Shcheglova T. P. Vozrast (U-Pb, SHRIMP II), geokhimiya tsirkona i usloviya obrazovaniya sapfirinsoderzhashchikh porod Tsentral'no-Kol'skoi granulito-gneisovoi oblasti [Age (U-Pb, SHRIMP II), geochemistry of zircon and conditions of the formation of sapphirine-bearing rocks of the Central Kola granulite-gneiss area]. *DAN [Dokl. Earth Sci.]*. 2013. Vol. 453, no. 2. P. 190–195.

Egorova A. I. Otchet o geologo-poiskovykh rabotakh na sernyi kolchedan v Petrovskom raione KFSSR v 1951 g. [Report on geological research for sulphur-ore in Petrovsky district of KFSSR in 1951]. TGF RK. Petrozavodsk, 1952.

Fedotova A. A., Bibikova E. V., Simakin S. G. Geokhimiya tsirkona (dannye ionnogo mikrozonada) kak indikator genezisa minerala pri geokhronologicheskikh issledovaniyakh [Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies]. *Geokhimiya [Geochemistry International]*. 2008. No. 9. P. 980–997.

Ivashchenko V. I., Bushmin S. A., Ruch'ev A. M. et al. Pervoe svidetel'stvo arkheiskogo vozrasta orogenogo zolota v rossiiskoi chasti Karel'skogo kratona (Fennoskandinavskii shchit): Sm-Nd mineral'naya izokhrona dlya zolotorudnykh metasomatitov mestorozhdeniya Noveye Peski [First evidence of the Archean orogenic gold in the Russian part of Karelian craton (Fennoscandian Shield): Sm-Nd mineral isochrone for the metasomatites of the Noveye Peski gold ore deposit]. *Dokl. RAN [Dokl. Earth Sci.]* (appear).

Ivashchenko V. I., Golubev A. I. Zoloto i platina Karelii: formatsionno-geneticheskie tipy orudneniya i perspektivy [Gold and platinum of Karelia: genetic types of mineralization and prospects]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 368 p.

Ivashchenko V. I., Golubev A. I., Ibragimov M. M., Romashkin A. E. Zolotosoderzhashchee orudnenie arkheya Koikarskoi struktury: geneticheskaya tipizatsiya, mineral'nye assotsiatsii, usloviya obrazovaniya, perspektivy [Archean auriferous mineralization of the Koikary structure: genetic typification, mineral assemblages, formation conditions, perspectives]. *Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]*. 2014. No. 1. P. 39–55.

Ivashchenko V. I., Golubev A. I. Kolchedannoe orudnenie – perspektivnaya bazovaya zolotorudnaya formatsiya Karel'skogo regiona [Pyrite mineralization: prospective basic gold formation of the Karelian region]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Useful Minerals of Karelia]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2009. Iss. 12. P. 5–11.

Kaulina T. V. Obrazovanie i preobrazovanie tsirkona v polimetamorficheskikh kompleksakh [Formation and recrystallization of zircons in polymetamorphic complexes]. Apatity: KSC RAS, 2010. 144 p.

Kharitonov L. Ya. Struktura i stratigrafiya karelid vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Structure and stratigraphy of the Kareliides in the eastern part of the Baltic Shield]. Mater. po geolog. i polezn. iskop. Severo-Zapada RSFSR [Proceed. on Geology and Mineral Resources of RSFSR's North-West Region]. Moscow, 1966. Iss. 6. 355 p.

Kolodyazhnyi S. Yu. Strukturno-kinematicheskaya evolyutsiya yugo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita v paleoproterozoe [Paleoproterozoic structural-kinematic evolution of the South-East Baltic Shield]. *Tr. GIN RAN [Trans. of the Geological Inst.]*. Moscow, 2006. Iss. 572. 332 p.

Kuleshevich L. V., Lavrov O. B. Mestorozhdenie Pedrolampi i zolotorudnye proyavleniya El'musskoi ploshchadi [Pedrolampi deposit and gold ore occurrence in the Elmus area]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Useful Minerals of Karelia]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2007. Iss. 10. P. 140–158.

Lavrov O. B., Kuleshevich L. V. Zolotorudnaya mineralizatsiya Koikarskoi struktury, Tsentral'naya Kareliya [Gold mineralization of the Koikary structure, Central Karelia]. *Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]*. 2012. No. 3. P. 87–99.

Larionova Yu. O. Izotopnaya geokhimiya i geokhronologiya zolotorudnoi mineralizatsii v arkheiskikh i paleoproterozoiskikh kompleksakh Karelii [Isotopic geochemistry and geochronology of gold ore mineralization in the Archean and Paleoproterozoic complexes of Karelia]: Summary of PhD (Cand. of Geol.-Min.) thesis. Moscow, 2008. 20 p.

Lyakishev N. P., Bannykh O. A., Rokhlin N. R. et al. Diagrammy sostoyaniya dvoynykh metallicheskh sistem. Spravochnik v 3 t. [Diagrams of binary metallic systems. Reference book in 3 volumes]. Moscow: Mashinostroenie, 1996. Vol. 1. 992 p.

Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geologiya, tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya) [Paleoproterozoic Onega structure (geology, tectonics,

deep structure and mineralogeny]. Eds L. V. Glushanin, N. V. Sharov, V. V. Shchiptsov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 431 p.

Popov V. E. Genezis vulkanogenno-osadochnykh mestorozhdenii i ikh prognoznaya otsenka [Genesis of volcanogenic-sedimentary deposits and their forecast evaluation]. Leningrad: Nauka, 1991. 287 p.

Robonen V. I., Rybakov S. I., Ruchkin G. V. i dr. Ser-nokolchedannye mestorozhdeniya Karelii (geologiya, metamorfizm, genezis) [Pyrite deposits of Karelia (geology, metamorphism, genesis)]. Leningrad: Nauka, 1978. 192 p.

Ruch'ev A. M. Strukturnye osobennosti razvedoch-nogo uchastka i otnositel'nyi vozrast zolotorudnogo mestorozhdeniya Pedrolampi [Structural characteristics of the exploring area and relative age of the Pedrolampi gold ore deposit]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Useful Minerals of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. Iss. 14. P. 92–112.

Rybakov S. I., Svetova A. I. Konkretionnye alyu-mokremnistye porody v razrezakh osadochno-vulkanogennykh formatsii arkhaiskikh zelenokamennykh poya-sov Karelii [Concretionary alumo-siliceous rocks in sections of volcanosedimentary formations of the Archean greenstone belts of Karelia]. Konkretsii dokembriya [Concretions of the Precambrian]. Leningrad, 1989. P. 199–207.

Svetov S. A. Magmatische sistemy zony perekhoda okean-kontinent v arkhee vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Magmatic systems in the ocean-continent transition zone in the Archean of the eastern Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. 230 p.

Svetov S. A., Medvedev P. V. Mezoarkheiskie khemogennye silitsity – unikal'naya sreda sokhrannosti rannei zhizni [Chemically precipitated siliceous rocks of Mezoarchean age – a unique environment for preservation of the early life traces]. *Litosfera [Lithosphere]*. 2013. No. 6. P. 3–13.

Svetov S. A., Svetova A. I. Arkheiskaya subduksiya: markernye porodnye assotsiatsii i arkhitektura [Archean subduction: marker rock assemblages and architecture]. Geologiya Karelii ot arkheya do nashikh dnei: materialy konf. [Geology of Karelia from the Archean to the present days: conference proceedings]. Petrozavodsk, 2011. P. 22–32.

Svetov S. A., Svetova A. I. RZE sistematika verkh-nearkheiskikh osadochnykh paragenozov Tsentral'noi Karelii [The REE systematics of upper Archean sedimentary assemblages in Central Karelia]. *Doklady RAN [Dokl. Earth Sci.]*. 2004. Vol. 394, no. 3. P. 393–398.

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Mikhailova A. I., Rybnikova Z. P., Paramonov A. S., Utitsina V. L., Kolodei V. S., Ekhova M. V. 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. of KarRC of RAS]*. 2015. No. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

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 lito-geokhimicheskaya kharakteristika [The Neoproterozoic pull-apart basins of the Central Karelian terrain: rock sequences and litho-geochemical characteristics]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Useful Minerals of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. Iss. 8. P. 5–16.

Svetova A. I. Arkheiskii vulkanizm Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo poyasa Karelii [Archean volcanism in the Vedlozero-Segozero greenstone belt, Central Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1988. 148 p.

Svetova A. I., Rybakov S. I. Geologicheskaya ekskursiya po marshrutu: g. Petrozavodsk – der. Koikary – g. Petrozavodsk [Geological guided tour: Petrozavodsk – Koikary vil. – Petrozavodsk]. Putevoditel' geologicheskikh ekskursii po Karelii [Guidebook of geological guided tours in Karelia]. Petrozavodsk, 1987. P. 28–37.

Sivaev V. V., Goroshko A. F. et al. Otchet o grup-povoi geologicheskoi s'emke i geologicheskomu doizucheniyu masshtaba 1:50000 severo-zapadnogo kryla Onezhskoi mul'dy i ee obramleniya, provedennykh v 1978–1982 gg. (Tsentral'naya Kareliya) [Records of the large-scale geological survey and additional geological appraisal (1:50000 scale) of the North-Western part of the Omega trough and its framing performed in 1978–1982, Central Karelia]. Petrozavodsk, 1983. Fondy KGE [Karelian Geological Expedition Archive].

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balaganskii V. V., Sor'onen-Vard 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]. *Geotektonika [Geotectonics]*. 2006. No. 6. P. 1–29.

Stratigrafiya dokembriya Karelii. Opornye razrezy verkhnearkheiskikh otlozhenii [Precambrian stratigraphy of Karelia. Reference section of Upper Archean deposits]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1992. 190 p.

Talantsev A. S. Utochnenie diagrammy dolomit-kal'tsitovogo geotermobarometra [Revision of the dolomite-calcite geotermobarometer diagram]. *Geokhimiya [Geochemistry]*. 1978. No. 2. P. 206–216.

Teilor S. R., Mak-Lennan S. M. Kontinental'naya kora, ee sostav i evolyutsiya [The continental crust: its composition and evolution]. Moscow: Mir, 1988. 384 p.

Anovitz L. M., Essene E. J. Phase Equilibria in the System CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃. *Journal of Petrology*. 1987. Vol. 28, part. 2. P. 389–414.

Balabin A. I., Sack R. O. Thermodynamics of (Zn, Fe) S sphalerite. A CVM approach with large basis clusters. *Mineralogical Magazine*. 2000, Vol. 64 (5). P. 923–943.

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

Craig J. R., Barton P. B. Thermochemical approximations for sulfosalts. 1973. No. 68. P. 493–506.

Dempster T. J., Martin J. C., Shipton Z. K. Zircon dissolution in a ductile shear zone, Monte Rosa granite gneiss, northern Italy. *Mineralogical Magazine*. 2008. Vol. 72 (4). P. 971–986.

Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland. Geological Survey of Finland. Report of Investigation 146. Espoo. 1999. 224 p.

Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M., Hagemann S. G., Robert F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*. 1998. Vol. 13. P. 7–27.

Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. Vol. 69, no. 3. P. 637–648.

Kitakaze A., Sugaki A., Iton H., Komatsu R. Revision of phase relations in the system Fe-Ni-S from 650 °C to 450 °C. *The Canadian Mineralogist*. 2011. Vol. 49. P. 1687–1710.

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

Kretschmar U., Scott S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canad. Mineralogist*. 1976. Vol. 14. P. 364–386.

Marsha J. H., Gerbi C. C., Culshaw N. G., Johnson S. E., Woodenc J. L., Clark C. Using zircon U-Pb ages and trace element chemistry to constrain the timing of metamorphic events, pegmatite dike emplacement, and shearing in the southern Parry Sound domain, Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*. 2012. Vol. 192–195. P. 142–165.

Schaltegger U. Hydrothermal zircon. *Elements*. 2007. February. P. 51–79.

Shikazono N. A comparison of temperatures estimated from the electrum-sphalerite-pyrite-argentite assemblage and filling temperatures of fluid implications from epithermal Au-Ag vein-type deposits in Japan. *Econ. Geol.* 1985. Vol. 80, no. 5. P. 1415–1424.

Skinner B. J., Luee F. D., Makovicky E. Studies of the sulfosalts of copper. III. Phases and phase relations in the system Cu-Sb-S. *Econ. Geol.* 1972. Vol. 67. P. 924–938.

Stumpel E. F., Rucklidge J. New data on natural phases in the system Ag-Te. *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53. P. 1513–1522.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins. Saunders A. D. and Norry M. J. (Editors), Geological Society of London, London. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Toulmin P., Barton P. B., Wiggins L. B. Commentary on the sphalerite geobarometer. *Amer. Miner.* 1991. Vol. 76. P. 1038–1051.

Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 151. P. 413–433.

Received April 14, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Светов Сергей Анатольевич

зам. директора по научным вопросам, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru

Ивашенко Василий Иванович

ведущий научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ivashche@krc.karelia.ru

Рыбникова Зоя Павловна

аспирант
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: zoya_rybnikova@mail.ru

Гоголев Максим Александрович

младший научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: mag-333@mail.ru
тел.: (8142) 782753

CONTRIBUTORS:

Svetov, Sergey

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

Ivashchenko, Vasily

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

Rybnikova, Zoya

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

Gogolev, Maksim

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

Назарова Татьяна Николаевна

научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: geoweb@krc.karelia.ru

Nazarova, Tat'yana

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

УДК 552.313.8 + 550.4 + 551.3.051:553:9.

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПЕРВИЧНО-ГЛИНЯНЫХ ИНЪЕКЦИЙ, ЭКСТРУЗИЙ И ДИАПИРОВ

М. М. Филиппов

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Выполнен обзор отечественных и зарубежных публикаций по темам: «Флюидолиты», «Глиняный диапиризм», «Глиняные инъекции и экструзии». Цель работы – обоснование движущих сил образования флюидолитов, слагающих купольные шунгитоносные структуры и заполняющих разломы в надкупольных горизонтах палеопротерозоя Онежского синклинория. В работе приведены сведения о природе аномально высокого пластового давления (АВПД), часто фиксируемого в осадочных отложениях. Показано, что оно возникает при уплотнении пород и выделении сорбированной воды, катагенетическом преобразовании органического и минерального вещества, в результате акватермального эффекта, при внедрении высоконапорных флюидов, при тектоническом воздействии на пласт, при осмосе и других природных явлениях. Наиболее важными процессами, сопровождаемыми развитием давления, являются генерация углеводородов и особенно преобразование нефти в газ.

К л ю ч е в ы е с л о в а: реидная тектоника; флюидизация; аномально высокое пластовое давление; грязевые вулканы; Онежская структура.

M. M. Filippov. THE PROBLEM OF THE GENESIS OF PALEOPROTEROZOIC PRIMARY CLAY INJECTIONS, EXTRUSIONS AND DIAPIRS

An analytical review of recent papers on the themes “Fluidolites”, “Clay diapirism”, “Clay injection and extrusion” is offered. These phenomena correspond fundamentally to fluid displacement (water, gas, clay and organic matter), whereas massive sedimentary uplift corresponds to large vertical displacement of stratified solid levels but the deeper cause of the latter could partly be the intrusion of mud plugs. The dynamic phenomena controlled by the development of overpressure at depth, contributing to sedimentary mobilization are reported. These processes include clay mineral dewatering, thermogenic degradation of organic matter and deep high-temperature leaching of terrigenous sediments with formation of mud volcanoes.

Key words: clay tectonics; fluidization; abnormal pressure; mud volcanoes; Onega structure.

Введение

В работе Я. Э. Юдовича [2009] изложены существующие к настоящему времени представления о «флюидном литогенезе» – осадочном

породообразовании за счет восходящих флюидных потоков разного состава, следствием чего являются необычные породы для конкретной осадочной толщи. В основе работы – анализ концепции Г. А. Беленицкой [2005, 2008],

в которой предполагается, что флюидогенные типы пород образуются как дискретно-импульсные (тектоногенные и восходящие) поступления в осадочные бассейны пластичных и флюидизированных (разжиженных, текучих) породных масс (инъекционных по способам поступления материала). Важно отметить, что среди инъекционных флюидолитов Г. А. Белевицкой выделены два типа: «реидно-осадочный» – результат диапиризма или излияния пластично-текучих породных масс (глиняных, кремнистых, соляных) и «флюидизатно-осадочный» – результат извержения флюидизированных породных масс – грязевой, газовой, гидро-, рассольно-соляной вулканизм, в результате которого сформированы локальные купольные или послойные субсогласные тела во вмещающих породах, на морском дне или на дневной поверхности за счет поступления (внедрения) пластичных или текучих масс, которые со временем литифицируются. Движущая субстанция может существенно оказывать влияние на вмещающие породы или просто заполнять все полости и дефекты, встречающиеся на ее пути, создавая специфические формы флюидолитов.

Подобные образования предлагается рассматривать в качестве самостоятельного типа горных пород, имеющего такой же ранг, как осадочные, магматические и метаморфические горные породы [Якобсон и др., 2011]. По теме «Флюидолиты» в отечественной литературе наибольшее внимание уделено породам, происхождение которых связано с воздействием на осадочные и вулканогенно-осадочные породы активных растворов, и в меньшей степени разновидностям реидно-осадочного генезиса.

Для последних характерна форма и размеры тел, нарушающие стратификацию осадков, текстура и структура пород, минеральный состав ксенолитов и основной массы, признаки интеграции и дезинтеграции минеральных фаз и агрегатов, геохимические особенности – нередко аномальный по отношению к вмещающей среде состав и, наоборот, близость состава с подстилающими комплексами [Белевицкая, 2011], следы воздействия флюидных потоков на вмещающую среду, связь с тектоническими нарушениями. К бесспорным признакам пород-флюидолитов А. П. Казак с соавт. [2007] относят: следы перемещения флюидных потоков, «взорванные» ксенолиты и новообразованные высокотемпературные минералы – для гидротермальных разновидностей.

Изучение флюидных потоков в древних отложениях – весьма сложная задача, поскольку при метаморфизме пород многие признаки

рассматриваемого явления либо стираются, либо утрачены. Тем не менее в научных публикациях описаны примеры развития глиняных инъекций и диапиров в отложениях нижнего протерозоя.

В палеопротерозойском осадочном бассейне Франсвиль (Габон) в породах формации FB выявлены [Ossa Ossa, 2010] седиментационные дайки – бесформенные тела пелитолитов в виде протрузий, интрузий и экструзий в алевролитах и песчаниках. Трещины, заполненные ранее флюидизированными органоминеральными соединениями, были образованы, вероятно, в процессе гидроразрыва пласта. Так, в пласте черных аргиллитов-алевролитов с высоким содержанием органического вещества и мощностью около 11 м («глины Мапоба») присутствуют тела алевро-песчаников, секущих вмещающие породы и смятых в складки. В разрезе Моанда также есть многочисленные примеры перемещения вещества во флюидизированном состоянии (формация FB1). Сланцы формации FB и песчаники формации FA (тектонически выведенные в ряде мест выше отложений формации FB) несут типичные признаки существования аномальных пластовых давлений [Gauthier-Lafaye, Weber, 1989]: развитая сеть микротрещин, секущих зерна кварца и их каймы обрастания, автокластические брекчии. Микротрещины вдоль напластования пород обычно ассоциируют с флюидными включениями, т. е. в развитии трещиноватости этого типа основную роль играли флюиды. Реконструкция вероятного давления в сланцах формации FB показала [Gauthier-Lafaye, Weber, 1989], что гидростатическое давление в подошве свиты до завершения литификации пород действительно могло превышать литостатическое и создавать условия для образования недоуплотненных зон, а выше по разрезу – для образования трещин гидроразрыва.

Основные положения диапировой модели формирования месторождений шунгитоносных¹ пород максовского типа (Онежская синклинозная структура) подробно изложены в работе [Филиппов, 2000]: рассчитан первичный состав минерального вещества, выявлены признаки первичного коллоидного состояния минерального и шунгитового вещества максовитов и шунгитов², теоретически обоснована возможность

¹ Шунгитовое вещество – органическое вещество, находящееся на апоантрацитовой стадии углефикации.

² Максовиты и шунгиты – шунгитоносные породы (метасапропелиты), содержат соответственно 10–45 и 45–80 % шунгитового вещества, плотные, пелитоморфные. Максовиты – массивные и брекчированные; шунгиты имеют параллелепipedальную отдельность, напоминают антрацит.

развития купольных структур по горизонтам сапропелитов, проанализированы текстурные, структурные, литохимические, геохимические и геофизические признаки, интерпретируемые как следствие формирования складок нагнетания и полидиапировых внутренних структур. В работах [Филиппов и др., 1998; Атлас ..., 2007] приведены особенности катагенеза органо-минеральных комплексов, способствующие длительному сохранению свойств, благоприятных для формирования флюидолитов; а в статье [Филиппов и др., 2004] экспериментально доказано существование систем купольных структур в синклиналиях второго порядка Онежской структуры. Купольные структуры – бескорневые складки с выраженными краевыми синклиналиями. В купольных телах очевидны признаки существования аномально высокого пластового давления (АВПД), которое, предположительно, являлось следствием катагенеза органического и минерального вещества (автокластические брекчии, пропитка углеводородами обломков, миндалины, свидетельствующие о развитии вторичной пористости и о низкой плотности пород). В купольных структурах наблюдается характерная зональность в распределении углерода: первый уровень – общее повышение содержания от периферии складки к ее центру и к апикальной части; второй уровень – образование структур типа «купол в куполе», характерных грибообразных обособлений с относительно более высоким содержанием углерода, генезис которых в теории диапиризма трактуется как дифференциация вещества по плотности в процессе формирования внутренних (в первичном куполе) складок нагнетания. На границе с вмещающими породами присутствуют своеобразные краевые брекчии, представленные обломками алевролитов, сланцев карбонатных пород, сцементированные тонким органо-кремнистым материалом, близким по составу к типичным максовитам. Выявленные признаки контактовых изменений сапропелитов Максовского месторождения указывают на то, что внедрение силлов габродолеритов было более поздним по отношению к формированию купольной структуры; к моменту внедрения интрузий породы не утратили склонность к пластическим деформациям [Филиппов, Первунина, 2014]. Под влиянием тепла интрузий основных пород органоглины приобретали способность к течению за счет уменьшения вязкости, появления углеводородов и повышения пористости, что могло оказать влияние на заключительные стадии развития диапировых складок и на формирование инъекций органоглин в надкупольном пространстве.

Субпластовые тела шунгитов месторождения Шуньга рассматриваются в модели как диапировые «шляпы»; для них характерна мелкая гофрированность, флюидалные текстуры, свидетельствующие о движении вещества под давлением, высокое содержание углерода и повышенное – биофильных элементов. На участке Тетюгино выявлены прямые и косвенные признаки локальной (наддиапировой) тектоники, при этом разломы заполнены экструзивным материалом (инъекциями метасапропелитов) с очевидными признаками диапирового меланжа [Филиппов и др., в печати].

В обзоре рассмотрены современные представления о глиняном диапиризме, о грязевом вулканизме, об инъекциях вязко-пластичного вещества, о накоплении осадков над развивающимися диапирами, о разрывной тектонике, связанной с формированием диапиров, об особенностях диагенеза и катагенеза минерального вещества осадочных пород с высоким первичным содержанием органического вещества. Эти материалы были положены в основу интерпретации наблюдаемых в протерозойских разрезах признаков существования АВПД, которое, вероятно, способствовало формированию купольных шунгитоносных структур максовского типа, инъекций органо-минерального вещества, изучаемых на участках Максовском, Зажогинском и других на территории Онежской структуры, развитию в надкупольном пространстве блоковой тектоники и месторождений флюидолитов шуньгского типа. Аналитический обзор позволяет наметить нерешенные проблемы исследования шунгитоносных образований.

Типичные признаки флюидолитов

Флюидалность пород – наиболее типичный признак флюидолитов [Казак и др., 2007], который характеризуется однонаправленным расположением микролитов и крупных частиц, принимаемым часто за следы оползания или за седиментационную слоистость. Микролиты обычно дезинтегрированы и деформированы, зерна расщеплены и растащены флюидопотоками, вплоть до превращения их в скелетные формы в сочетании с идеально округленными зернами. Характерны также бесформенные сгустки вещества с расплывчатыми очертаниями, с апофизами и ответвленными жилками, внедренными во вмещающую породу. Не менее важный признак – степень «окатанности» ксенолитов, зависящий от интенсивности флюидного потока и длительности движения обломков до начала литификации породы,

а также от состава пород. Ксенолиты, продолжительное время находившиеся во флюидно-газовом потоке, где энергия передается равномерно по всем направлениям, приобретают форму, близкую к шарообразной; в водной же среде обломки обычно имеют форму уплощенного трехосного эллипсоида [Голубева, 2003]. При этом не исключается и воздействие реакционно-активных флюидов [Казак и др., 2007] – характерные каемки и оторочки на контакте ксенолитов с флюидопотоком, формирующиеся либо из-за перепадов температуры между поступающей флюидизированной массой и вмещающей средой, либо из-за высокого давления во флюидном потоке, либо вследствие химической активности потоков. Нередко флюидолиты с крупными округлыми ксенолитами ошибочно относят к конгломератам или валунникам.

Наиболее известное проявление реидной тектоники – «кластические» дайки, песчаные инъекции в твердые, потерявшие пластичность глины [Холодов, 1987]. Формирование даек – это процесс внедрения песчаной пульпы под влиянием высокого пластового давления флюидов, образующихся при гидрослюдизации глинистых минералов. В известных примерах процесс развивается в случае перекрытия обводненных песчаных пород глинистыми породами с низкой проницаемостью. Внедрение пльвуна в трещины сопровождается механическим отрывом от ее стенок, захватом и выносом остроугольных обломков вмещающих пород. Предполагается [Taj et al., 2014], что разжижение песчаных масс часто инициируется землетрясениями. Глиняный диапиризм и формирование инъекций глиняного материала по разломам – явления также достаточно распространенные. В научной литературе описаны их конкретные примеры, имеется много сведений о движущих силах развития этих процессов.

Глиняные диапиры, инъекции глин

Термин «глиняные диапиры» подразумевает достаточно крупные тела осадочного материала, внедренные в перекрывающую толщу в результате вязко-пластичного течения. Например, глиняная интрузия островной дуги Сунда (Индонезия) имеет максимальные размеры $2,5 \times 18$ км [Pickering et al., 1988]. В ряде регионов глиняные диапиры образуют отдельные острова. Глины, мергели, аргиллиты, глинистые сланцы являются обычным материалом, слагающим диапировые структуры, которые встречаются как в древних, так и в молодых разрезах осадочных пород.

В настоящее время общепринятое мнение о процессах мобилизации глинистых масс отсутствует. Наиболее часто явление объясняют с позиций соляной тектоники, степень теоретической разработанности которой несопоставимо более глубока. Однако очевидно, что закономерности мобилизации осадочных пород с высоким содержанием глинистого вещества и соли существенно отличаются.

Флюидизация (псевдооживление) осадков, находящихся в условиях аномального давления, может дать начало формированию глиняных диапиров (и инъекций) в случае развития разрывной тектоники, резкого увеличения мощности перекрывающих пород, например, при надвигах блоков относительно плотных пород или оползании осадков в условиях морского склона (турбидиты), ведущих к инверсии плотности в разрезах. Аномальное (выше литостатического) давление возникает при генерации углеводородов, например метана [Hedberg, 1974], или развитии процессов выделения воды при уплотнении и дегидратации глинистых минералов (удаление сорбированной и связанной воды, например, при переходе монтмориллонита в иллит). Названные процессы идут при температуре выше 100°C , которая достигается при погружении осадков на глубину или при внедрении магмы в осадочную толщу.

Процесс уплотнения осадочных пород сопровождается (на первом этапе) резким уменьшением проницаемости пород, что затрудняет удаление газообразных и жидких продуктов и вызывает повышение пористости, т. е. снижение плотности. Эта ситуация в ряде случаев ускоряется, например, при резком росте осадконакопления в процессе формирования турбидитов, освобождении связанной воды из глинистых минералов, акватермальном эффекте, термальной дегградации нефти и др. Уплотнение пород может замедляться, особенно глинистых, содержащих органическое вещество, например, за счет образования пузырьков метана. Примеры недоуплотненных горизонтов глинистых пород многочисленны, особенно для кайнозоя и мезозоя, однако такие примеры встречаются и в протерозойских отложениях. Недоуплотненные тела глинистых пород всегда имеют признаки течения и связаны с глиняными диапирами. Фиксируемые на практике примеры недоуплотненных пород и приведенное объяснение причин этого явления подтверждены экспериментально в ряде работ, например [Зхус, Бахтин, 1979]. В зонах развития АВПД плотность глин не превышает $2,1 \text{ г/см}^3$, а в присутствии органического

вещества – существенно меньше (до 1,7 г/см³ на стадии начального катагенеза, что, несомненно, также способствует зарождению и формированию глиняных диапиров. После диагенеза глины находятся в пластичном состоянии с сохранением коагуляционно-тиксотропных структурных связей [Горькова, 1975]. Недоуплотненные глинистые тела находятся в неравновесном состоянии по отношению к вмещающим породам, т. е. пластичный материал с низкой вязкостью часто является источником вещества для диапиров.

В работе Г. В. Лебедевой [1985] рассмотрены особенности литогенеза пород с высоким содержанием сапропелевого органического вещества (доманикитов), в том числе с преобладанием аутигенного кремнезема, карбонатов, пирита, т. е. по многим характеристикам близких к шунгитоносным породам заонежской свиты. В доманикитах первично-глинистые минералы представлены преимущественно монтмориллонитами. Большое содержание в породе органического вещества существенно влияет на скорость и характер преобразований в диагенезе и катагенезе. После седиментации в осадке образуется много CO₂, создающего восстановительную обстановку, в условиях которой идет образование пирита, каолинизация монтмориллонитов с освобождением кремнезема, образование органо-глинистых соединений (вытеснение крупными органическими молекулами воды из межпакетного пространства монтмориллонитов с образованием кристаллохимических связей) и гидрофобизация пород. После гидрофобизации невозможны ионные реакции, поэтому в конце диагенеза – начале катагенеза минеральное вещество практически остается без изменений. В то же время органическое вещество постепенно меняется, в том числе в органо-глинистых соединениях. Так, к концу МК₁ межслоевое пространство монтмориллонитов занято преимущественно небольшими по размеру циклическими ядрами органического вещества, практически без периферийных радикалов. На этапе МК₂ (главная фаза образования нефти) органо-глинистые соединения разрушаются, структура монтмориллонита восстанавливается, наблюдается миграция нефти, порода становится гидрофильной и появляется возможность гидрослюдизации глинистых минералов. Изменение плотности доманикитов в диагенезе и катагенезе также специфично. При гидрофобизации пород пористость скачкообразно падает, а затем ее снижение идет очень медленно вплоть до распада органо-глинистых соединений и потери углеводов.

Районы развития глиняного диапиризма тяготеют к современным подвижным поясам и зонам рифтогенеза. География развития глиняных диапиров очень широка: по Г. О'Брайену [O'Brien, 1968], к числу районов, в которых известны проявления глиняного диапиризма, относятся: бассейн Мексиканского залива (Южный Техас, Луизиана), о. Тринидад, Северо-Западная Колумбия, Восточная Венесуэла, Крымско-Кавказская область, Западная Туркмения, долина р. По, Мараканский хребет (провинция Белуджистан), Бирма, Андаманские о-ва, о. Новая Гвинея, восточная окраина Ливийской пустыни, западная часть Сирии, Иран, Пакистан, Индонезия и многие другие. Глиняные диапировые купола были также установлены на погруженном краевом плато Воринг (Норвежское море). Во всех районах развития глиняных диапиров отмечается выход метана, иногда формируются грязевые вулканы. Они встречаются как в древних, так и в молодых разрезах осадочных пород.

Диапиры (соляные и глиняные) имеют сложную внутреннюю структуру, которая указывает на течение вещества [Gilreath, 1968]. Чаще это вертикальное движение материала в центре структуры и близкое к горизонтальному – на периферии. В более позднюю стадию уплотнения и консолидации глин и кристаллизации глинистых минералов породы становятся более хрупкими, и в случае минимального повышения внутреннего давления в них развивается микротрещиноватость и брекчирование. Под воздействием развивающегося диапира во вмещающей среде также образуются трещины и зоны дробленных пород.

Геология районов, где существуют проявления диапиров, имеет свои особенности. При этом характерные признаки есть как в самих интрузиях соли, так и во вмещающих осадочных породах. По Ф. Трусхейму [Trusheim, 1960], начальная стадия движения соли – подушечная. Широкие выпуклые вверх соляные купола сформированы в кровле пластов соли как реакция пластичной соли на неравномерную седиментационную нагрузку, возможно – как результат тектонической активности. Осадки, отложенные в областях активного роста подушки, имеют меньшую мощность вокруг флангов купола и над сводом купола. Если темп роста купола больше, чем скорость осадконакопления, то появляются угловые несогласия в перекрывающих осадках над куполом и вокруг него. Незначительное увеличение мощности осадков наблюдается на внешних флангах растущей подушки. В течение собственно диапировой стадии форма структуры изменяется от купола

с малыми углами крыльев к штоку с почти вертикальными стенками. Рядом с диапиром формируется вторичная кольцевая синклиналь, над которой образуются значительно более мощные осадки (до 215 %). Отток соли из флангов подушки ведет к изменению углов залегания отложений на противоположное, в результате чего формируются «черепашковидные» антиклинальные структуры. В постдиапировую стадию соль продолжает подниматься сквозь осадочную толщу без подпитки снизу, поэтому образуется небольшая третичная кольцевая синклиналь.

Развитие диапиров моделируют математически и физически. При физическом моделировании для исследования процесса формирования куполов и перекрывающих осадков, развития трещин вокруг свода купола и нарушений слоев вокруг него используют асфальт, поднимающийся через слои песка и глины, или силиконовую замазку различной плотности. В работе Н. Лемона [Lemon, 1985] приведены результаты физического моделирования осадконакопления вблизи растущих диапиров и выполнено детальное сопоставление моделей с позднедокембрийским брекчированным телом Оратунга Южной Австралии. Модель представляет подушечную, а также собственно диапировую и постдиапировую стадии движения соли. При моделировании получена кольцевая синклиналь, сводовые несогласия и антиклинали с многочисленными поверхностными разломами, т. е. все признаки, которые наблюдаются в районах развития диапиров.

В научной литературе описаны многочисленные результаты физического моделирования солянокупольных структур, не выходящих на поверхность, т. е. перекрытых осадочными породами разного состава и реологических свойств, в том числе не способных к пластическим деформациям. Полевые наблюдения и результаты экспериментов моделирования свидетельствуют о том, что над куполом формируется сложная система деформаций покрывки [Davison et al., 1993]. Картина деформаций зависит от формы купольного тела. Протяженное тело образует в покрывке гребневидный горст, обрамленный двумя симметричными грабенами. На периферии могут быть образованы грабены, развернутые вплоть до обратного залегания слоев. По разломам, падающим в сторону центра купола, грабены развернуты относительно этого центра в разные стороны до 100° . Ширина зоны разломов в 2–3 раза больше, чем ширина линейного диапирового тела. Симметричное купольное тело формирует концентрические разломы, падающие также

к центру купола. Обычно наблюдается система из двух коаксиальных и многочисленных радиальных разломов. В сводовом горсте в обоих случаях перекрывающие породы не деформированы, их горизонтальное залегание сохраняется. В грабенах горизонтальное залегание слоев всегда нарушено, слои сильно деформированы. Характерные для диапировых структур краевые синклинали в совокупности с краевыми разломами покрывки создают необычные по геологии участки, где нарушается стратиграфическая последовательность отложений. Из материнского купола выжимается вязкий материал, который формирует штокообразные тела (первичное и вторичное – доминирующее) в перекрывающих горизонтах и заполняет в них трещины и разломы, формируются выраженные краевые синклинали (первичная – основная и вторичная – за счет частичного выдавливания вещества в краевые сбросы и в перекрывающие горизонты). Образование боковых апофиз из материала питающего слоя истощает его и ускоряет завершение развития диапировой структуры, т. е. в некоторых случаях могут формироваться несколько диапировых шляп небольшого размера.

Пример деформации покрывки над соляным штоком приведен в работе [Brinkman, Lötters, 1968]. Система разломов состоит (рис. 1) из двух симметричных, кольцевых и многочисленных радиальных, линейных, расходящихся от центра разломов. В естественных условиях надкупольные зоны разломов очень сложны для картирования геофизическими методами. Например, малая эффективность сейсморазведки обусловлена многочисленными крутопадающими слабо отражающими границами.

Характер проявления растущего диапира в рельефе зависит от темпа, с которым поднимается соль в диапире, и скорости возможного размывания соли при поднятии на земную поверхность или дно морского бассейна. Эвапориты нередко переносят множество экзотических блоков, формирующих брекчию в виде больших ксенолитов внутри диапировых тел. Эти блоки состоят из вмещающих пород и часто представлены доломитами, известняками, песчаниками, конгломератами, сланцами, породами кристаллического фундамента, гранитами, габбро, диабазами, туфами, игнибридами и подушечными лавами.

Геологическое картирование участка над солянокупольной структурой Райтбрук (Германия), сейсморазведочные данные и математическое моделирование [Yin et al., 2009] позволили выявить основные этапы развития разломов в перекрывающей толще пород. Над

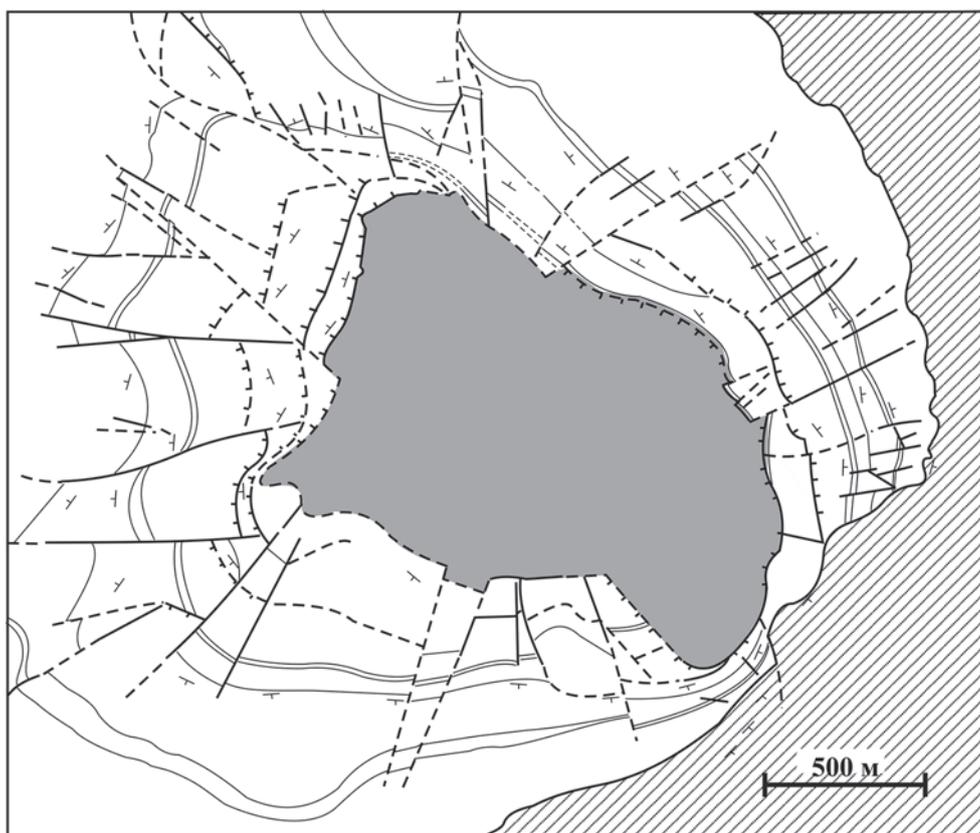


Рис. 1. Геологическая карта участка над соляным диапиром Poza de la Sal (Испания) [Brinkman et al., 1968]:

1 – юрские и меловые отложения; 2 – отложения верхнего триаса; 3 – третичные отложения; 4 – разломы: а) выявленные, б) предполагаемые; 5 – границы блоков, контрастно отличающиеся элементами залегания: а) выявленные, б) предполагаемые

сводом купола сначала формируется главный разлом, который затем существенно определяет весь рисунок локальной тектоники (рис. 2). Радиальные разломы нередко накладываются на полигональные разломы, образованные за счет уплотнения осадочных пород, особенно тонкодисперсных [Cartwright, Lonergan, 1996] при обезвоживании. Амплитуда смещения блоков по радиальным разломам уменьшается от центра купола к его периферии.

С существенными трудностями гравитационная гипотеза образования глиняных диапиров сталкивается при объяснении примеров, которые обычно не сопровождаются инверсией плотности в разрезе. Так, в бассейне Мексиканского залива глины, участвующие в процессах нагнетания, по данным Н. Магары, уплотнены до такой степени, которой нормальные глины достигают лишь на глубине 2135–2440 м [1982]. Перечисленные выше районы существования глиняного диапиризма тяготеют к современным подвижным поясам и зонам

рифтогенеза, следовательно, можно предположить, что тектонический фактор является определяющим в развитии этого явления. Тем не менее для объяснения рассматриваемого процесса чаще всего используют гипотезу изостатического всплывания, причем обычно считается, что необходимая для него инверсия плотностей обеспечивается избыточным газом и водонасыщением глин активного слоя.

Главное отличие глинистых пород от соли заключается в зависимости реологических свойств от внешних условий. Так, соль не меняет характеристики при изменении температуры и глубины погружения осадочной толщи, а вязкость и прочность глинистых пород в сильной степени зависят от температуры и стадии катагенеза: если породы находятся в условиях АВПД и недоуплотнены, то они становятся мобильными и деформируются при низких нагрузках, в результате чего в перекрывающей толще появляются трещины гидроразрыва, диапировые структуры и грязевые вулканы [Mourgues

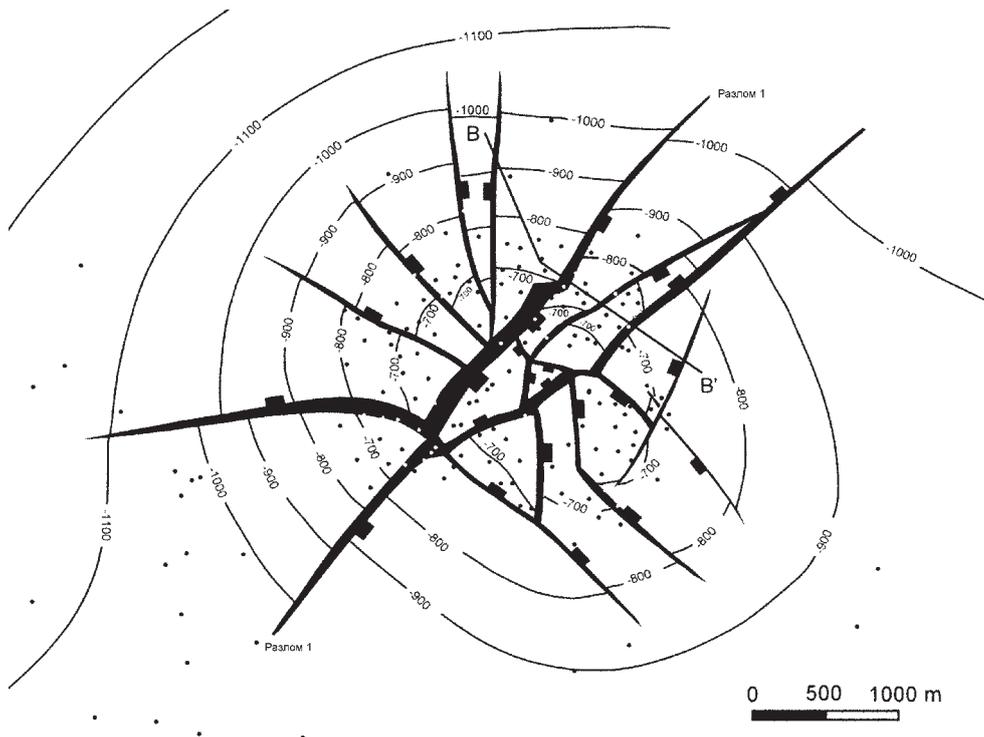


Рис. 2. Главный разлом и система радиальных разломов над соляным диапиром Райтброк (Германия) – по [Yin et al., 2009]. Изолинии рельефа проведены через 100 м

et al., 2009]. По мнению Р. Чапмена [Chapman, 1974], складчатость нагнетания развивается в регрессивных сериях молодых осадков, представленных мощной толщей глин и перекрывающих их песков. После начала отложения последних глины подвергаются уплотнению сверху вниз, что ведет к запечатыванию выделяющихся при этом поровых флюидов и росту порового давления. Ссылаясь на расчеты, Р. Чапмен указывает [1974], что АВПД в глинах может поддерживаться на протяжении $20 \cdot 10^6$ лет и более. Это приводит к недоуплотнению глин, к снижению эффективной вязкости, инверсии плотностей, что в свою очередь служит причиной развития процессов нагнетания (при неравномерном давлении на активный слой).

Деформационные свойства глин определяются главным образом количественным соотношением твердой и жидкой (а также газообразной) фаз, ее структурой¹. В глинах различают водно-коллоидные связи, обусловленные электромолекулярными силами взаимодействия минеральных частиц с пленками воды и коллоидными оболочками, и кристаллизационные связи, приводящие к образованию новых поликристаллических соединений, которые не

восстанавливаются после разрушения [Горькова, 1975]. Пластическое течение более или менее уплотненных глин может начаться только тогда, когда испытываемое ими напряжение сдвига превысит критическое. Пластическим деформациям глин способствует повышение порового давления флюидов, которое может быть обусловлено поступлением пузырьков газа в связи с бактериальным разложением органического вещества, притоком газа с глубины, уменьшением пористости вследствие тектонического и геостатического сжатия, выделением воды при переходе монтмориллонита в иллит и т. п.

Рост ядер нагнетания начинается в тех случаях, когда развивающееся в глинах компрессионное давление превышает длительную прочность (или условный предел текучести) вышележащих пород. Выявленное Ф. Трусхеймом [Trusheim, 1960] двухъярусное строение структур нагнетания, возможно, объясняется тем, что деформация пород над ними первоначально распределяется равномерно, а в дальнейшем, когда поперечный изгиб достигает определенной величины, в породах верхнего комплекса обособляются локальные ослабленные зоны, по направлению к которым и происходит течение материала активного слоя. Зоны выжимания локализируются на тех участках, где подстилающие породы испытывают сводовое

¹ Термин коллоидной химии, подразумевает взаимное расположение частиц, а также характер связи между ними в различных условиях.

либо блоковое поднятие, или непосредственно над пересекающими их разломами.

Поскольку медленное течение глин сопровождается их уплотнением, то снятие напряжений (или их уменьшение ниже критического) приводит к прекращению ползучести. Подвижность зависит от состава пород, характера структурных связей и влажности. При определенных условиях, в частности при высоком содержании флюидов и росте порового давления до величины геостатического, глины за пределом ползучести могут полностью разжижаться и течь, как вязкая ньютоновская жидкость. Разжижению глин чрезвычайно способствуют различные динамические воздействия, особенно вибрация, связанная с землетрясениями. Наиболее вероятным источником периодического возрастания влажности глин является приток флюидов с глубины по зонам разломов в подстилающем субстрате. Разжижение глин сопровождается грязевыми извержениями с выделением огромного количества газа и избыточной воды, после чего процесс нагнетания может на некоторое время прекратиться или продолжаться за счет медленной равномерной пластической деформации (установившейся ползучести).

В одной из ранних работ о глиняных диапирях [Лебедева, 1958] проведено сопоставление антиклинальных структур Керченско-Таманской области с ядрами, сложенными третичными мягкими глинами, и результатов физического моделирования процесса выжимания вещества под действием нагрузки вышележащих отложений, а также при поднятии штампа, расположенного под слоем пластичного вещества. В природных условиях диапировые складки развиваются как усложнение сводов протяженных антиклинальных складок (валов). В диапировом ядре Кореньковской складки глина смята в мелкие сжатые килевидные складки, осложненные разрывами, она тонко рассланцована и разлинзована, что проявляется в плотно притертых друг к другу ромбоэдрах, длинные оси которых ориентированы параллельно осевым плоскостям складок. В опытах внутренние части ядра при движении несколько отстают от краевых частей, поэтому на периферии ядра формируются более высокие и сжатые складки и разрывы.

А. М. Добрянский [1964] считает, что большинство антиклинальных структур, осложняющих главную антиклиналь Донбасса (Горловскую антиклиналь), можно отнести к диапировым структурам. Центры брахиантиклиналей отстоят друг от друга почти на одинаковом расстоянии (1700–2000 м), они

несколько асимметричны в плане и в разрезе, их длинные оси примерно параллельны между собой, углы падения крыльев от 10 до 45°. Для всех отмечается локальный характер, т. е. на расстоянии 700 м от центра поднятия оно не оказывает влияния на простирание пород; мощность сланцевой толщи в межкупольных промежутках на 10–20 % меньше, чем в центре антиклинали. Поднятия разбиты крутыми разрывами, расположенными радиально, смещения по ним достигают 2 м, часть трещин выполнена углисто-глинистым материалом с зеркалами скольжения на стенках трещин.

В процессе развития глиняных диапиров образуются своеобразные брекчии (диапировый меланж), отличающиеся от брекчий тектонического генезиса. Большинство хаотических отложений в диапирах не имеет внутренней стратификации или слоистости даже на интервалах в несколько сотен метров. Естественно, что между блоками и матриксом обычны возрастные различия. В центре диапира ориентация обломков случайная, а на периферии – длинные оси обычно располагаются параллельно направлению движения вещества. Дополнительные признаки, отличающие меланж диапирового типа от других видов меланжа, выявлены авторами работы [Levis, Byrne, 1996] на юго-западе Японии в пределах глиняного диапира Тако. В глинистом матриксе блоки песчаника имеют разнообразные типы агрегации. Характерно объемное образование трещин на блоках разного размера. Трещины, делящие блоки на более мелкие субблоки, как правило, заполнены глинистым материалом. Подобная текстура песчаников выглядит так, будто они «взорваны» изнутри, что позволило авторам предложить механизм их образования как изотропное расширение. С учетом характера развития трещин по всему объему блоков, особенностей заполнения глиной тонких трещин и наличия по краям самых мелких обломков зон обесцвечивания с относительно низкой пористостью сделан вывод о том, что разрушение блоков и развитие гало по краям частично были синхронизированы. Показано, что поры в краевых частях блоков почти нацело заполнены смектитом. Обесцвечивание поверхности обломков песчаника и объемное их разрушение явилось следствием многократно повторяющихся режимов запечатывания порового пространства блоков и следующего за ним роста давления газовой и флюидной фаз, в том числе углеводородов, выделяющихся при диагенезе глин. Следовательно, наблюдаемые эффекты декомпрессии могут служить признаками диапирового меланжа.

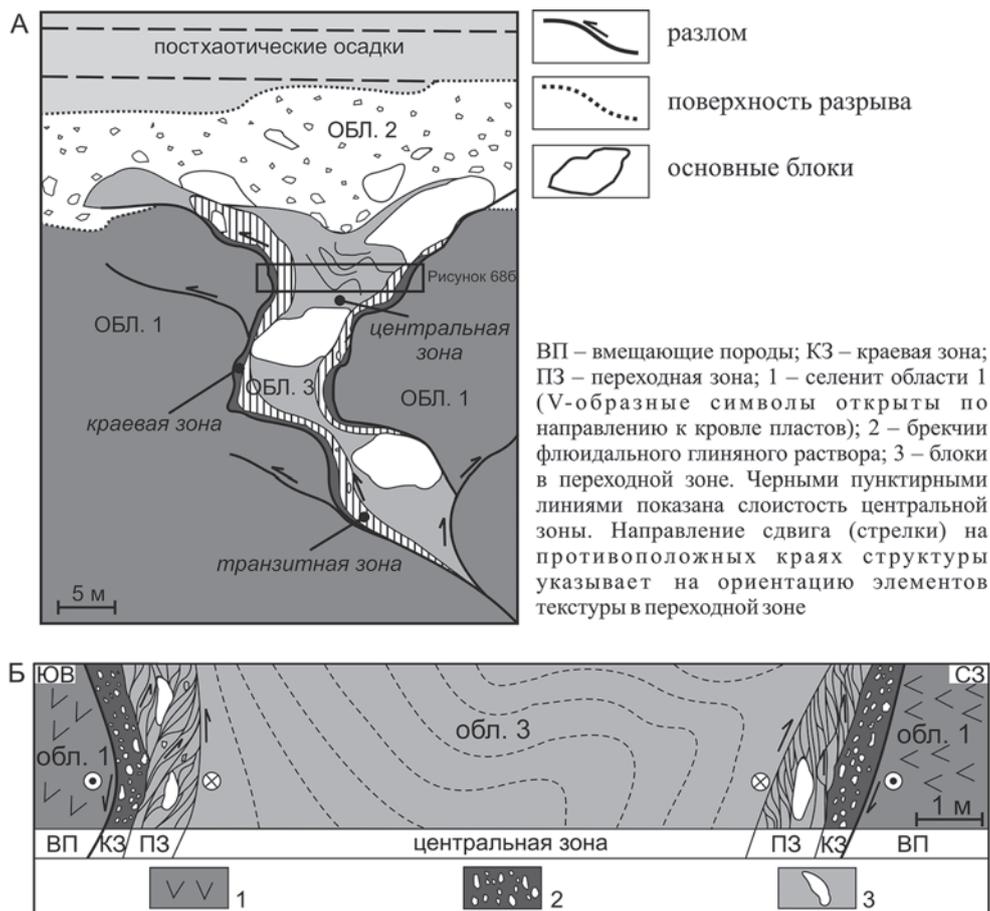


Рис. 3. Пример глиняной экструзии. А – разрез, Б – деталь разреза [Pierre et al., 2007]

Глиняный диапир, как уже было отмечено, может иметь несколько ответвлений (каналов) малых инъекций. Термины «глиняные инъекции», «глиняные высачивания» «глиняные экструзии» относятся к более мелким по масштабу, по сравнению с глиняными диапирами, проявлениям движения флюидов, насыщенных глинистым веществом (метры, десятки метров). В работе [Pickering et al., 1988] описаны глиняные инъекции на примере пояса Шиманто (юго-запад Японии) и приведены критерии для их распознавания в районах, где они часто ассоциируют с меланжем, образованным при переотложении вещества в условиях турбидитовых потоков, оползней или за счет тектонических движений.

Контакты глиняной инъекции с вмещающими породами могут быть параллельными, секущими или перпендикулярными к слоистости; на периферии инъекции могут быть складки волочения в слоистых породах. Роль матрикса в меланже выполняют плохо сортированные, незрелые осадки, тонкий материал разрушенных под давлением пород, расланцованные аргиллиты. В состав глинистых минералов преимущественно входят смектит,

иллит, хлорит. В матриксе присутствуют обломки, блоки и пластины песчаников, базальтов, кремней, аргиллитов. Обломки песчаников и базальтов часто оказываются гладкими, а обломки известняка и кремнистых пород обычно негладкие, угловатые. Форма обломков самая разнообразная, от округлой до уплощенной. Ориентация блоков может быть разнонаправленной, что обычно для центральных частей глиняных диапиров и экструзий, а на периферии обломки чаще всего ориентированы вдоль границ с вмещающими породами. На границе с инъекциями во вмещающих породах часто формируются текстуры типа «чешуйчатые глины», представляющие собой пропитанные под давлением тонким глинистым материалом разрыхленные вмещающие породы. Большинство хаотических отложений в диапирах не имеет внутренней стратиграфии или слоистости даже на интервалах в несколько сотен метров. Естественно, что между блоками и матриксом обычны возрастные различия. Глиняные инъекции в орогенных поясах могут быть разделены, срезаны и превращены в более сложный меланж, как это наблюдается в районах субдукции (Япония). По мнению Д. Оранжа [Orange,

1990], диапировый меланж характеризуется наличием круговой сланцеватости в плане, хорошо развитым кливажным рассланцеванием на контактах и его отсутствием в центре, обратной складчатостью, редкими посторонними обломками. Обломки сильно отличаются по форме: от линзовидной на контактах до угловатой в центре, причем большие обломки встречаются только в центре. Это объясняется существованием повышенных напряжений на периферии. В этих участках расположение длинных осей обломков строго соответствует направлению контактов.

Интересный пример формирования глиняных экструзий приведен в работе [Pierre et al., 2007]. В осадочном бассейне Пьемонт третичного возраста (северо-запад Италии) карьером вскрыт разлом растяжения мощностью до 15 м, заполненный деформированным мергелем с хаотичными по характеру распределения и форме блоками гипса и карбонатных пород. Между центром и периферией разлома по степени деформации достаточно четко выделяются три зоны (рис. 3). Центральная зона мощностью 8–10 м деформирована слабо, фиксируются асимметричные складки с нерегулярным расположением осей и разными углами их погружения, кливаж отсутствует. В этой зоне угловатые крупные блоки гипса и карбонатов размером от 1 м до нескольких десятков метров распределены редко. Переходная зона мощностью 0,5–1 м состоит из интенсивно дробленого мергеля. Трещины кливажа параллельны стенкам разлома, интенсивность кливажа возрастает по направлению к периферии. Длинные оси обломков гипса и карбонатных пород также развернуты параллельно линиям кливажа. Размер обломков не превышает нескольких дм, т. е. эта зона представлена дислокационной брекчией и брекчией с глиняным цементом. Третья, краевая, зона мощностью 10–30 см – типичная глиняная брекчия с угловатыми обломками мергеля и песчаников размером от 1 мм до 1 см. Для брекчии характерны флюидальные текстуры. Выявленная тенденция изменения размера обломков пород в глиняной экструзии свидетельствует о росте градиента скорости перемещения материала по направлению к контактам с вмещающей породой. По мнению авторов работы [Pierre et al., 2007], причина образования глиняной экструзии – аномальное давление, которое могло появиться при воздействии тектоники, а также, возможно, под влиянием давления более молодых осадков, инверсии плотности, генерации и миграции метана.

В складчатом поясе Центральных Аппалач (восточная Пенсильвания) выявлено [Codegone

et al., 2012] несколько ярких примеров неметаморфизованных крупных тел, хаотически сложенных разными породами, в том числе в районе г. Куцтаун меланж диапировой природы. Это неправильное по форме тело длиной около 1 км, сложенное переслаиванием аргиллитов и граувакк среднего-верхнего ордовика. Как и в работе [Pierre et al., 2007], здесь выделяется центральная и периферийные зоны. В краевой зоне мощностью 150–200 м развиты трещины кливажа с углами падения к центру 35–55°. Обломочный материал в аргиллитовой матрице представлен граувакками, аргиллитом, известняком и кремнистыми породами. Размеры обломков – от 1 см до нескольких дм, они преимущественно вытянутые по форме или линзообразные, их длинные оси ориентированы вдоль трещин кливажа. В центральной зоне (диаметр около 400 м) трещины кливажа отсутствуют, обломки угловатые, редкие, распределены в матрице нерегулярно. Обломки по литологии относятся к одному стратиграфическому интервалу, по составу это граувакки, известняки, аргиллиты; размеры включений до 4 м в ширину и до 10 м в длину; местами обломки по краям имеют трещины, заполненные листоватым аргиллитом. Все отмеченные признаки центральной и периферийных зон согласуются с механизмом формирования экструзий слабо консолидированных осадков под давлением (течение вязкой жидкости при меняющихся во времени условиях).

Итак, глиняный диапиризм и формирование инъекций глиняного материала – явления достаточно распространенные. В научной литературе описаны их конкретные примеры, имеется много сведений о движущих силах развития этих процессов, т. е. трактовка наблюдаемых на Максовском месторождении и на участке Тетюгино фактов [Филиппов, Дейнес, 2012; Филиппов и др., 2016] вполне соответствует современным представлениям о подобных природных явлениях.

Грязевые вулканы и их генетическая связь с глиняными диапирами

Термин «грязевые вулканы» обычно используется для обозначения более или менее сильных извержений или поверхностных экструзий обводненного ила или глины, которые почти всегда сопровождаются выходом метана. Извержения формируют отложения твердых глин вокруг устья, которые могут иметь коническую или вулканоподобную форму. Источник глинистого вещества – горизонты глин или диапиры, сложенные пластичными и часто

недоуплотненными глинами. В районах развития глиняного диапиризма распространение АВПД сопровождается проявлениями современного (Керченско-Таманская область, Апшеронский полуостров и др.) и ископаемого (Южный Техас и др.) грязевого вулканизма. Деятельность грязевых вулканов сопровождается интенсивным выделением газов, в составе которых практически повсеместно господствует метан. Так, средний состав газов, выделяющихся при грязевом вулканизме в Керченско-Таманской области, характеризуется следующими цифрами: метан – 83 %, углекислый газ – 13 %, азот – не более нескольких процентов, тяжелые углеводороды – доли процента [Шнюков и др., 1986]. Сероводород обычно не улавливается из-за его быстрого разложения [Магара, 1982]. Известно, что метан образуется при разложении рассеянного в породах органического вещества анаэробными бактериями. Этот процесс, исходя из температурных условий, вероятно, возможен в верхних горизонтах осадочных пород, по Х. Хедбергу, до глубин 1–2 км. Однако теперь установлено, что основная масса метана – результат термохимических превращений органического вещества осадочных пород на больших глубинах, в так называемой метановой зоне.

Приток газа с этих глубин, как считают ряд авторов, и обуславливает наличие АВПД в верхних горизонтах разреза. Такой приток осуществляется по зонам повышенной проницаемости, связанным с разломами. Неслучайно поэтому, грязевые вулканы, как показано в работах П. П. Авдусина, А. Г. Дурмишьяна, В. А. Горина, З. А. Буниат-Заде и др., обычно располагаются вдоль трасс крупных (глубинных) разломов или на их пересечениях. При этом прорыв разжиженной глиной вышележащих пород нередко сравнивается с гидроразрывом. Вместе с глинистым материалом среди продуктов грязевых извержений нередко наблюдаются вынесенные с глубины в несколько километров блоки жестких пород, объем которых может достигать десятков и даже сотен кубических метров.

Грязевые вулканы обычно трассируют разломы или крутые антиклинальные складки. Подобные структуры нередко имеют ядро диапирового типа, сложенное выдавленными глинами, брекчиями и осложненное многочисленными разломами [Холодов, 1987]. Основной механизм образования избыточного давления в мощных толщах глин, по В. Н. Холодову, это фазовые переходы глинистых минералов в области высоких температур и давлений, главным образом при иллитизации смектита. В зоне

перехода существует интервал разуплотнения (дилатансии) и флюидизации глин за счет кристаллизационной воды и многочисленных трещин сдвига. Собственно грязевой вулкан питается из грязевулканической камеры [Собисевич, 2010] по системе вертикальных и наклонных каналов. По ним на поверхность поступает материал разной консистенции, вода, жидкие и газообразные углеводороды. Глубина камер варьирует в широких пределах: от 5 до 20 км.

Наличие грязевого вулканизма указывает на периодическое нарушение медленного роста глиняных ядер нагнетания кратковременными периодами скачкообразного увеличения скорости процесса, сопровождавшимися разжижением и вязким течением нагнетаемого материала в область пониженного давления. Можно предполагать, что это объясняется деформационными свойствами глин и характером развивающихся в них напряжений. Грязевые вулканы завершают тектоническое развитие таких структур. Пульсационный характер извержений вулканов связан с пульсационным же формированием высокого давления метана в глинах или глиняных диапирах. Грязевые вулканы и глиняные гребни, образованные при выходе глиняных диапиров на поверхность, подвержены эрозии и потому имеют плохую сохранность во времени. Итак, грязевые вулканы – это поверхностные явления, часто связанные с развитием на глубине глиняных диапиров.

В монографии [Калинин и др., 2008] выдвинута гипотеза о происхождении купольных залежей максовитов Онежской структуры вследствие деятельности грязевых вулканов. Напомним, что в породах максовского типа отсутствуют признаки слоистости, грязевые же вулканы, связанные либо с нефтяными залежами, либо с глиняными диапирами, развиваются циклично, и потому в их разрезе всегда есть ясные признаки слоистости. В сопочной брекчии очень мало органического вещества, поэтому трудно объяснить высокое содержание углерода в структурах максовского типа. Да, на Максовском месторождении и на многочисленных естественных обнажениях максовитов есть признаки развития аномально высоких пластовых давлений: зоны палеоразгрузки углеводородов [Филиппов, 2013], автокластические брекчии, а также инъекции органо-кремнистого вещества в породах, перекрывающих диапировые структуры. Следовательно, при детальном исследовании купольных шунгитоносных структур следы грязевого вулканизма могут быть обнаружены в отложениях, перекрывающих залежи максовитов.

Механизмы образования АВПД, его роль в развитии глиняных диапиров, инъекций и автокластических брекчий

Связь глиняного диапиризма с АВПД флюидов в активном слое установлена всюду, где проводились соответствующие измерения. Однако по поводу природы АВПД существуют разные точки зрения, не всегда согласующиеся с выводами Р. Чапмена. В частности, довольно широко распространено мнение (К. А. Аникеев, А. А. Орлов и др.) о том, что современные зоны АВПД обусловлены пульсационными проявлениями латерального неотектонического сжатия. Некоторые авторы критикуют гипотезы, связывающие образование АВПД с затрудненным оттоком флюидов из уплотняющихся под действием геостатического давления глин. Так, по оценке В. Ф. Линецкого, время существования АВПД не может превышать нескольких сотен тысяч – первых миллионов лет. П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев показали, что факторы, обусловившие АВПД, действовали сравнительно недавно или даже продолжают действовать (если пластовое давление близко к геостатическому). По их мнению, медленный, постепенно развивающийся из-за роста геостатического давления процесс уплотнения пород не может объяснить возникновение и сохранение АВПД, которое быстро уменьшается до гидростатического за счет диффузии и фильтрации флюидов. Такой же точки зрения придерживаются В. И. Дюнин и другие авторы.

Природа АВПД полигенна [Белонин и др., 2005]. Оно возникает: при уплотнении пород и выделении сорбированной воды, катагенетическом преобразовании органического и минерального вещества, как следствие акватермального эффекта, при внедрении высоконапорных флюидов из более глубоких горизонтов, при тектоническом воздействии на пласт, при осмосе и др. Критический анализ различных механизмов образования АВПД в разрезах, сложенных осадочными породами, проведен М. Осборном и Р. Сварбриком [Osborne, Swarbrick, 1997]. По мнению этих авторов, многие процессы, обычно рассматриваемые в качестве инициирующих АВПД, экспериментально недостаточно обоснованы. Так, в процессе диагенетической дегидратации смектита количество поровой воды максимально увеличивается на 4 % (объемных), что недостаточно для обеспечения условий АВПД. Начало дегидратации отмечается для некоторых бассейнов при 60 °С, завершение – при 150°. Более существенным является тот факт, что при дегидратации меняются реологические свойства пород,

а повышение в них давления может быть следствием неравновесного уплотнения. Переход смектита в иллит идет [Bruce, 1984] по схеме: смектит+КПШ+слюда = иллит+хлорит+H₂O+кварц, при этом освобождается кристаллизационная вода, Si, Ca, Fe, Mg. В процессе дегидратации смектита выделяется около 6,6 % (вес.) воды от первоначального веса глинистой породы. Процесс сопровождается отложением в поровом и трещинном пространстве новообразованных минералов, т. е. уменьшением объема пор за счет цементации, и перекрытием возможных путей миграции флюидов (снижение проницаемости глинистых пород), а значит, повышением давления в пласте. Правда, реакция перехода смектита в иллит может быть заторможена, если в растворах присутствует Na, Ca, Mg. Естественно, что для успешного протекания реакции требуется наличие Al и K. Дегидратация по времени (по требуемой температуре) не всегда совпадает с активной стадией генерации нефти.

Наиболее важными процессами, сопровождаемыми развитием АВПД, являются генерация углеводородов и особенно преобразование нефти в газ. В ряде работ показано, что увеличение объема флюидов при катагенезе керогена достигает 25 %. Вариации оценок обусловлены тем, что конечный результат зависит от типа керогена, предположений о содержании его в породе, о выходе газа и нефти, о плотности остаточного керогена и кокса и от многих других исходных параметров. Присутствие во флюиде нефти ведет к снижению проницаемости пород (по М. Белонину и др. [2005], при равных объемах воды и нефти – в 3 раза). Эффект изменения давления флюида наиболее заметен, когда большие объемы углеводородов образуются в короткий период времени в породах с низкой проницаемостью и когда первичная миграция флюидов затруднена.

Сапропелиты заонежской свиты (Онежская структура) можно отнести именно к этому типу сочетания благоприятных для развития АВПД условий (в них было высокое начальное содержание органического вещества, преобразование керогена в углеводороды шло, вероятно, в относительно короткие сроки из-за повышенного теплового фона, созданного внедрившимися в толщу осадочных пород мощными силами габбродолеритов, до развития микротрещиноватости они имели низкую проницаемость).

По оценке, приведенной в работе [Osborne, Swarbrick, 1997], в породе с пористостью 13 % (объемн.) и содержанием керогена, равным 8 % (вес.), переход ¼ керогена в углеводороды

сопровождается ростом общей эффективной пористости до 18 %, в то время как объем твердой фазы снижается всего на 5 %. Максимальный рост порового давления достигает 7,6 МПа (1100 пси). В работе [Barker, 1990] путем моделирования показано, что 1 баррель нефти (0,16 м³) при крекинге дает около 69 м³ газа (величина зависит от типа сырой нефти), т. е. объем возрастает более чем в 400 раз. Если резервуар хорошо запечатан и полностью заполнен нефтью, то разрушения всего 1 % сырой нефти достаточно для повышения давления до литостатического, после чего наступает наиболее вероятное развитие микротрещин. К этому давлению может быть добавлено и давление, возникающее при дегидратации глинистых минералов. Конечно, следует принимать во внимание и то, что рост давления будет замедлять все процессы преобразования керогена.

Для развития природного термального крекинга нефти с образованием легких газообразных углеводородов, преимущественно метана, требуется температура от 120 до 140 °С, а полное завершение процесса наступает при 180 °С [Hunt, 1979]. Один объем стандартной сырой нефти при крекинге может дать 534,3 объема газа, этого достаточно для повышения давления, способного инициировать массовое развитие микротрещин.

Пример развития микротрещиноватости в карбонатных породах формации Ледюк (верхний девон, штат Альберта, Канада) под влиянием АВПД рассмотрен в работе [Màrquez, Mountjoy, 1996]. Микротрещины широко развиты в известняках и доломитах, они секут все поздние диагенетические фазы вещества, они всегда заполнены битумами с высокими коэффициентами отражения света, приурочены к изолированным, хорошо запечатанным телам. Все микротрещины распространяются от пор в матриксе и относятся к трещинам растяжения. Связь микротрещин с порами свидетельствует о том, что разрушение породы было инициировано при высоком, но сублитостатическом давлении флюида в порах. Развитие микротрещин шло после генерации углеводородов (начало при температуре 70–90 °С) и завершилось в температурном интервале 115–165 °С (температура гомогенизации флюидных включений в позднем кальцитовом цементе, заполняющем на последнем этапе микротрещины). По мнению авторов работы [Màrquez, Mountjoy, 1996], основным механизмом создания АВПД является крекинг нефти. Для доказательства этого приведены данные об отражательной способности и надмолекулярной структуре коллекторных битумов. Битумы

верхней 200-метровой толщи коллектора имеют следы тонкой деформации (фибриллы, ленты) и грубую деформированную ламеллярную текстуру, указывающую на сгущение, рост и фильтрацию пузырьков газа.

Физическое моделирование процесса брекчирования материнского слоя под влиянием АВПД в работе [Zanella et al., 2014] проведено с использованием пчелиного воска и с постепенным нагреванием закрытой системы до температуры его плавления. По сути, были созданы условия, имитирующие природный процесс преобразования керогена в углеводороды. Изменение объема слоя при плавлении воска сопровождалось ростом давления и развитием трещиноватости. После охлаждения экспериментальной установки оказалось, что расплавленный воск частично мигрировал в поровое пространство материнского слоя и перекрывающего материала, а также заполнил трещины гидроразрыва, сформировав силлы.

Одним из признаков развития трещин под влиянием АВПД является характер их заполнения: как правило, это волокнистый кварц, кальцит, гипс, нарастающие перпендикулярно к стенкам в условиях постепенного раскрытия трещин под влиянием повышенного давления. Изучение парагенезиса минералов [Pagnell et al., 2000] показывает, что система таких трещин часто служит путями миграции углеводородов через малопроницаемые глинистые породы. При этом углеводороды предваряют водные растворы. Миграция углеводородов фиксируется либо в виде пленок твердых битумов на стенках трещин или находящихся между волокнами минералов, либо в виде включений в них.

В обзоре рассмотрены современные представления о глиняном диапиризме, о грязевом вулканизме, об инъекциях вязко-пластичного вещества, о накоплении осадков над развивающимися диапирами, о разрывной тектонике, связанной с формированием диапиров, об особенностях диагенеза и катагенеза минерального вещества осадочных пород с высоким первичным содержанием органического вещества. Эти материалы были положены в основу интерпретации наблюдаемых в протерозойских разрезах признаков существования АВПД, которые, вероятно, способствовали формированию купольных шунгитоносных структур максовского типа, инъекций органоминерального вещества, изучаемых на участках Максовском, Зажогинском и других на территории Онежской палеопротерозойской структуры, развитию в надкупольном пространстве блоковой тектоники и месторождений флюидолитов

шунгского типа. Приведенные в обзоре материалы указывают на необходимость продолжения исследований шунгитоносных структур, поскольку до настоящего времени не завершены работы, нацеленные на сбор развернутого доказательства:

- существования признаков АВПД в шунгитоносных горизонтах заонежской свиты;
- развития повышенной пористости органоглин в начальной стадии формирования диапировых структур (недоуплотнение как один из факторов, способствующих их зарождению и развитию);
- совпадения во времени генерации углеводородов и развития куполов; роли в этом процессе силлов габбродолеритов;
- повсеместности распространения шунгитоносных куполов на территории Онежского синклинария;
- предполагаемой близости основных параметров систем купольных структур в разных синклиналях второго порядка (амплитуда, ведущая длина волны);
- связи инъекционных проявлений метасапелитов с купольными структурами;
- флюидогенного генезиса субпластовых тел шунгского типа.

Работа выполнена по Программе фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013–2020 годы: госзадание № 0222–2014–0006, тема 205 «Геология, минералогия и технология шунгитовых пород», реализуемая ФГБУН Институт геологии КарНЦ РАН.

Литература

Атлас текстур и микроструктур шунгитоносных пород Онежского синклинария / Ред. М. М. Филиппов, В. А. Мележик. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 80 с.

Беленицкая Г. А. Роль глубинных флюидов в осадочном пороодо- и рудообразовании // Вулканогенно-осадочное рудообразование. СПб.: ВСЕГЕИ, 1997. С. 155–159.

Беленицкая Г. А. Инъекционно-осадочные типы седиментогенеза // Новые идеи в науках о Земле: VII Междунар. конф. М., 2005. С. 124–125.

Беленицкая Г. А. Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации // Отеч. геология. 2008. № 3. С. 29–45.

Беленицкая Г. А. Флюидное направление литологии: состояние, объекты, задачи // Уч. зап. Казанского ун-та. Ест. науки. 2011. Т. 153, кн. 4. С. 97–113.

Белонин М. Д., Славин В. И., Чилингар Д. В. Аномально высокие давления. Происхождение, прогноз, проблемы освоения залежей углеводородов. СПб.: Недра, 2005. 323 с.

Голубева И. И. Магматогенные флюидизатно-эксплозивные образования Севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 51–55.

Горькова И. М. Физико-химические исследования дисперсных осадочных пород в строительных целях. М.: Стройиздат, 1975. 151 с.

Добрянский А. М. О диапиризме в своде главной антиклинали Донецкого кряжа // ДАН СССР. 1964. Т. 155, № 1. С. 82–87.

Зхус И. Д., Бахтин В. В. Литогенетические преобразования глин в зонах аномального высоких пластовых давлений. М.: Недра, 1979. 139 с.

Казак А. П., Копылова Н. Н., Толмачева Е. В., Якобсон К. Э. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 36 с.

Калинин Ю. К., Калинин А. И., Скоробогатов Г. А. Шунгиты Карелии – для новых стройматериалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб.: СПб ун-т, 2008. 218 с.

Кузнецов В. Г. Molar tooth structure – своеобразная текстура рифейских карбонатных пород // Литосфера. 2005. № 4. С. 136–150.

Лебедева Г. В. Вторичные изменения органо-монтмориллонитовых соединений в доманикитах // Закономерности размещения коллекторов сложного строения и прогноз нефтегазоносности. Л., 1985. С. 94–99.

Лебедева Н. Б. О механизме образования глиняных диапиров // Сов. геология. 1958. С. 76–87.

Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Петрова В. В. О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере оз. Сегозеро) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 2. С. 3–14.

Магара К. Уплотнение пород и миграция флюидов. М.: Недра, 1982. 296 с.

Поспелов Г. Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.

Собисевич А. Л. Избранные задачи математической геофизики и вулканологии. М.: РАН, 2010. С. 258–263.

Филиппов М. М. Антраксолиты. СПб.: Реноме, 2013. 291 с.

Филиппов М. М. Модели формирования месторождений шунгитоносных пород Онежского синклинария: дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 2000. 310 с.

Филиппов М. М., Дейнес Ю. Е., Лохов К. И. и др. Шунгитоносные флюидолиты палеопротерозоя Онежской структуры // Региональная геология и металлогения (в печати).

Филиппов М. М., Бискэ Н. С. Признаки АВПД в метасапелитах заонежской свиты палеопротерозоя Карелии: мат. конф. М.: ИПНГ РАН, 2010. С. 599–603.

Филиппов М. М., Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Минеральная составляющая шунгитовых пород Карелии: первичный состав, источники вещества и связь с шунгитовым углеродом // Литол. полезн. ископ. 1995. № 5. С. 513–524.

Филиппов М. М., Дейнес Ю. Е. Традиционные и эвристические подходы к интерпретации

геолого-геофизических материалов на перспективном для открытия месторождения маковитов участке Толвуйской синклинали // Ученые записки ПетрГУ. Сер. Естеств. и технич. науки. 2012. № 2. С. 49–56.

Филиппов М. М., Клабуков Б. Н., Суханов А. В. Экспериментальное определение основных параметров системы купольных шунгитоносных структур Толвуйской синклинали // Российский геофизический журнал. 2004. № 3. С. 25–30.

Филиппов М. М., Медведев П. В., Ромашкин А. Е. О природе шунгитов Южной Карелии // Литол. ползн. ископ. 1998. № 3. С. 323–332.

Филиппов М. М., Первунина А. В. Литогенетическое состояние сапропелитов при формировании купольных месторождений Онежской структуры // Глубинная нефть. 2014. Т. 2, №. 3. С. 461–476. URL: www.deerpoil.ru/e-journal/3-2014 (дата обращения: 07.05.2016).

Холодов В. Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литол. ползн. ископ. 1987. № 4. С. 12–27.

Шнюков Е. Ф., Соболевский Ю. В., Гратенко Г. И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Киев: Наукова думка, 1986. 148 с.

Юдович Я. Э. Флюидное минералообразование – альтернатива литогенезу? Обзор // Уральский геологический журнал. 2009. № 4 (70). С. 31–80.

Якобсон К. Э., Казак А. П., Копылова Н. Н. и др. Атлас структур и текстур флюидно-эксплозивных пород. СПб.: Минерал, 2011. 66 с.

Яценко Г. М., Сливко Е. М. Флюидизатно-эксплозивное пороодо- и рудообразование (на примере Украинского щита) // Проблемы прогноза, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых. Воронеж: Воронежский ГУ, 2003. С. 191–195.

Barker C. Calculated volume and pressure changes during the thermal cracking of oil to gas in reservoirs // AAPG Bull. 1990. Vol. 74, no. 8. P. 1254–1261.

Brinkman R., Löcters H. Diapirs in western Pyrenees and Foreland, Spain // Diapirism and diapirs / Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 275–292.

Bruce C. H. Smectite dehydration – its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern gulf of Mexico basin // AAPG Bull. 1984. Vol. 68, no. 6. P. 673–683.

Carruthers D., Cartwright J., Jackson Martin P. A., Schutjens P. Origin and timing of layer-bound radial faulting around North Sea salt stocks: New insights into the evolving stress state around rising diapirs // Marine and Petrol. Geol. 2013. Vol. 48. P. 130–148.

Cartwright J., Lonergan L. Volumetric contraction during the compaction of mudrocks: a mechanism for the development of regional scale polygonal fault systems // Basin Research. 1996. Vol. 8. P. 183–193.

Chapman R. E. Clay diapirism and overthrust faulting // Geol. Soc. Am Bull. 1974. Vol. 85. P. 1597–1602.

Cobbold P. R., Le Carlier de Veslud C. Physical modelling of chemical compaction, overpressure development, hydraulic fracturing and thrust detachments in organic-rich source rock // Marine and Petrol. Geol. 2014. Vol. 55. P. 262–274.

Codegone G., Festa A., Dilek Y. Formation of Taconic melanges and brouken formations in the Hamburg Klippe, Central Appalachian Orogenic Belt, Eastern Pennsylvania // Tectonophysics. 2012. Vol. 568–569, no. 9. P. 7–24.

Davison I., Insley M., Harper M. et al. Physical modeling of overburden deformation around salt diapirs // Tectonophysics. 1993. Vol. 228. P. 255–274.

Gauthier-Lafaye F., Weber F. Natural fission reactors of Oklo // Economic Geol. 1989. Vol. 84, no. 8. P. 2286–2295.

Gilreath J. A. Electric-log characteristics of diapiric shale // Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Diapirism and diapirs. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 137–144.

Hedberg H. D. Relation of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs, and mud volcanoes // AAPG Bull. 1974. Vol. 58, no. 4. P. 661–673.

Hunt J. M. Petroleum geochemistry and geology. San Francisco. Freeman, 1979. 617 p.

Lemon N. M. Physical modeling of sedimentation adjacent to diapirs and comparison with late Precambrian Oratunga breccia body in central Flinders ranges, South Australia // AAPG. Bull. 1985. Vol. 69, no. 9. P. 1327–1338.

Levis J. C., Byrne N. Deformation and diagenesis in an ancient mud diapir, southwest Japan // Geology. 1996. Vol. 24, no. 4. P. 303–306.

Márquez X. M., Mountjoy E. W. Microfractures due to overpressures caused by thermal cracking in well-sealed Devonian reservoirs, Deep Alberta Basin // AAPG Bull. 1996. Vol. 80, no. 4. P. 570–588.

Mourgues R., Lecomte E., Vendeville B., Raillard S. An experimental investigation of gravity-driven shale tectonics in progradational delta // Tectonophysics. 2009. Vol. 474. P. 643–656.

O'Brien G. D. Survey of diapirs and diapirism / Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Diapirism and diapirs. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 1–9.

Orange D. L. Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric melanges: Examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington // GSA Bull. 1990. Vol. 102. P. 935–951.

Ossa Ossa F.-G. Etude multi-approches du bassin sédimentaire paleoproterozoïque (2.1–2.4 Ga) de Franceville Au Gabon: les vironnements sédimentaires et l'impact des paleocirculation de fluids. Docteur de l'Université de Poitiers. France, 2010. 191 p.

Osborne M. J., Swarbrick R. E. Mechanism for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation // AAPG Bull. 1997. Vol. 81, no. 6. P. 1023–1041.

Parnell J., Honghan C., Middleton D. et al. Significance of fibrous mineral veins in hydrocarbon migration: fluid inclusion studies // J. Geochem. Explor. 2000. Vol. 69–70. P. 623–627.

Pickering K. T., Agar S. M., Ogawa Y. Genesis and deformation of mud injections containing chaotic basalt-limestone-chert association: examples from the southwest Japan forearc // Geology. 1988. Vol. 16. P. 881–885.

Pierre F. D., Festa A., Irace A. Interaction of sedimentary, and diapiric processes in the origin of chaotic sediments: An example from the Messinian of Torino

Hill (Tertiary Piedmont Basin, northwestern Italy) // GSA Bull. 2007. Vol. 119, no. 9/10. P. 1107–1119.

Stewart S. A. Salt tectonics in the North Sea Basin: a structural style template for seismic interpreters / Ries A. C., Butler R. W. H., Graham R. H. (eds.). Deformation of the Continental Crust: the Legacy of Mike Coward, Geological Society, London, Special Publications. 2007. Vol. 272. P. 361–396.

Taj R. J., Aref M. A. M., Schreiber B. C. The influence of microbial mats on the formation of sand volcanoes and mounds in the Red Sea coastal plain, south Jeddah, Saudi Arabia // Sedimentary Geol. 2014. Vol. 311. P. 60–74.

Trusheim F. Mechanism of salt migration in northern Germany // AAPG Bull. 1960. Vol. 44, no. 9. P. 1519–1540.

Yin H., Zhang J., Meng L. et al. Discrete element modeling of the faulting in the sedimentary cover above an active salt diapir // J. Structural Geol. 2009. Vol. 31. P. 989–995.

Zanella A., Cobbold P. R., Le Carlier de Veslud C. Physical modelling of chemical compaction, overpressure development, hydraulic fracturing and thrust detachments in organic-rich source rock // Marine and Petroleum Geology. 2014. Vol. 55. P. 262–274.

Поступила в редакцию 07.06.2016

References

Atlas tekstur i mikrostruktur shungitonosnykh porod Onezhskogo sinklinoriya [Atlas of textures and microstructures of the shungite-bearing rocks from the Onega Synclinorium]. Eds. M. M. Filippov, V. A. Melezhik. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2007. 80 p.

Belenitskaya G. A. Rol' glubinykh flyuidov v osadochnom porodno- i rudoobrazovanii [Role of deep fluids in sedimentary rock and ore formation]. Vulkanogenno-osadochnoe rudoobrazovanie [Volcano-sedimentary Ore Formation]. St. Petersburg: VSEGEI, 1997. P. 155–159.

Belenitskaya G. A. In'ektsionno-osadochnye tipy sedimentogeneza [Injection-sedimentary types of sedimentogenesis]. VII Mezhdunar. konf. Novye idei v naukach o Zemle [Proceed. of the VII International Conference *New Ideas in Earth Sciences*]. Moscow: 2005. P. 124–125.

Belenitskaya G. A. Tipy sedimentogeneza: rasshirennyi variant klassifikatsii [Types of sedimentogenesis: an expanded version of the classification]. *Otech. Geologiya [National Geology]*. 2008. No. 3. P. 29–45.

Belenitskaya G. A. Flyuidnoe napravlenie litologii: sostoyanie, ob'ekty, zadachi [A "fluidal" direction in lithology: status, targets and tasks]. *Uch. Zap. Kazanskogo un-ta. Est. nauki [Proceed. of Kazan University. Natural Sciences Series]*. 2011. Vol. 153, B. 4. P. 97–113.

Belonin M. D., Slavin V. I., Chilingar D. V. Anomal'no vysokie davleniya. Proiskhozhdenie, prognoz, problemy osvoeniya zalezhei uglevodorodov [Abnormally high pressures: origins, prediction, problems of hydrocarbon fields development]. St. Petersburg: Nedra, 2005. 323 p.

Dobryanskii A. M. O diapirizme v svode glavnoi antiklinali Donetskogo kryazha [On the diapirism in the crest of the Donetsk ridge main anticline]. *DAN SSSR [The Proceed. of the USSR Acad. of Sci.]*. 1964. Vol. 155, no. 1. P. 82–87.

Filippov M. M. Antraksolity [Anthracolites]. St. Petersburg: Renome, 2013. 291 p.

Filippov M. M. Modeli formirovaniya mestorozhdenii shungitonosnykh porod Onezhskogo sinklinoriya [Formation models of the shungite-bearing rocks deposits in the Onega Synclinorium]: DSc (Dr. of Geol.-Miner.) thesis. St. Petersburg, 2000. 310 p.

Filippov M. M., Deines Yu. E., Lokhov K. I., Pervunina A. V., Lokhova O. V. Shungitonosnye flyuidolity paleoproterozoya Onezhskoi struktury [Palaeoproterozoic shungite-bearing fluidolites of the Onega structure]. *Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny]*. 2016 (appear).

Filippov M. M., Biske N. S. Priznaki AVPD v metasapropelitakh zaonezhskoi svity paleoproterozoya Karelii [AHFP indications in the Palaeoproterozoic metasapropelites of the Zaonezhye suite in Karelia]: Mat. konf. [Conference proceedings]. Moscow: IPNG RAN, 2010. P. 599–603.

Filippov M. M., Golubev A. I., Romashkin A. E., Rychanchik D. V. Mineral'naya sostavlyayushchaya shungitovykh porod Karelii: pervichnyi sostav, istochniki veshchestva i svyaz' s shungitovym uglevodom [Mineral constituent of shungite-bearing rocks in Karelia: primary composition, sources and relation to shungite carbon]. *Litol. polezn. iskop. [Lithology and Mineral Resources]*. 1995. No. 5. P. 513–524.

Filippov M. M., Deines Yu. E. Traditsionnye i evristicheskie podkhody k interpretatsii geologo-geofizicheskikh materialov na perspektivnom dlya otkrytiya mestorozhdeniya maksovityv uchastke Tolvuiskoi sinklinali [Traditional and heuristic approaches to the interpretation of geological and geophysical materials from an area of the Tolvuja syncline perspective for maxovite deposit discovery]. *Uchenye zapiski PetrGU. Ser. Estestv. i tekhnich. nauki [Proceedings of Petrozavodsk State University. Natural and Engineering Sciences]*. 2012. No. 2. P. 49–56.

Filippov M. M., Klubukov B. N., Sukhanov A. V. Eksperimental'noe opredelenie osnovnykh parametrov sistemy kupol'nykh shungitonosnykh struktur Tolvuiskoi sinklinali [Experimental determination of the primary system parameters of the shungite-bearing dome structures of the Tolvuja syncline]. *Rossiiskii geofizicheskii zhurnal [Russian Journal of Geophysics]*. 2004. No. 3. P. 25–30.

Filippov M. M., Medvedev P. V., Romashkin A. E. O prirode shungitov Yuzhnoi Karelii [On the nature of shungites in the South Karelia]. *Litol. polezn. iskop [Lithology and Mineral Resources]*. 1998. No. 3. P. 323–332.

Filippov M. M., Pervunina A. V. Litogeneticheskoe sostoyanie sapropelitov pri formirovanii kupol'nykh mestorozhdenii Onezhskoi struktury [Lithogenetic state of sapropelites in dome deposits forming in the Onega structure]. *Glubinnaya neft' [Deep Oil]*. 2014.

Vol. 2, no. 3. P. 461–476. URL: www.deepoil.ru/e-journal/3–2014 (accessed: 07.05.2016).

Golubeva I. I. Magmatogennye flyuidizatsno-eksplozivnye obrazovaniya Severa Urala [Magmagenic fluid-explosive units of the Northern Ural]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2003. P. 51–55.

Gor'kova I. M. Fiziko-khimicheskie issledovaniya dispersnykh osadochnykh porod v stroitel'nykh tselyakh [Physical and chemical studies of dispersive sediment rocks for construction purposes]. Moscow: Stroizdat, 1975. 151 p.

Kazak A. P., Kopylova N. N., Tolmacheva E. V., Yakobson K. E. Flyuidno-eksplozivnye obrazovaniya v osadochnykh kompleksakh [Fluid-explosive units in sedimentary complexes]. St. Petersburg: VSEGEI, 2007. 36 p.

Kalinin Yu. K., Kalinin A. I., Skorobogatov G. A. Shungity Karelii – dlya novykh stroimaterialov, v khimicheskom sinteze, gazoochistke, vodopodgotovke i meditsine [Shungites of Karelia for new construction materials, chemical synthesis, gas purification, water treatment and medicine]. St. Petersburg: SPb un-t, 2008. 218 p.

Kholodov V. N. O roli peschanogo diapirizma v traktovke genезisa gryazevykh vulkanov [On the role of sand diapirism in mud volcanoes genesis]. *Litol. pol. iskop [Lithology and Mineral Resources]*. 1987. No. 4. P. 12–27.

Kuznetsov V. G. Molar tooth structure – svoeobraznaya tekstura rifeiskikh karbonatnykh porod [Molar tooth structure as a specific structure of the Riphean carbonaceous rocks]. *Litosfera [Lithosphere]*. 2005. No. 4. P. 136–150.

Lebedeva G. V. Vtorichnye izmeneniya organomontmorillonitovykh soedinenii v domanikitakh [Secondary alterations of organo-montmorillonite compounds in domanikites]. Zakonomernosti razmeshcheniya kolektorov slozhnogo stroeniya i prognoz neftegazonosnosti [Patterns of Complex-type Reservoir Rocks Distribution and Prediction of Oil and Gas Occurrence]. Leningrad, 1985. P. 94–99.

Lebedeva N. B. O mekhanizme obrazovaniya glinyanykh diapirov [On shale diapirs formation]. *Sov. Geologiya [Soviet Geology]*. 1958. P. 76–87.

Leonov M. G., Kolodyazhnyi S. Yu., Petrova V. V. O kharaktere vzaimootnosheniya arkheiskogo fundamenta i yatuliiskogo protochekhla Karel'skogo massiva (na primere oz. Segozero) [On the nature of the relationship between the Archean basement and the Jatulian protocoover of the Karelian block (the example of Segozero lake)]. *Byull. MOIP. Otd. geol. [Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series]*. 1999. Vol. 74, iss. 2. P. 3–14.

Magara K. Uplotnenie porod i migratsiya flyuidov [Solidification of rocks and fluid migration]. Moscow: Nedra, 1982. 296 p.

Pospelov G. L. Dispergity i avtodispergatsiya kak vazhnaya problema fiziki lito-, petro- i tektogeneza [Dispergites and autodispersion as an important problem of lithogenesis, petrogenesis and tectogenesis physics]. *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*. 1972. No. 12. P. 53–73.

Sobisevich A. L. Izbrannye zadachi matematicheskoi geofiziki i vulkanologii [Selected problems of

mathematical geophysics and volcanology]. Moscow: RAN, 2010. P. 258–263.

Shnyukov E. F., Sobolevskii Yu. V., Gratenko G. I. i dr. Gryazevye vulkany Kerchensko-Tamanskoi oblasti [Mud volcanoes of the Kerch-Taman district]. Kiev: Nauk. dumka, 1986. 148 p.

Yudovich Ya. E. Flyuidnoe mineraloobrazovanie – al'ternativa litogenezu? Obzor [Fluid mineral formation as an alternative to lithogenesis? Review]. *Ural'skii geologicheskii zhurnal [Uralian Geological Journal]*. 2009. No. 4 (70). P. 31–80.

Yakobson K. E., Kazak A. P., Kopylova N. N., Proskurnin V. F., Tolmacheva E. V. Atlas struktur i tekstur flyuidno-eksplozivnykh porod [Atlas of structures and textures of fluid-explosive rocks]. St. Petersburg: Mineral, 2011. 66 p.

Yatsenko G. M., Slivko E. M. Flyuidizatsno-eksplozivnoe porodo- i rudoobrazovanie (na primere Ukrainskogo shchita) [Fluid-explosive rock and ore formation (the example of the Ukrainian Shield)]. Problemy prognoza, poiskov i izucheniya mestorozhdenii poleznykh iskopayemykh [Problems of Prediction, Prospecting and Study of Mineral Deposits]. Voronezh: Voronezhskii GU, 2003. P. 191–195.

Zkhus I. D., Bakhtin V. V. Litogeneticheskie preobrazovaniya glin v zonakh anomal'nogo vysokikh plastovykh davlenii [Lithogenetic transformations of shale in zones of abnormally high formation pressures]. Moscow: Nedra, 1979. 139 p.

Barker C. Calculated volume and pressure changes during the thermal cracking of oil to gas in reservoirs. *AAPG Bull.* 1990. Vol. 74, no. 8. P. 1254–1261.

Brinkman R., Löçters H. Diapirs in western Pyrenees and Foreland, Spain. Diapirism and diapers. Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 275–292.

Bruce C. H. Smectite dehydration – its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern gulf of Mexico basin. *AAPG Bull.* 1984. Vol. 68, no. 6. P. 673–683.

Carruthers D., Cartwright J., Jackson Martin P. A., Schutjens P. Origin and timing of layer-bound radial faulting around North Sea salt stocks: New insights into the evolving stress state around rising diapirs. *Marine and Petrol. Geol.* 2013. Vol. 48. P. 130–148.

Cartwright J., Lonergan L. Volumetric contraction during the compaction of mudrocks: a mechanism for the development of regional scale polygonal fault systems. *Basin Research.* 1996. Vol. 8. P. 183–193.

Chapman R. E. Clay diapirism and overthrust faulting. *Geol. Soc. Am Bull.* 1974. Vol. 85. P. 1597–1602.

Cobbold P. R., Le Carlier de Veslud C. Physical modelling of chemical compaction, overpressure development, hydraulic fracturing and thrust detachments in organic-rich source rock. *Marine and Petrol. Geol.* 2014. Vol. 55. P. 262–274.

Codegone G., Festa A., Dilek Y. Formation of Taconic melanges and brouken formations in the Hamburg Klippe, Central Appalachian Orogenic Belt, Eastern Pennsylvania. *Tectonophysics.* 2012. Vol. 568–569, no. 9. P. 7–24.

Davison I., Insley M., Harper M., Weston P., Blundell D., McClay K., Quallington A. Physical modeling of

overburden deformation around salt diapirs. *Tectonophysics*. 1993. Vol. 228. P. 255–274.

Gauthier-Lafaye F., Weber F. Natural fission reactors of Oklo. *Economic Geol.* 1989. Vol. 84, no. 8. P. 2286–2295.

Gilreath J. A. Electric-log characteristics of diapiric shale. Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Diapirism and diapirs. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 137–144.

Hedberg H. D. Relation of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs, and mud volcanoes. *AAPG Bull.* 1974. Vol. 58, no. 4. P. 661–673.

Hunt J. M. Petroleum geochemistry and geology. San Francisco. Freeman, 1979. 617 p.

Lemon N. M. Physical modeling of sedimentation adjacent to diapirs and comparison with late Precambrian Oratunga breccia body in central Flinders ranges, South Australia. *AAPG. Bull.* 1985. Vol. 69, no. 9. P. 1327–1338.

Levis J. C., Byrne N. Deformation and diagenesis in an ancient mud diapir, southwest Japan. *Geology*. 1996. Vol. 24, no. 4. P. 303–306.

Márquez X. M., Mountjoy E. W. Microfractures due to overpressures caused by thermal cracking in well-sealed Devonian reservoirs, Deep Alberta Basin. *AAPG Bull.* 1996. Vol. 80, no. 4. P. 570–588.

Mourgues R., Lecomte E., Vendeville B., Raillard S. An experimental investigation of gravity-driven shale tectonics in progradational delta. *Tectonophysics*. 2009. Vol. 474. P. 643–656.

O'Brien G. D. Survey of diapirs and diapirism. Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Diapirism and diapirs. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 1–9.

Orange D. L. Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric melanges: Examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington. *GSA Bull.* 1990. Vol. 102. P. 935–951.

Ossa Ossa F.-G. Etude multi-approches du bassin sédimentaire paleoproterozoïque (2.1–2.4 Ga) de Franceville Au Gabon: les vironnements sédimentaires et l'impact des paleocirculation de fluids. Docteur de l'Université de Poitiers. France, 2010. 191 p.

Osborne M. J., Swarbrick R. E. Mechanism for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. *AAPG Bull.* 1997. Vol. 81, no. 6. P. 1023–1041.

Parnell J., Honghan C., Middleton D., Haggan T., Carey P. Significance of fibrous mineral veins in hydrocarbon migration: fluid inclusion studies. *J. Geochem. Explor.* 2000. Vol. 69–70. P. 623–627.

Pickering K. T., Agar S. M., Ogawa Y. Genesis and deformation of mud injections containing chaotic basalt-limestone-chert association: examples from the southwest Japan forearc. *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 881–885.

Pierre F. D., Festa A., Irace A. Interaction of sedimentary, and diapiric processes in the origin of chaotic sediments: An example from the Messinian of Torino Hill (Tertiary Piedmont Basin, northwestern Italy). *GSA Bull.* 2007. Vol. 119, no. 9/10. P. 1107–1119.

Stewart S. A. Salt tectonics in the North Sea Basin: a structural style template for seismic interpreters. Eds. Ries A. C., Butler R. W. H., Graham R. H. Deformation of the Continental Crust: the Legacy of Mike Coward, Geological Society, London, Special Publications. 2007. Vol. 272. P. 361–396.

Taj R. J., Aref M. A. M., Schreiber B. C. The influence of microbial mats on the formation of sand volcanoes and mounds in the Red Sea coastal plain, south Jeddah, Saudi Arabia. *Sedimentary Geol.* 2014. Vol. 311. P. 60–74.

Trusheim F. Mechanism of salt migration in northern Germany. *AAPG Bull.* 1960. Vol. 44, no 9. P. 1519–1540.

Yin H., Zhang J., Meng L., Liu Y., Xu S. Discrete element modeling of the faulting in the sedimentary cover above an active salt diapir. *J. Structural Geol.* 2009. Vol. 31. P. 989–995.

Zanella A., Cobbold P. R., Le Carlier de Veslud C. Physical modelling of chemical compaction, overpressure development, hydraulic fracturing and thrust detachments in organic-rich source rock. *Marine and Petroleum Geology*. 2014. Vol. 55. P. 262–274.

Received June 07, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Филиппов Михаил Михайлович

зав. лаб. генезиса шунгитовых месторождений, д. г.-м. н. ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: filipov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 570080

CONTRIBUTOR:

Filippov, Mikhail

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: filipov@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 570080

УДК 549.5+553. (470.22)

ПОДВИЖНЫЕ ПРИМЕСИ В КВАРЦЕ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Л. Т. Раков¹, В. Т. Дубинчук², Л. С. Скамницкая³, В. В. Щипцов³

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

²Всероссийский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского (ВИМС)

³Институт геологии Карельского научного центра РАН

Целью исследований являлось изучение примесей, обладающих высокой диффузионной подвижностью, в кварце Карело-Кольского региона. Для объяснения полученных закономерностей привлекались результаты изучения кварца Кентского пегматитового поля, ряда золоторудных месторождений и др. Исследования включали в себя оценку возможности существования подвижных примесей в минерале, определение вероятных областей их локализации и выяснение роли этих примесей в процессах структурных преобразований. Отмечается, что решение перечисленных задач необходимо для разработки новых поисковых критериев на особо чистый кварц и создания эффективных технологий его обогащения.

Для достижения поставленной цели исследовались зоны структурной неоднородности кварца методами электронной микроскопии и ЭПР. Обнаружено, что в некоторых дефектных областях кристаллической структуры концентрируются примесные атомы, коагулирующие в крупные частицы под действием электронного пучка микроскопа. Эти примеси были идентифицированы как подвижные. В их состав входят Al, Ti, Ga, Sc, Zr, Y и Ge, наиболее близкие по своим атомным характеристикам к атомам кремния. Установлено, что диффузия подвижных примесей контролирует процесс структурных преобразований в кварце. Области кремнезема, обедненные ими, под действием температуры претерпевают кристаллизацию, а в зонах кварца, обогащенных этими примесями, при радиационном облучении кварца может повышаться дефектность кристаллической структуры. Рассмотрены механизмы внедрения подвижных примесей в кристаллическую структуру кварца при термическом воздействии. Выясняется роль примесей в процессе трещинообразования в кварце. Результаты исследований свидетельствуют, что кремнезем в областях локализации подвижных примесей при нагревании переходит в вязкотекучее состояние.

Ключевые слова: кварц Карело-Кольского региона; структурные дефекты; подвижные примеси; просвечивающая электронная микроскопия; ЭПР.

**L. T. Rakov, V. T. Dubinchuk, L. S. Skamnitskaya, V. V. Shchiptsov.
MOBILE MIXTURES IN QUARTZ FROM THE KARELIAN-KOLA REGION**

The goal of our project was to study mixtures in quartz from the Karelian-Kola region that display high diffusive mobility. To interpret the features of the mixtures revealed, analytical results for quartz from the Kent pegmatite field, some gold deposits and other areas were used. The possible presence of mobile mixtures in this mineral was assessed, their presumable sites were located and their contribution to structural transformations was

appraised. The authors note that the above problems should be approached to develop new highly pure quartz prospecting criteria and to propose efficient quartz dressing technologies.

To achieve the goal, the structural heterogeneity zones of quartz were studied by the electron microscopy and EPR methods. The results obtained show that impurity atoms, affected by the electron beam of the microscope, coagulate to form large particles and concentrate in some of the deficient regions of the crystalline structure. The impurities were identified as mobile. They consist of Al, Ti, Ga, Sc, Zr, Y and Ge, which are most similar in atomic characteristics to silicon atoms. The diffusion of mobile mixtures was shown to control structural transformations in quartz. The silica regions, depleted in the above elements and affected by high temperatures, are crystallized. Crystalline structure deficiency may increase in impurity-enriched zones enriched upon irradiation of quartz. The mechanisms of introduction of mobile mixtures into the crystalline structure of quartz affected by high temperatures are discussed. The contribution of the impurities to the formation of fractures in quartz was assessed. The study shows that silica in the regions where mobile mixtures are located passes to viscous-fluid state on heating.

Key words: quartz from the Karelian-Kola region; structural defects; mobile impurities; scanning electron microscopy; EPR.

Введение

Структурные свойства природного кварца тесно связаны с его генезисом и могут использоваться для исследования условий формирования месторождений полезных ископаемых. Известно, что распределение концентраций изоморфных примесей в кварце, измеряемых методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), несет информацию о стадийности рудообразования, степени закрытости систем минералообразования, формационной принадлежности рудных месторождений и т. д. [Доломанова и др., 1972; Раков и др., 1995; Гетманская, Раков, 1998; Лютоев и др., 2007; Раков, Шурига, 2009; Shchiptsov et al., 2014].

Несмотря на существенное продвижение в понимании изоморфизма в кварце и разработку методологии его практического использования, некоторые фундаментальные вопросы этого явления оставались до конца не решенными. Один из них касается экспериментального доказательства существования в кварце подвижных примесей.

Дело в том, что в механизме изоморфизма, разработанном в [Раков, 2006; Раков, Шурига, 2009], подвижным примесям отводится особая роль. В нем предполагается, что кристаллическая решетка кварца может обогащаться примесями Al, Ti и Ge и после процесса кристаллизации минерала. Данная гипотеза опирается на результаты экспериментальных исследований. Как было установлено, термическое воздействие на кварц может приводить к массивному внедрению атомов неструктурных примесей в кристаллическую решетку минерала. При этом изучение кинетики процесса

внедрения показало, что их поступление осуществляется из континуума, где атомы примесей свободно перемещаются в пространстве. В этой связи было сделано предположение, что в кварце имеются зоны дефектности, где подвижные примеси могут концентрироваться в больших количествах.

Существование подвижных примесей в кварце подтверждается и данными анализа водных вытяжек методом ICP MS, проведенного в работе [Кряжев и др., 2006]. Ее авторами установлено, что при механическом дроблении золоторудного кварца или его прогреве при температуре $T = 400$ °C из матрицы минерала в вытяжку поступает целый ряд элементов-примесей. Учитывая условия эксперимента, можно полагать, что выделяющиеся атомы примесей после термического или механического воздействия на минерал находятся в относительно свободном состоянии. Эти атомы захватываются водной вытяжкой и регистрируются методом ICP MS. Однако данные факты можно рассматривать лишь как косвенные доказательства существования подвижных примесей в кварце. Прямых доказательств их присутствия в минерале до сих пор приведено не было.

Цель настоящей работы состояла в получении более убедительных аргументов, подтверждающих присутствие или отсутствие в кварце подвижных примесей. Одной из задач исследований явилось определение областей их локализации и форм участия в процессах структурных преобразований в минерале.

Достижение поставленной цели позволит создать основу для практического использования кварца в изучении месторождений полезных ископаемых и повысит достоверность

оценки условий минералообразования по распределению изоморфных примесей в кварце.

Методы и подходы к проведению исследований

Для выявления в кварце зон локализации подвижных примесей использовался метод просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ). Он дает возможность выявлять области скопления примесей, их состав и форму нахождения в минерале [Хирш и др., 1968].

Идентификация искомых зон осуществлялась на основе анализа картины распределения в них примесей в процессе наблюдения. Предполагалось, что под действием электронного облучения подвижные примеси должны менять места расположения и формы своего существования. Данный критерий выявления зон локализации подвижных примесей был выбран из следующих соображений. Авторы считали, что роль подвижных примесей могут играть атомы примесей, захваченные мелкими ловушками в дефектных областях кварца. Даже при слабом энергетическом воздействии такие атомы могут покидать мелкие ловушки и участвовать в диффузионном процессе. Исходя из этого, авторы рассчитали, что под влиянием электронного пучка характер распределения подвижных примесей в областях локализации должен существенно меняться, что может служить критерием их распознавания. В соответствии с изложенными предположениями выявление зон локализации подвижных примесей проводилось в следующем порядке. Методом ПЭМ исследовались зоны различных типов, в которых могли концентрироваться подвижные примеси. Затем выделенные зоны подвергались интенсивному электронному облучению и изучались вновь с целью обнаружения следов перераспределения примесей. Описание зон, в которых такие следы были обнаружены, представлено в настоящей работе.

Участие подвижных примесей в структурных преобразованиях исследовалось с помощью метода ЭПР. Он позволяет регистрировать те из них, которые в результате диффузии внедряются в кристаллическую структуру кварца и переходят в изоморфную форму. Ожидалось, что изучение кинетики этих переходов даст возможность выявить неизвестные свойства среды, позволяющие атомам примесей приобретать высокую диффузионную подвижность. Информация о диффузионных процессах, полученная с помощью ЭПР, сыграла важную роль в объяснении явлений, которые были обнаружены в кварце методом ПЭМ.

Материал исследований и методика анализа

Для изучения отбирались образцы кварца различного генезиса. Основу их составляли образцы, которые, по имеющимся данным, могли содержать подвижные примеси.

Значительная часть изученной коллекции была представлена образцами из кварцевожильных и пегматитовых месторождений Карело-Кольского региона (Меломайс, Кюрьяла, Перчатка, Фенькина-Лампи), Кентского пегматитового поля (Юго-Восточный Казахстан), мусковитовых кварцитов месторождения Межозерное (Карелия) и хиастолитовых сланцев Больших Кейв (Кольский регион). При термической обработке в этих образцах наблюдался интенсивный рост концентрации изоморфных примесей. Данный факт указывает на высокое содержание подвижных примесей, которые при нагреве кварца способны переходить в изоморфную форму [Раков, 2006]. Для сравнения в ту же группу были включены образцы кварца с низким содержанием подвижных примесей. В них термический отжиг не приводил к заметному увеличению концентрации изоморфных примесей. Одним из таких образцов являлся розовый кварц из месторождения Дульдурга (Забайкалье).

Другая часть коллекции состояла из образцов кварца золоторудных месторождений. Предпочтение этим образцам было отдано потому, что именно в золоторудных кварцах методом ICP MS было обнаружено присутствие разнообразных подвижных примесей [Кряжев и др., 2006]. В настоящей работе изучались образцы кварца из месторождений золота: Майское (Карелия), Маломыр (Приамурье), Дукал (Магаданская обл.) и др.

Исследования микроскопических объектов в кварце были выполнены на просвечивающем электронном микроскопе Technai-12 TWIN при напряжении 100 кВ. Элементный состав подвижных примесей определялся с помощью энергодисперсионного спектрометра Inka 4, встроенного в микроскоп. Разрешение спектрометра достигало 120 эВ.

При изучении процессов трещинообразования в кварце привлекался метод растровой электронной микроскопии (РЭМ). Исследования выполнялись на спектрометре Tesla BS-301.

Изучение поведения изоморфных примесей в отобранных образцах кварца проводилось с использованием спектрометра ЭПР ER-420 (Bruker). Измерение их концентрации осуществлялось по методике [Экспрессное

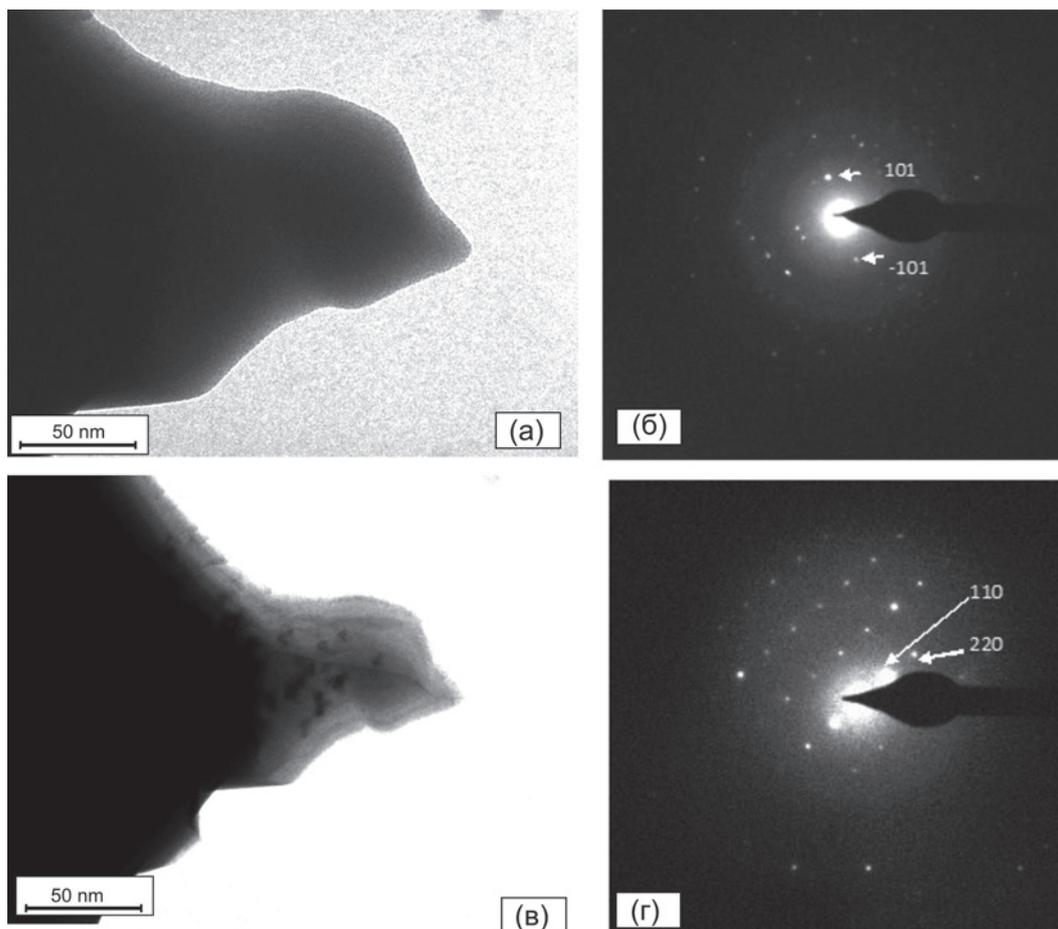


Рис. 1. Электронные микрофотографии (в проходящих электронах) суспензионного препарата кварца из мусковитовых кварцитов месторождения Межозерное, полученные на начальной стадии изучения его методом ПЭМ (а) и после пребывания минерала в сфокусированном пучке электронов в течение 30 секунд (в). Микродифракционные картины того же образца, отвечающие его исходному состоянию и состоянию после облучения электронным пучком, представлены на фрагментах (б) и (г) соответственно

определение..., 1991]. Воспроизводимость результатов определений концентрации изоморфных примесей Al, Ti и Ge в кварце в среднем равнялась 15 %.

Результаты исследований

Проведенные исследования образцов кварца позволили обнаружить ряд характерных зон, в которых концентрируются подвижные примеси. После воздействия интенсивного электронного пучка примеси в этих областях испытывают перераспределение, регистрируемое методом ПЭМ. Поведение подвижных примесей при этом демонстрирует удивительное разнообразие.

Коагуляция подвижных примесей в зонах локализации. Микрофотографии на рисунке 1 показывают, как ведут себя подвижные примеси и кристаллическая структура кварца

из мусковитовых кварцитов месторождения Межозерное под воздействием электронного пучка микроскопа. Видно, что зона кварца, микрофотография которой представлена на рисунке 1 (а), первоначально не содержала в себе видимых примесей и характеризовалась высокой степенью дефектности (рис. 1, б). Интенсивное облучение электронами привело к образованию крупных выделений примесей в исследуемой зоне (рис. 1, в) и упорядочению ее кристаллической структуры (рис. 1, г).

Полученные результаты свидетельствуют, что в данной зоне первоначально было локализовано некоторое количество подвижных примесей, находящихся в форме отдельных атомов или молекул. Электронное облучение стимулировало процесс их коагуляции, в результате которого ранее неразличимые атомы или молекулы преобразовались в частицы, доступные для наблюдения методом ПЭМ.

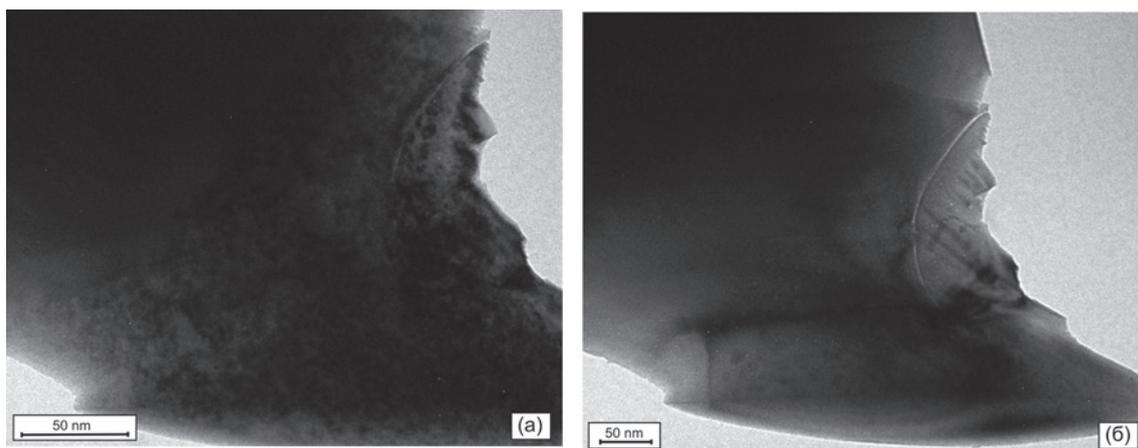


Рис. 2. Электронная микрофотография (в проходящих электронах) суспензионного препарата скола кварца из месторождения Маломыр: (а) – исходный образец; (б) – образец, подвергнутый воздействию сфокусированного электронного пучка в течение 5 минут

Похожее поведение подвижных примесей наблюдалось в образцах кварца из кварцевожильных месторождений Кюрьяла и Меломайс, Кентского пегматитового поля и др. С помощью энергодисперсионного спектрометра был установлен состав этих примесей. Оказалось, что в процессах коагуляции участвует целая группа примесей, в первую очередь Fe, Al, Au и Hg.

Рассеивание подвижных примесей. В некоторых образцах кварца уже с самого начала может наблюдаться присутствие коагулированных частиц. Электронное облучение приводит к их диспергированию и повышению дефектности кристаллической структуры кварца.

В качестве примера на рисунке 2 приведены микрофотографии кварца из месторождения золота Маломыр. В нем электронное облучение вызывает кардинальное изменение распределения подвижных примесей. Вместо контрастного распределения примесей в исходном образце (рис. 2, а) после воздействия сфокусированного электрического пучка появляется картина их полного рассеивания в матрице минерала (рис. 2, б). При этом дефектность кристаллической структуры кварца резко повышается.

Аналогичным образом ведут себя подвижные примеси и при γ -облучении того же образца золоторудного кварца от источника ^{60}Co . Обнаружено, что при дозе γ -облучения 10^6 рад в нем полностью исчезают области кристаллического кварца с коагулированными частицами примесей. Вместо них образуются зоны кремнезема высокой дефектности.

Процессы инверсии с участием подвижных примесей. Сущность инверсионных переходов заключается в том, что после коагуляции подвижных примесей и образования

крупных дисперсионных частиц протекает обратный процесс – распад крупных частиц на мелкие. Причем прямой и обратный процессы сопровождаются повышением или понижением дефектности кристаллической структуры кварца соответственно.

Инверсионные переходы регистрировались нами в границах одних и тех же областей дефектности образцов кварца при разном времени наблюдения. Сначала проявляется прямой процесс, вызывающий структурные изменения, подобные тем, что показаны на рисунке 1. Затем, после повторного облучения сфокусированным электронным пучком зон дефектности, протекает обратный процесс. Для него отмечаются изменения структуры, аналогичные проиллюстрированным на рисунке 2.

Во многих случаях инверсионные переходы наблюдаются без использования сфокусированного электронного облучения, в режиме непрерывного наблюдения.

Характер распределения и сведения о составе подвижных примесей. Микрофотография на рисунке 2 (а) показывает, что общая картина распределения примесей в зонах их концентрирования весьма неоднородна. Выяснить структуру зон локализации подвижных примесей в кварце позволяет анализ таких картин при большем увеличении.

На врезке к рисунку 3 представлена микрофотография, выполненная в необходимом масштабе и отвечающая исходному состоянию примесей в одном из образцов кварца из месторождения золота Маломыр. Видно, что в поле наблюдения присутствуют светлые области, характеризующиеся умеренным содержанием примесей, и темные области, обогащенные примесями и имеющие наиболее дефектную

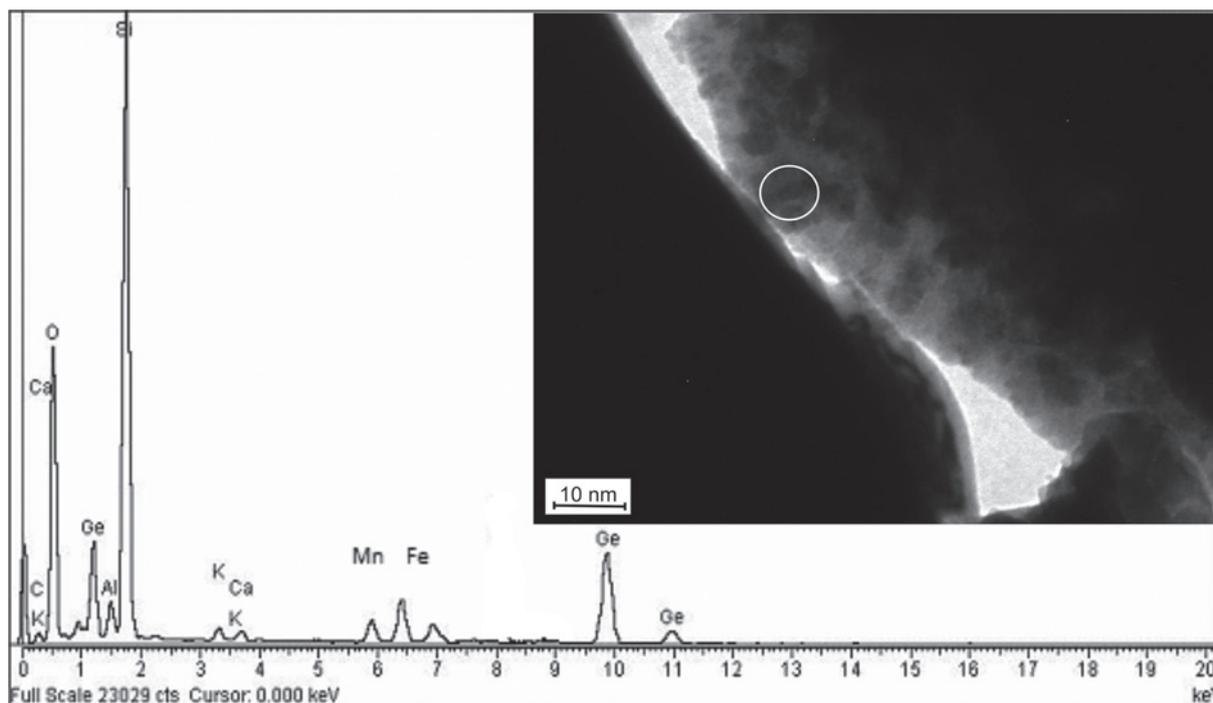


Рис. 3. Рентгеновский характеристический спектр подвижных примесей в образце золоторудного кварца из месторождения Маломыр. На врезке обозначен участок, для которого проведено исследование состава подвижных примесей методом энергодисперсионного анализа

структуру. Как показывает эксперимент, именно темные области подвергаются наибольшему изменению при облучении сфокусированным электронным пучком, что свидетельствует о преимущественной локализации в них подвижных примесей.

Рентгеновский характеристический спектр, полученный для одной из темных областей, позволяет судить о составе подвижных примесей, локализованных в ней (рис. 3). Наиболее высокой концентрацией обладают примеси Ge, Fe и Al, весьма заметны концентрации Mn, K, Ca и C.

Перечисленными элементами не ограничивается круг подвижных примесей, которые могут присутствовать в золоторудных и других образцах кварца. Кроме них обнаруживаются Na, Hg, Zn, Ba, Ta и другие элементы.

В работе [Раков, Дубинчук, 2008] было выдвинуто предположение, что темные полосы, имеющие дефектную структуру и насыщенные примесями, способны играть роль своеобразных демпферов, гасящих механические напряжения и разность электрических потенциалов, возникающие в кварцевых зернах. Из этих соображений темные полосы в кварце были названы «демпферными зонами». В отличие от них светлые зоны, являющиеся, по сути дела, кристаллическим кварцем, получили название «кристаллитов».

В дальнейшем при рассмотрении указанных зон будем придерживаться этих названий.

Участие подвижных примесей в образовании минеральных включений.

Результаты исследований показывают, что коагуляция подвижных примесей в демпферных зонах может приводить к формированию минералов. Доказательством тому служат данные, полученные при изучении частично гранулированного кварца из кварцевой жилы в хиастолитовых сланцах Большие Кейвы (Боллоуртинское кварцевожильное поле), Кольский полуостров.

На рисунке 4 (а) приведена электронная микрофотография этого образца кварца. На ней видны демпферные зоны, часть которых содержит подвижные примеси, претерпевшие коагуляцию, а другая часть свободна от них. При этом все демпферные зоны располагаются в глубине кварцевого зерна, куда не могут проникнуть примеси из внешнего пространства. Поэтому появление каких-либо частиц в демпферных зонах может объясняться только процессами взаимодействия подвижных примесей между собой в течение геологического времени.

При рассмотрении одной из демпферных зон на рисунке 4 (а) мы увидели минеральное выделение, отличающееся среди других частиц своими размерами. Область его локализации обозначена на фигуре окружностью, а само выделение указано стрелкой. Анализ картины микродифракции этого выделения (рис. 4, б) и рентгеновского характеристического спектра примесей, содержащихся в данной области

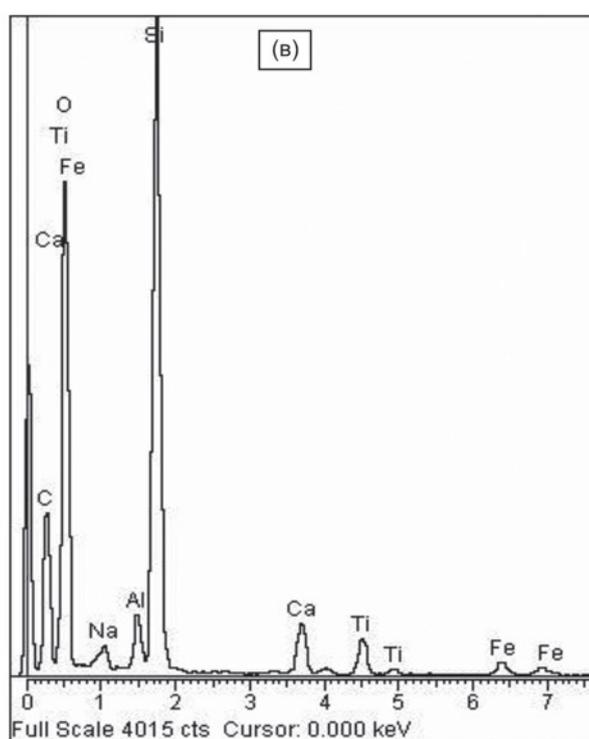
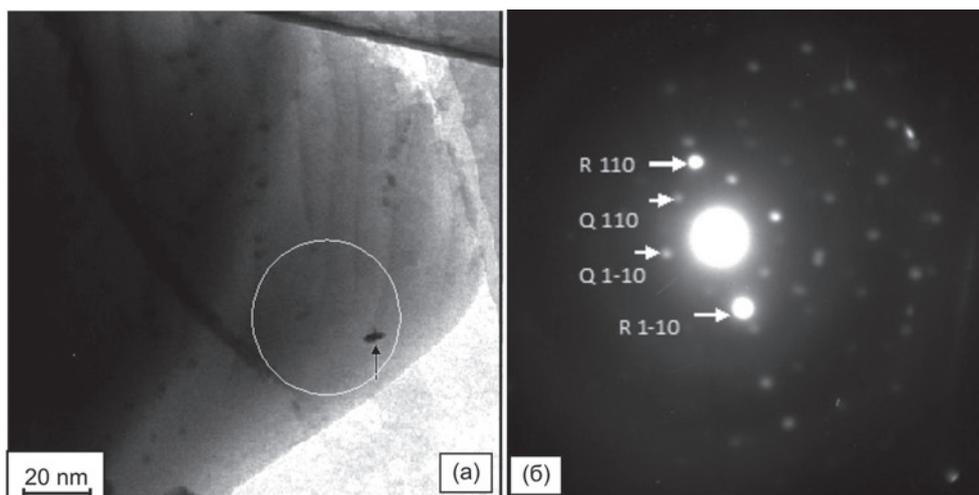


Рис. 4. Образование рутила в зоне концентрирования подвижных примесей в образце кварца из кварцевой жилы в хиастолитовых сланцах Больших Кейв (Кольский полуостров):

(а) – электронная микрофотография (в проходящих электронах) суспензионного препарата кварца (стрелкой указано удлиненное выделение рутила, окружностью – зона возбуждения при микроанализе); (б) – микродифракция кварца (Q) и выделения рутила (R); (в) – рентгеновский характеристический спектр примесей

кварца (рис. 4, в), показывает, что оно является не чем иным, как рутилом.

Этот результат позволяет предполагать, что иголки рутила, которые иногда наблюдаются в жильном кварце, могут формироваться не при его кристаллизации, а за счет преобразования подвижных примесей Ti в процессе зарастания демпферных зон.

Примеси в заросших демпферных зонах. Наиболее выразительные картины заросших

демпферных зон были получены при изучении кварца Дульдурги (Забайкалье). В нем отсутствовал рост концентрации изоморфных примесей при искусственном отжиге, что свидетельствовало о малом количестве подвижных примесей.

Изучение кварца методом ПЭМ при разных дозах электронного облучения выявило слабые различия между кристаллитами и демпферными зонами. На электронных микрофотографиях

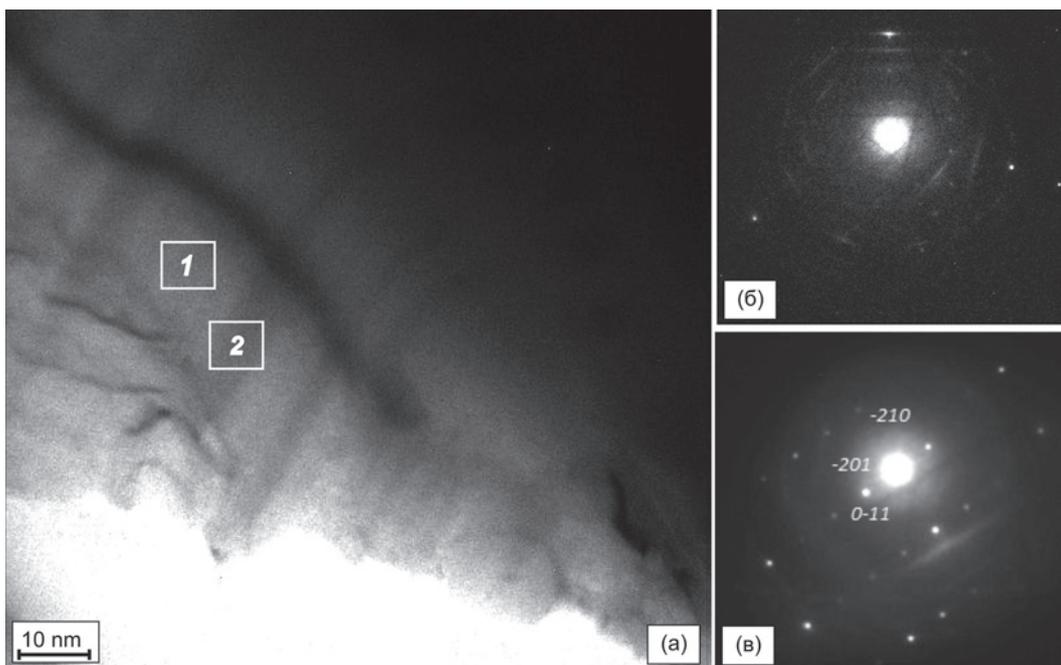


Рис. 5. Результаты изучения кристаллитов и демпферных зон в образце кварца из Дульдурги:

(а) – электронная микрофотография кварца; (б) – картина микродифракции, полученная для участка 1 в области кристаллитов; (в) – картина микродифракции, отвечающая участку 2 в области демпферных зон

области, отвечающие им, едва различимы. Пример, приведенный на рисунке 5 (а), отвечает случаю максимального контраста между этими областями. Он позволяет понять сущность различий между картинами микродифракции для кристаллитов (рис. 5, б) и демпферных зон (рис. 5, в) и оценить состав примесей в них.

В микродифракционной картине с участка 1, находящегося в зоне кристаллического кварца Дульдурги, присутствуют кикучи-линии, что указывает на более совершенную структуру кристаллитов [Хирш и др., 1968]. Микродифракционная картина с участка 2, отвечающего демпферной зоне, соответствует структуре, содержащей дефекты. Появление слабых кикучи-линий в ней обусловлено захватом участком 2 зон кристаллического кварца.

Рентгеновские характеристические спектры примесей в кристаллитах и демпферных зонах кварца Дульдурги оказались идентичными друг другу. Установлено, что в них присутствуют линии, связанные с примесями Fe, Hg, Zn и С. Их содержание в демпферных зонах лишь в 2–3 раза выше, чем в кристаллитах, хотя в других кварцах перепад концентраций примесей может достигать нескольких порядков.

Состав и содержание примесей в слабоупорядоченных демпферных зонах и областях упорядоченной структуры кварца Дульдурги практически одинаковы.

Подвижные примеси в межблоковом пространстве. Другим примером образца с низким содержанием подвижных примесей служит кварц из месторождения золота Майское. Его кристаллическая структура почти не изменяется при электронном облучении. Методом ПЭМ в нем не обнаруживаются даже заросшие демпферные зоны.

Тем не менее в отдельных наиболее загрязненных областях этого кварца удалось зарегистрировать коагуляцию подвижных примесей под действием электронного пучка (рис. 6). При этом дефектность кристаллической структуры минерала не уменьшалась, как в других кварцах, а возрастала. Если для исходного образца картина микродифракции содержала слабые кикучи-линии (рис. 6, б), то после облучения пучком электронов кикучи-линии размывались (рис. 6, г). Сама же картина микродифракции сохраняла достаточно четкие дифракционные максимумы, отвечающие кристаллическому кварцу. Такое поведение микродифракции позволяет предполагать, что появление коагулированных частиц приводит к пространственной разориентации микроблоков кварца с образованием малоугловых границ между ними.

Состав подвижных примесей, коагулирующих в этом кварце, непостоянен и весьма ограничен. Из них наиболее высокую концентрацию имеет примесь Fe. В меньших количествах

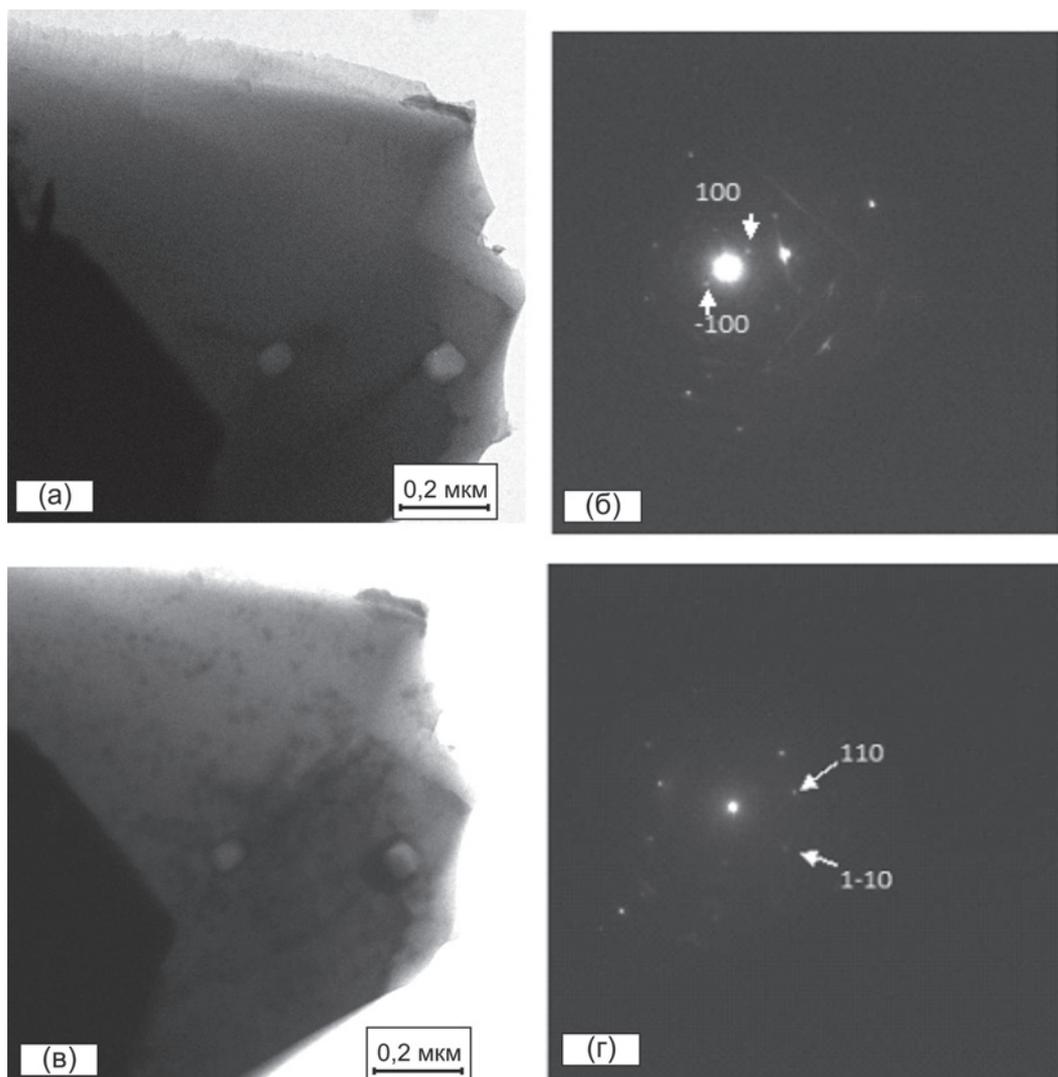


Рис. 6. Электронные микрофотографии (в проходящих электронах) суспензионного препарата золоторудного кварца из месторождения Майское, полученные для первоначального состояния образца (а) и после облучения его электронным пучком в течение 30 секунд (в). Первому и второму случаю отвечают микродифракционные картины (б) и (г) соответственно

и гораздо реже встречаются Al, Au, Co, S и другие элементы.

Как видим, при низком содержании подвижных примесей в кварце количество демпферных зон мало и преимущественным местом их локализации являются границы между микроблоками.

Связь подвижных примесей с трещинами и микропорами. Кварц из месторождения Майское характеризуется аномально высокой хрупкостью. Как было показано в работе [Скамницкая, Бубнова, 2014], отжиг при температуре $T = 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ вызывает образование в нем большого количества трещин, приводящих к разрушению минерала даже при слабом механическом воздействии. Наши исследования позволили выяснить причину образования

этих трещин. Методом РЭМ в кварце из месторождения Майское было установлено присутствие двух генераций кварца. Одной из них на микрофотографии в отраженных электронах отвечают участки кварца с раковистым изломом (рис. 7, а), другой – участки с сахаровидной поверхностью (рис. 7, б). Каждая из генераций характеризуется большим и различным количеством микропор. Полученные результаты согласуются с выводом работы [Вольфсон, 2004] о том, что формирование кварцевых жил на месторождении Майское происходило при участии двух типов флюидов – с низкой и высокой газонасыщенностью. Обнаружено, что появление в кварце большого количества трещин и дислокаций при отжиге обусловлено присутствием микропор. На микрофотографии

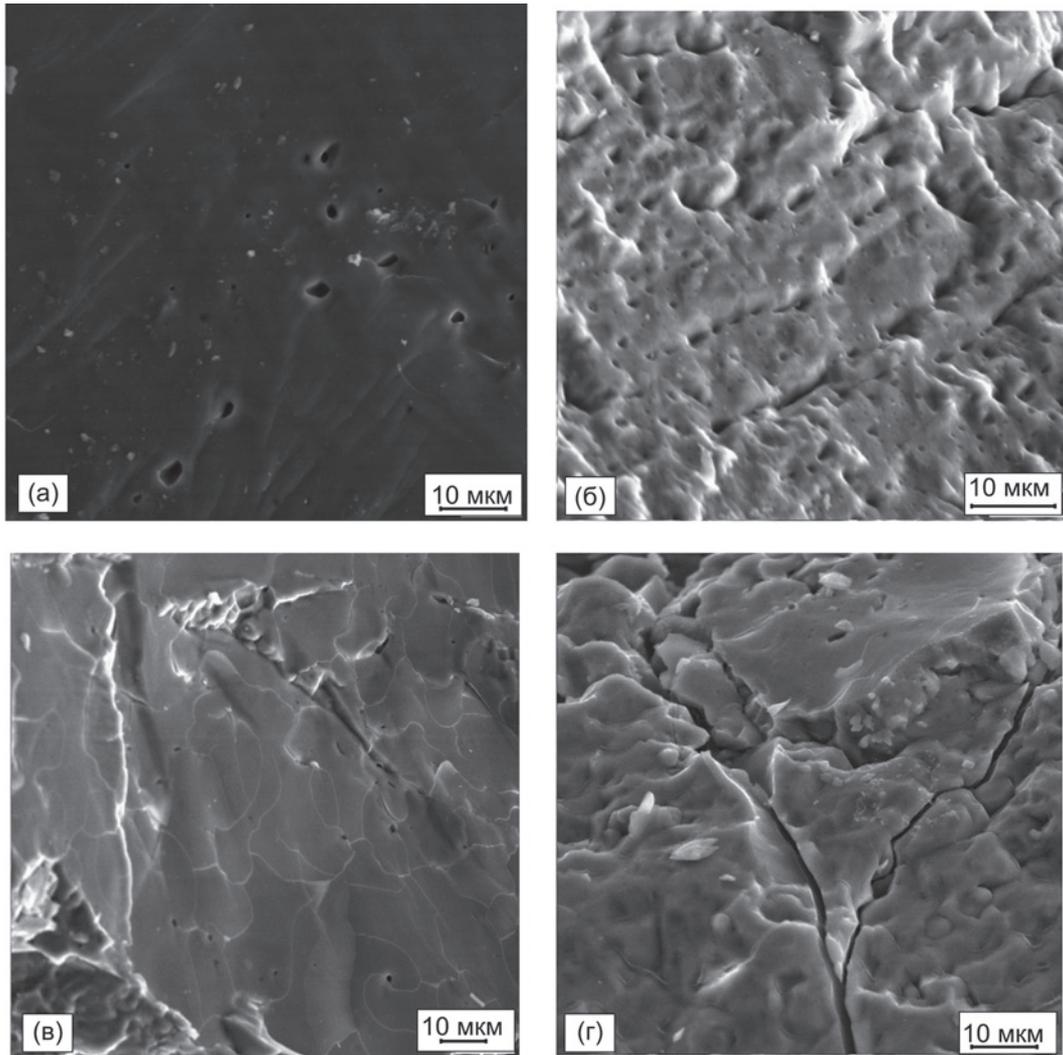


Рис. 7. Электронные микрофотографии (в отраженных электронах) кварца из месторождения Майское, отвечающие двум генерациям кварца в исходном образце (а, б) и обработанном при температуре 600 °С (в, г) соответственно

(рис. 7, в) видно, что многие дислокации, возникшие в кварце с раковистым изломом, проходят через микропоры, которые, видимо, и спровоцировали их образование. В кварце с сахаровидной поверхностью, где концентрация микропор особенно велика, после отжига при $T = 600$ °С появляются трещины (рис. 7, г).

Полученные данные согласуются с результатами изучения кварца методом ПЭМ. Из рассмотрения микрофотографий на рисунке 6 (а, в) ясно, что микропоры являются источниками образования трещин. Эти трещины имеют вид темных полос, развивающихся из микропор в глубину кварца. Они служат эффективным стоком для подвижных примесей. Об этом свидетельствует скопление примесей в непосредственной близости от трещин.

Участие подвижных примесей в процессах изоморфизма. Изучение процессов

внедрения подвижных примесей в кристаллическую структуру кварца методом ЭПР проводилось в образцах, где эти процессы хорошо проявлены. В них после искусственного прогрева отмечалось многократное увеличение содержания изоморфных примесей.

Рассматривалась кинетика роста концентраций изоморфных примесей N в кварце с течением времени t изотермического отжига. Прогрев кварца осуществлялся в муфельной печи при температурах $T_1 = 400$ °С и $T_2 = 750$ °С, время отжига t варьировало от 5 до 240 минут.

Представление о поведении концентраций изоморфных примесей германия (N_{Ge}) и титана (N_{Ti}) при отжиге кварца дают графики на рисунке 8. Они построены для образца монокристаллического кварца из Кентского пегматитового поля и являются типичными для исследованных образцов.

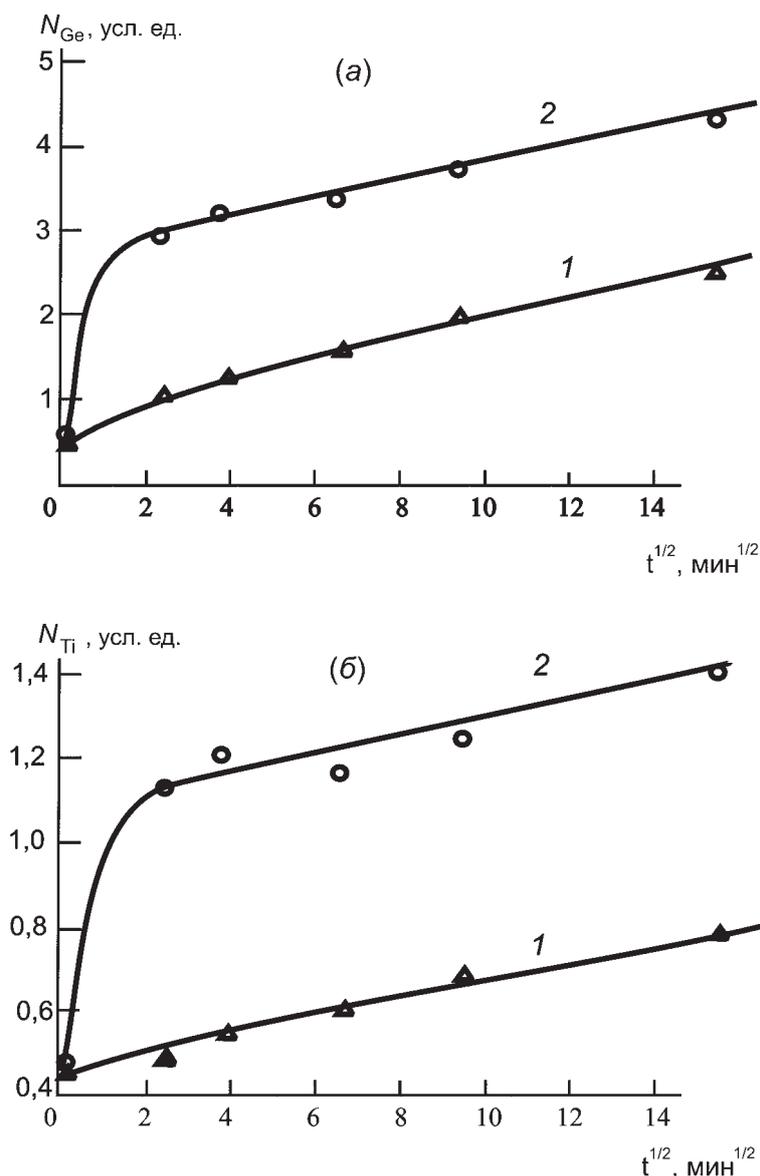


Рис. 8. Кинетика роста концентраций изоморфного германия (N_{Ge}) (а) и изоморфного титана (N_{Ti}) (б) в кварце с течением времени изотермического отжига $t^{1/2}$ при температурах 400 °С (1) и 750 °С (2). Образец кварца из Кентского пегматитового поля (Юго-Восточный Казахстан). Значения условных единиц: 1 усл. ед. = 10⁻⁴ % для Ti, 1 усл. ед. = 10⁻⁵ % для Ge

Видно, что на графиках полученных экспериментальных зависимостей $N_{Ge}(t^{1/2})$ и $N_{Ti}(t^{1/2})$ выделяются два участка.

Один из них, нелинейный, особенно четко проявляется при $T_2 = 750$ °С и времени прогрева менее 5 минут. Он отвечает процессу ускоренного внедрения примесей Ge и Ti в кристаллическую структуру минерала на начальной стадии отжига.

Другой участок, линейный, соответствует медленному процессу вхождения примесей. Он занимает правую часть кинетических кривых, доминируя при $t > 5$ минут для температуры

$T_2 = 750$ °С и практически при всех значениях времени отжига для $T_1 = 400$ °С. Угол наклона линейных участков кинетических кривых для обеих температур приблизительно одинаков (рис. 8).

Обсуждение результатов

Данные изучения кварца методами электронной микроскопии и ЭПР дают возможность сформулировать ряд положений, касающихся форм существования подвижных примесей в кварце, зон их локализации и влияния на свойства минерала.

Области локализации подвижных примесей в кварце. Полученные результаты показывают, что подвижные примеси в кварце существуют и сконцентрированы в тех областях, где возможна их активная диффузия.

Основная часть подвижных примесей локализована в областях кварца высокой дефектности. Именно в них было установлено наиболее выраженное перераспределение примесей в ходе исследования кварца методом ПЭМ. Концентрация подвижных примесей здесь может быть столь значительной, что при коагуляции они образуют хорошо различимые методом ПЭМ дисперсные частицы.

Влияние подвижных примесей на структурные преобразования в минерале. Содержание подвижных примесей играет роль регулятора процессов структурных превращений, протекающих в дефектных областях кварца. Если содержание примесей велико, то дефектность кристаллической структуры кварца сохраняется, если мало – то возникают условия для образования кварца с более совершенной кристаллической структурой. Такая взаимосвязь между содержанием примесей и процессами структурных превращений, на наш взгляд, объясняется высокой чувствительностью кристаллической решетки кварца к концентрации изоморфных примесей. В природе кварца с их высоким содержанием просто не существует. Согласно нашим исследованиям, максимальная концентрация изоморфных примесей в нем может достигать значения $5,10^{-2}$ %. Поэтому из кремнезема, в котором превышен порог содержания примесей, кварц с совершенной кристаллической структурой образоваться не может. И наоборот, если кварц уже существует и в него внедряется слишком большое количество примесей, то его кристаллическая структура переходит в дефектное или даже аморфное состояние.

Если учесть вышеизложенное, то становится понятным синхронный характер протекания процессов коагуляции подвижных примесей и структурных превращений в дефектных областях кварца под действием электронного пучка. Действительно, в областях, где имеет место коагуляция подвижных примесей, отмечается образование более совершенного кварца (рис. 1). Формирование крупных частиц, состоящих из примесей, способствует очищению окружающего пространства. Поэтому появление в нем кварца с более упорядоченной кристаллической структурой представляется вполне логичным. Если при электронном облучении протекает обратный процесс – рассеивание крупных дисперсных частиц в объеме кварца,

то наблюдается повышение дефектности кристаллической структуры минерала (рис. 2). Появившиеся мелкие частицы примесей, включая молекулы и атомы, заполняют окружающее пространство и, внедряясь в кристаллическую структуру, увеличивают количество дефектов в кварце. При отсутствии подвижных примесей кристаллическая структура кварца под действием электронного пучка практически не изменяется (рис. 5).

Подвижные примеси на границах микроблоков кварца. Подвижные примеси способны концентрироваться на границах микроблоков кварца. Об этом свидетельствуют результаты изучения кварца из месторождения Майское. По сравнению с обширными демпферными зонами количество подвижных примесей в этих областях не столь велико. Соответственно, меньший размах имеют и структурные преобразования в них – дело ограничивается лишь разориентацией микроблоков кварца.

Условия нахождения подвижных примесей на границах микроблоков более критичны, чем в демпферных зонах. Видимо, поэтому их состав ограничен – основным элементом, локализующимся здесь, является Fe. Высокая подвижность примесей на границах микроблоков меняет наши представления о диффузионных процессах в кристаллическом кварце. Ранее возможность перемещения атомов примесей в нем связывали исключительно с наличием структурных каналов [Самойлович, 1972]. Полученные нами данные являются прямым доказательством того, что этот процесс может эффективно развиваться по границам микроблоков кварца.

Природа инверсионных переходов. Можно предположить, что на структурные превращения в кварце оказывает влияние и вид энергетического воздействия на кварц. Радиационное облучение, по всей видимости, вызывает повышение дефектности кристаллической структуры кварца, а температурный прогрев стимулирует обратный процесс – ее совершенствование.

Данный вывод следует из анализа тех закономерностей, которые наблюдаются для структурных преобразований в дефектных областях кварца. Исчезновение кристаллитов в этих областях после γ -облучения от источника ^{60}Co обусловлено исключительно радиационным воздействием, т. к. нагрев образца при таком облучении незначителен. С другой стороны, в прогретых образцах кварца всегда отмечается увеличение количества кристаллитов и никогда не наблюдается их исчезновение.

Исходя из вышеизложенного, можно дать объяснение инверсионным переходам, которые были обнаружены в режиме непрерывного наблюдения кварца под электронным микроскопом. При малом времени наблюдения исследуемый образец получает относительно небольшую дозу радиационного облучения. Зато он может подвергнуться нагреву, способному вызвать появление в дефектных областях более совершенного кварца. При дальнейшем наблюдении температура образца стабилизируется, однако возрастает роль радиационного воздействия. Оно, очевидно, и возвращает кристаллическую структуру кварца в исходное состояние. Установлено, что при более длительном воздействии электронного пучка микроскопа кристаллическая структура кварца может претерпевать метамиктизацию.

Оба фактора – содержание подвижных примесей и вид энергетического воздействия – действуют совместно. Чтобы температурный прогрев вызвал процесс кристаллизации, дефектная зона должна быть достаточно чистой. А чтобы радиационное облучение привело к образованию дефектной кристаллической структуры кварца, он должен содержать достаточное количество примесей.

Радиационная неустойчивость новообразованных кристаллитов свидетельствует о том, что распределение структурных дефектов в них неравновесное, а содержание примесей близко к критическому значению. Видимо, поэтому дополнительные структурные дефекты, образованные радиационным облучением, вызывают превращение кристаллитов в демпферные зоны. Этому же может способствовать радиационное разрушение и рассеивание коагулированных частиц.

С течением геологического времени структурные дефекты в новообразованных кристаллитах достигают состояния равновесия, и кристаллическая решетка приобретает радиационную устойчивость (рис. 5).

Мобильность подвижных примесей в зонах локализации. Подвижные примеси в областях нераскристаллизованного кремнезема при повышенных температурах обладают исключительной диффузионной активностью. Они способны не только свободно мигрировать и участвовать в процессах коагуляции, но, вероятно, и выноситься за пределы зон вместе с их содержимым. В частности, дробление кварца $T = 400$ °С может привести к активному перемещению подвижных примесей из областей локализации на поверхность дробления. Находясь на ней, примеси становятся доступ-

ными для воздействия различных реагентов и могут быть удалены с поверхности кварца.

В этом свете получают объяснение результаты работы [Кряжев и др., 2006]. Примеси, рассматриваемые ее авторами как извлеченные из кристаллической матрицы минерала, на самом деле имеют другую природу. Их появление обусловлено выходом на поверхность дробления подвижных примесей, которые ранее были локализованы в областях нераскристаллизованного кремнезема. Поэтому результаты анализа, проведенного в этой работе, представляют интерес для изучения состава подвижных примесей.

Особая ситуация складывается в заросших демпферных зонах. В них отсутствуют условия для существования подвижных примесей, т. к. внутри зон формируется достаточно совершенная кристаллическая структура кварца (рис. 5).

Элементный состав подвижных примесей. О составе подвижных примесей можно судить по результатам изучения областей нераскристаллизованного кремнезема методом энергодисперсионного анализа. Они показывают, что в этих областях постоянно присутствуют Al и Fe. Кроме них в рентгеновских характеристических спектрах зарегистрированы линии Ti, Ge, Hg, Mn, Zn, Ba, Ta и других элементов. Однако их появление носит случайный и, в общем, неясный характер. Скорее всего, оно связано с аномалиями в распределении указанных элементов в зонах локализации подвижных примесей.

Более достоверным определением состава подвижных примесей в кварце нужно считать результаты анализа, выполненные в работе [Кряжев и др., 2006]. Разработанная в ней методика имеет порог чувствительности по важнейшим элементам-примесям в кварце, близкий к 10^{-6} %. Это на 4–5 порядков ниже порога чувствительности энергодисперсионного анализа, использованного в наших исследованиях. Кроме того, примененная в этой работе методика обеспечивает высокую представительность результатов анализа за счет использования достаточно больших навесок вещества, равных 0,5–1 г. Применение указанной методики в работе [Кряжев и др., 2006] позволило установить, что при дроблении кварца в вытяжку поступают прежде всего примеси Al, Ti, Ga, Sc, Zr, Y и Ge.

Перечень этих элементов весьма показателен. Все они принадлежат ко второй и третьей группам таблицы Менделеева и по атомным характеристикам близки к атому Si. Можно предположить, что их концентрирование

в демпферных зонах связано с тем, что они способны лучше других элементов замещать атомы Si.

Влияние подвижных примесей на процессы трещинообразования в кварце. Дефицит подвижных примесей в кварце может приводить к «ослаблению» горных пород.

Известно, что структурные нарушения в кристаллических телах служат эффективными стоками для междоузельных атомов [Бокштейн и др., 1974]. Такую же роль они играют и для подвижных примесей, о чем свидетельствует скопление последних на границах трещин и микропор (рис. 6, а, в). Большая концентрация подвижных примесей способна привести к аморфизации кристаллической структуры кварца. Поэтому вблизи структурных нарушений могут образовываться зоны, обладающие свойствами стекла.

Поведение микропор, трещин и других структурных нарушений в кварцевом стекле совсем иное, чем в кристаллическом кварце. Установлено, что аморфная среда в большей степени способствует их «залечиванию», чем упорядоченная структура [Крейсберг, Ракчеев, в печати]. Отсюда следует, что обилие подвижных примесей повышает устойчивость кварца к механическому разрушению, а их недостаток может быть причиной избыточной хрупкости минерала.

Аномально высокая хрупкость кварца из месторождения золота Майское объясняется малым содержанием подвижных примесей. Поэтому в нем сохранилось большое количество микропор, провоцирующих образование трещин при термической обработке минерала (рис. 7).

Возникновение трещин в кварце может вызывать появление микроразрывов в горных породах, накопление которых способно влиять на устойчивость пород литосферных массивов к разрушению.

Внедрение подвижных примесей в кристаллическую структуру кварца. Понять механизм проникновения подвижных примесей в кристаллическую решетку кварца при термообработке позволяет анализ графиков зависимостей $N_{\text{Ge}}(t^{1/2})$ и $N_{\text{Ti}}(t^{1/2})$ (рис. 8). Он показывает, что появление новых изоморфных примесей, очевидно, обусловлено двумя процессами – возникновением в нем новых кристаллитов и термической диффузией примесей в кристаллическую решетку уже существующего кварца. Каждому из этих процессов отвечает свой участок на графиках зависимостей $N_{\text{Ge}}(t^{1/2})$ и $N_{\text{Ti}}(t^{1/2})$.

Появление изоморфных примесей в кварце за счет возникновения новых кристаллитов,

вероятно, описывается начальным участком графиков зависимости $N_{\text{Ge}}(t^{1/2})$ и $N_{\text{Ti}}(t^{1/2})$ (рис. 8). Как было показано выше, воздействие температуры приводит к раскристаллизации некоторой части природного кремнезема. В результате в демпферных зонах появляются новообразованные кристаллиты, содержащие изоморфные примеси Ge и Ti. Концентрации этих примесей могут быть весьма существенными, поскольку кристаллизация кварца может протекать при их значениях, близких к критическим. Поэтому появление даже малого количества новообразованного кварца способно привести к заметному росту средних концентраций N_{Ge} и N_{Ti} в образце.

На связь начального участка указанных кривых с процессом образования новых кристаллитов указывает следующий факт. Раскристаллизация природного кремнезема при термическом воздействии протекает очень быстро. Об этом свидетельствуют результаты исследования кварца методом ПЭМ. После нагрева электронным пучком кремнезем переходит в кристаллическое состояние практически мгновенно. Такой же скачок наблюдается в росте концентраций N_{Ge} и N_{Ti} при отжиге кварца, регистрируемый методом ЭПР (рис. 8).

Термической диффузии подвижных примесей в кристаллическую решетку кварца и переходу их в изоморфное состояние, вероятно, соответствует участок, отвечающий большим периодам прогрева. Подобные процессы, как правило, растянуты во времени и контролируются диффузией атомов примесей. Рассматриваемый процесс принадлежит к этому классу явлений, поскольку описывается линейной зависимостью $N(t^{1/2})$ [Wait, 1957].

Обращает на себя внимание одинаковый угол наклона линейных участков графиков зависимости $N_{\text{Ge}}(t^{1/2})$ и $N_{\text{Ti}}(t^{1/2})$ для температур отжига $T_1 = 400^\circ\text{C}$ и $T_2 = 750^\circ\text{C}$. Обнаруженный факт необычен. В общем случае тангенс угла наклона прямых, отвечающих разным температурам, должен изменяться как $\exp(-E/kT_0)$, где E – энергия активации диффузии; k – постоянная Больцмана; $T_0 = T + 273$ – абсолютная температура.

В нашем случае эти углы равны, и следовательно, $E \sim kT_0$. Такое соотношение может выполняться для веществ, находящихся на пороге плавления, т. е. в состоянии, когда они начинают проявлять вязкотекучие свойства [Бокштейн и др., 1974].

Отсюда следует вывод, что диффузия, связанная с внедрением примесей в кварц, осуществляется в среде, находящейся в вязкотекучем состоянии. В ней диффузионное движение

определяется не столь температурой, как свойствами самой среды [Френкель, 1975]. Эта среда контактирует с кристаллитами и служит источником поступления в них атомов примесей.

Особые свойства кремнезема в зонах локализации подвижных примесей. Необычное состояние кремнезема в зонах локализации подвижных примесей подтверждается другими экспериментальными фактами.

Одним из них является характер микроснимка области кремнезема, в котором произошла коагуляция подвижных примесей (рис. 1, в). Трудно себе представить, чтобы подобные коагулированные частицы могли появиться в конденсированной среде. Их вид и характер распределения показывают, что среда формирования таких частиц должна обладать вязкотекучими свойствами.

На близость кремнезема к вязкотекучему состоянию указывает и отсутствие подвижных примесей в приповерхностном слое. При выполнении условия $E \sim kT_0$ атомы примесей уходят вглубь кристаллической структуры, где коагулируют друг с другом. Такое поведение примесных атомов типично для веществ, находящихся на грани плавления. Диффузия примесей в них протекает навстречу потоку вакансий, движущемуся из внутреннего объема кристаллов к поверхности [Бокштейн, 1978].

Особое состояние кремнезема, содержащего подвижные примеси, проявляется в деталях процесса его раскристаллизации. Действительно, микроснимки на рисунке 1 (а, в) сделаны в одном масштабе. Сравнивая их между собой, легко убедиться, что после раскристаллизации линейные размеры исследуемой области уменьшились приблизительно на 60 %. Такое уплотнение кремнезема нехарактерно даже для перехода кварцевого стекла в кварц. В самом деле, если считать плотность стекла равной $2,2 \text{ г/см}^3$, а кварца – $2,65 \text{ г/см}^3$ [Кэй, Лэби, 1962], то каждый из размеров образца стекла при переходе в кварц должен уменьшаться не более чем на 7 %. Следовательно, образец, представленный на микроснимке (рис. 1, а), имеет плотность намного меньшую, чем кварцевое стекло, или претерпевает деформацию под действием собственного веса. В обоих случаях приходится предполагать, что образец на рисунке 1 (а) находится в вязкотекучем состоянии, причем предел текучести кремнезема низок. В то же время существование микрофракции для него (рис. 1, б) показывает, что данному образцу присущи черты кристалла. Примерно в тех же пропорциях происходит увеличение размеров кремнезема при обратном переходе (рис. 2).

Необычными свойствами обладает кремнезем, находящийся в межблоковом пространстве и, вероятно, имеющий достаточно совершенную кристаллическую структуру. По крайней мере, его присутствие не искажает практически идеальную картину микрофракции кварца (рис. 6, б).

Тем не менее после прогрева пучком электронов в нем обнаруживаются коагулированные частицы. Их расположение не хаотично, как в нераскристаллизованном кремнеземе (рис. 1, в), а приурочено к определенным областям, располагающимся по границам микроблоков кварца (рис. 6, в). Накопление примесей здесь вполне закономерно, поскольку межблоковое пространство служит для них стоком при очистке микроблоков. В результате даже при сравнительно упорядоченной кристаллической структуре кварца в межблоковом пространстве образуются области, приобретающие под действием электронного пучка микроскопа вязкотекучие свойства.

Данные исследований позволяют предполагать, что кремнезем, в котором локализованы подвижные примеси, обладает особыми качествами. При термическом воздействии он переходит в вязкотекучее состояние, сохраняя при этом некоторую кристалличность своего строения. Такое поведение кремнезема напоминает поведение термотропных жидких кристаллов [Америк, Кренцель, 1981]. Однако в отличие от них он не расплавляется при дальнейшем нагревании, а переходит в кристаллический кварц.

Аналогичное заключение о кремнеземе с высоким содержанием примесей было сделано в работе [Раков и др., 2015]. Оно опиралось на результаты изучения кварца Карело-Кольского региона методом растровой электронной микроскопии. Настоящие исследования подтверждают правильность этого вывода.

Необычные свойства обогащенного примесями кремнезема должны проявляться в его способности при высоких температурах мигрировать по трещинам. Это качество кремнезема, названного однородным тонкокристаллическим агрегатом (матриksom), отмечено в работе [Лаврушина, Пржиялговский, 2011].

Предполагаемое строение областей локализации подвижных примесей. Возможно, области локализации подвижных примесей представляют собой коллоидные системы, в которых дисперсной средой является обогащенный примесями кремнезем, а дисперсными частицами – наноразмерные кварцевые образования. Последние можно рассматривать как элементарные кристаллы кварца. Мы не знаем размеров этих кристаллов, но можем судить об

их форме. Ввиду малой скорости роста кварца в направлении, перпендикулярном оси L_3 [Асхабов, 1979], они, скорее всего, имеют форму, вытянутую вдоль указанной оси. Поскольку рассматриваемым областям присущи черты кристалла, то можно предположить, что кварцевые образования расположены параллельно друг другу. Однако количество максимумов микродифракции для них мало (рис. 1, б), что свидетельствует об относительной разупорядоченности кварцевых образований.

При нагревании дисперсная среда, по всей видимости, переходит в вязкотекучее состояние. Это приводит к повышению диффузионной активности подвижных примесей и коагуляции частиц с различным электрическим зарядом. Очищенный кремнезем дисперсной среды претерпевает раскристаллизацию и образует с первичными кварцевыми образованиями единую кристаллическую структуру. Появление для нее системы максимумов микродифракции (рис. 1, г) подтверждает это предположение.

Если сброс примесей в системе невозможен, раскристаллизации кремнезема не происходит. Причинами, препятствующими образованию кварца, могут являться: отсутствие достаточного пространства для коагуляции подвижных примесей, слишком высокая их концентрация и т. д. В то же время низкая вязкость дисперсной среды создает благоприятные условия для термической диффузии подвижных примесей в кристаллическую структуру первичных образований кварца.

Следует отметить, что изучение подвижных примесей в кварце выявило сложную картину их отношений между собой и с матрицей минерала. Полученные данные представляются нам вершиной айсберга, познание которого впереди. Поэтому приведенные объяснения экспериментальным фактам нужно рассматривать как предварительные. Окончательные ответы на поставленные вопросы могут быть получены после более детальных исследований кремнезема в зонах концентрирования подвижных примесей.

Заключение

Результаты проведенных исследований показывают, что рассеянные примеси в кварце распределяются крайне неравномерно. Основная их часть локализуется в зонах дефектности, в которых кремнезем при нагревании переходит в вязкотекучее состояние. Вследствие этого находящиеся там атомы примесей приобретают высокую подвижность и получают возможность внедряться в кристаллическую структуру кварца.

Данное обстоятельство необходимо принимать во внимание при оценке качества кварцевого сырья. Подвижные примеси наиболее трудно устраняются из минерала, и их присутствие во многом определяет перспективность кварцевого сырья. Изучение кварца Карело-Кольского региона можно рассматривать как первый шаг к разработке новых поисковых критериев на особо чистый кварц и созданию эффективных технологий его обогащения. Приобретенные знания могут служить необходимой основой для их развития.

Полученные данные демонстрируют, какое серьезное влияние на чистоту кварца оказывает степень его кристалличности. Если она низка, то в кварце присутствует большое количество зон дефектности, и в них может аккумулироваться значительное количество рассеянных примесей. Поэтому при поисках качественного кварцевого сырья необходимо учитывать фактор динамической рекристаллизации минерала в природных условиях, определяющий степень его кристалличности.

Обнаружение подвижных примесей меняет наши представления об изоморфизме в кварце и обосновывает концепцию, согласно которой в кварце имеет место вторая стадия изоморфизма, реализующаяся после его кристаллизации [Раков, 2006]. Во многих случаях эта стадия является основной, поскольку с ней связано образование большей части изоморфных примесей. Предположение о ее существовании было использовано при разработке нового метода генетического анализа кварца [Раков, Шурига, 2009]. Полученные данные будут способствовать его совершенствованию.

Интересно отметить, что не только дефектные зоны благоприятствуют появлению рассеянных примесей, но рассеянные примеси обеспечивают сохранность этих зон. Они ограничивают переход кристаллической структуры из дефектного состояния в упорядоченное в процессе динамической рекристаллизации кварца. В итоге такой переход осуществляется только в части объема зон дефектности, а в остальном объеме сохраняется слабо упорядоченный кремнезем, насыщенный примесями. Его способность переходить в вязкотекучее состояние может объяснять текучие свойства не только кварца, но и вмещающих его кристаллических горных пород.

Наконец, присутствие подвижных примесей в кварце следует учитывать при оценке механической прочности горных пород. Здесь роль подвижных примесей двоякая. С одной стороны, их наличие способствует «залечиванию» трещин, имеющихся в кварце, и повышает

прочность горных пород. С другой стороны, высокое содержание подвижных примесей может придать кварцсодержащим породам излишнюю текучесть.

Литература

Америк Ю. Б., Кренцель Б. А. Химия жидких кристаллов и мезоморфных полимерных систем. М.: Наука, 1981.

Асхабов А. М. Регенерация кристаллов. Л.: Наука, 1979. 178 с.

Бокштейн Б. С. Диффузия в металлах. М.: Металлургия, 1978. 248 с.

Бокштейн Б. С., Бокштейн С. З., Жуховицкий А. А. Термодинамика и кинетика диффузии в твердых телах. М.: Металлургия, 1974. 280 с.

Вольфсон А. А. Геолого-генетические особенности золото-кварцевого месторождения «Майское» (Северная Карелия): дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2004. 165 с.

Гетманская Т. И., Раков Л. Т. Закономерности распределения парамагнитных центров в кварце вольфрамовых месторождений грейзеновой формации // Геохимия. 1998. № 5. С. 539–542.

Доломанова Е. И., Бершов Л. В., Гасоян М. С. Изоморфные элементы-примеси в жильном кварце оловорудных месторождений Забайкалья и их генетическое значение // Изв. АН СССР. 1972. № 6. С. 65–74.

Крейсберг В. А., Ракчев В. П. Влияние механического и термического воздействий на нанопористую морфологию поверхности стекла и керамики // Физика и химия стекла (в печати).

Кряжев С. Г., Прокофьев В. Ю., Васюта Ю. В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестн. Моск. ун-та. 2006. № 4. Сер. 4. С. 3–36.

Кэй Дж., Лэби Т. Таблицы физических и химических постоянных. М.: ГИФМЛ, 1962. 247 с.

Лаврушина Е. В., Пржиялговский Е. С. Микроструктуры гранитных протрузий Южной Монголии // Современные вопросы геологии: материалы 4-х Яншинских чтений. М.: ГИН РАН, 2011. С. 103–110.

Лютов В. П., Глухов Ю. В., Суетин В. П. и др. Спектроскопия примесных дефектов в минералах из эндогенных и экзогенных объектов: структурные примеси и адсорбированные молекулы как маркеры геологических процессов. Сыктывкар: Геопринт, 2007. № 5 (54). 44 с.

Раков Л. Т. Механизмы изоморфизма в кварце // Геохимия. 2006. № 10. С. 1085–1096.

Раков Л. Т., Данилевская Л. А. Влияние метаморфизма на кристаллическую структуру кварца // Типоморфные минералы и минеральные ассоциации – индикаторы масштабности природных и техногенных месторождений и качества руд: матер. годичного собр. РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 170–173.

Раков Л. Т., Дубинчук В. Т. Новые подходы к проведению оценки качества кварцевого сырья // Новые

методы технологической минералогии при оценке руд металлов и промышленных минералов: материалы третьего Всероссийского семинара. 2008. С. 78–82.

Раков Л. Т., Шурига Т. Н. Структурно-динамическое состояние как генетический критерий кварца // Геохимия. 2009. № 10. С. 1086–1102.

Раков Л. Т., Горячкина О. О., Моисеев Б. М. Возможность использования низкодозных центров в кварце для формационного анализа месторождений олова Приморья методом ЭПР // Геохимия. 1995. № 6. С. 895–898.

Раков Л. Т., Миловидова Н. Д., Моисеев Б. М. Экспрессное определение методом ЭПР содержания изоморфных примесей в образцах кварцевого сырья. М.: ВИМС, 1991. 16 с.

Раков Л. Т., Ткачев А. В., Сахнов А. А. Генетический анализ кварца пегматитов Мамско-Чуйского слюдоносного района на основе использования распределения изоморфных примесей // Геол. рудн. месторождений. 2013. Т. 55, № 1. С. 48–67.

Раков Л. Т., Щипцов В. В., Дубинчук В. Т., Скамницкая Л. С. Кварцевое сырье Карело-Кольского региона: о природе образования и генетическом значении субмикроскопических структурных неоднородностей в кварце // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 164–180. doi: 10.17076/geo142

Самойлович М. И. О радиационно-стимулированной диффузии щелочных ионов и протонов в кварце // Кристаллография. 1972. Т. 17, № 1. С. 184–188.

Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П. Влияние способа термообработки на физико-химические свойства кварца месторождения Майское // Сб. ст. по мат. докладов VIII Российского семинара «Технологическая минералогия в оптимизации процессов рудоподготовки и обогащения минерального сырья». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. С. 124–132.

Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей. Л.: Наука, 1975. 592 с.

Хирш П., Хови А., Николсон Р. и др. Электронная микроскопия тонких кристаллов. М.: Мир, 1968. 575 с.

Экспрессное определение методом ЭПР содержания изоморфных примесей в образцах кварцевого сырья: Методические рекомендации. М.: ВИМС, 1991. 16 с.

Lowry A. R., Pérez-Gussinyé M. The role of crustal quartz in controlling Cordilleran deformation // Nature. 2011. Vol. 471. P. 353–357.

Shchiptsov V. V., Scamnitskaya L. S., Voytekhovskiy Yu. L. et al. Geological and mineralogical-technological appraisal of quartz as a raw material from the Karelia-Kola quartz-bearing province, a new promising region of Russia // Abstracts and Proceedings of the Geological Society of Norway. The Arctic Days 2014. Norsk Geologisk Forening c/o Norges geologiske undersøkelse No. 7491 Trondheim. P. 80–81

Wait T. R. Theoretical treatment of the kinetic of diffusion-limited reactions // Phys. Rev. 1957. Vol. 107, no. 2. P. 463–470.

Поступила в редакцию 29.04.2016

References

Amerik Yu. B., Krentsel' B. A. Khimiya zhidkikh kristallov i mezomorfnykh polimernykh sistem [Chemistry of liquid crystals and mesomorphic polymer systems]. Moscow: Nauka, 1981.

Askhabov A. M. Regeneratsiya kristallov [Regeneration of crystals]. Leningrad: Nauka, 1979. 178 p.

Bokshtein B. S. Diffuziya v metallakh [Diffusion in metals]. Moscow: Metallurgiya, 1978. 248 p.

Bokshtein B. S., Bokshtein S. Z., Zhukhovitskii A. A. Termodinamika i kinetika diffuzii v tverdykh telakh [Thermodynamics and kinetics of diffusion in solids]. Moscow: Metallurgiya, 1974. 280 p.

Ekspressnoe opredelenie metodom EPR sodержanii izomorfnykh primesei v obraztsakh kvartsevo go syr'ya: Metodicheskie rekomendatsii [Express EPR determination of isomorphic impurities in samples of quartz raw materials; recommended practice]. Moscow: VIMS, 1991. 16 p.

Getmanskaya T. I., Rakov L. T. Zakonomernosti raspredeleniya paramagnitnykh tse ntrov v kvartse vol'framovykh mestorozhdenii greizenovoi formatsii [Regularities in the distribution of paramagnetic centers in quartz-tungsten deposits of greisen formation]. *Geokhimiya [Geochemistry International]*. 1998. No. 5. P. 539–542.

Dolomanova E. I., Bershov L. V., Gasoyan M. S. Izomorfnye elementy-primesi v zhil'nom kvartse olovorudnykh mestorozhdenii Zabaikal'ya i ikh geneticheskoe znachenie [Isomorphic impurities in gangue quartz of the Trans-Baikal tin-ore deposits and their genetic significance]. *Izv. AN SSSR [Bulletin of the Acad. of Sci. of the USSR]*. 1972. No. 6. P. 65–74.

Frenkel' Ya. I. Kineticheskaya teoriya zhidkosti [Kinetic theory of liquids]. Leningrad: Nauka, 1975. 592 p.

Khirsh P., Khovi A., Nikolson R., Peshli D., Uelan M. Elektronnaya mikroskopiya tonkikh kristallov [Electronic microscopy of thin crystals]. Moscow: Mir, 1968. 575 p.

Kreisberg V. A., Rakcheev V. P. Vliyanie mekhanicheskogo i termicheskogo vozdeistvii na nanoporistuyu morfologiyu poverkhnosti stekla i keramiki [Mechanical and thermal impact on nanoporous morphology of glass and ceramics surfaces]. *Fizika i khimiya stekla [Glass Physics and Chemistry]* (appear).

Kryazhev S. G., Prokof'ev V. Yu., Vasyuta Yu. V. Ispol'zovanie metoda ICP MS pri analize sostava rudobrazuyushchikh flyuidov [Use of ICP MS method for ore-forming fluids analysis]. *Vestn. Mosk. un-ta [Moscow University Geology Bulletin]*. 2006. No. 4. Ser. 4. P. 3–36.

Kei Dzh., Lebi T. Tablitsy fizicheskikh i khimicheskikh postoyannykh [Tables of physical and chemical constants]. Moscow: GIFML, 1962. 247 p.

Lavrushina E. V., Przhivalgovskii E. S. Mikrostruktury granitnykh protruzii Yuzhnoi Mongolii [Microstructures of the granite protrusions, South Mongolia]. *Sovremennye voprosy geologii. Materialy 4-kh Yanshinskikh chtenii [Topical Questions of Geology. Proceed. of the 4th Readings to Commemorate Academician A. L. Yanshin]*. Moscow: GIN RA, 2011. P. 103–110.

Lyutov V. P., Glukhov Yu. V., Suetin V. P., Lyssuk A. Yu., Ostashchenko B. A., Samotolkova M. F. Spektroskopiya primesykh defektov v mineralakh iz

endogennykh i ekzogennykh ob'ektov: strukturnye primesi i adsorbirovannye molekuly kak markery geologicheskikh protsessov [Spectroscopy of structural defects in minerals from endogenous and exogenous formations: structural impurities and adsorbed molecules as geological markers]. Syktyvkar: Geoprint, 2007. No. 5 (54). 44 p.

Rakov L. T. Mekhanizmy izomorfizma v kvartse [Mechanisms of isomorphic substitution in quartz]. *Geokhimiya [Geochemistry International]*. 2006. No. 10. P. 1085–1096.

Rakov L. T., Danilevskaya L. A. Vliyanie metamorfizma na kristallicheskiy strukturu kvartsa [Metamorphism effect on crystal structure of quartz]. *Tipomorfnye mineraly i mineral'nye assotsiatsii – indikatory masshtabnosti prirodnykh i tekhnogennykh mestorozhdenii i kachestva rud: Mater. godichnogo sobr. RMO [Proceedings of Annual Meeting of the Russian Mineral Society: Typomorphic Minerals and Mineral Assemblages as Indicators of Size of Natural and Technogenic Deposits and Quality of Ore]*. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 2008. P. 170–173.

Rakov L. T., Dubinchuk V. T. Nove podkhody k provedeniyu otsenki kachestva kvartsevo go syr'ya [New approaches to quality evaluation of quartz resources]. *Nove metody tekhnologicheskoi mineralogii pri otsenke rud metallov i promyshlennykh mineralov: Materialy tret'ego Vserossiiskogo seminara [New Technological Mineralogy Methods for Evaluation of Metallic and Industrial Minerals Ores: Proceedings of the 3rd All-Russian Seminar on Technological Mineralogy]*. 2008. P. 78–82.

Rakov L. T., Shuriga T. N. Strukturno-dinamicheskoe sostoyanie kak geneticheskii kriterii kvartsa [The structural dynamic state of quartz as a criterion of its genesis]. *Geokhimiya [Geochemistry International]*. 2009. No. 10. P. 1086–1102.

Rakov L. T., Goryachkina O. O., Moiseev B. M. Vozmozhnost' ispol'zovaniya nizkodoznykh tse ntrov v kvartse dlya formatsionnogo analiza mestorozhdenii olova Primor'ya metodom EPR [Possible use of quartz low-dose centres for EPR formation analysis of tin deposits in Primorye]. *Geokhimiya [Geochemistry International]*. 1995. No. 6. P. 895–898.

Rakov L. T., Milovidova N. D., Moiseev B. M. Ekspressnoe opredelenie metodom EPR sodержanii izomorfnykh primesei v obraztsakh kvartsevo go syr'ya [Express EPR detection of isomorphic impurities in samples of quartz raw material]. Moscow: VIMS, 1991. 16 p.

Rakov L. T., Tkachev A. V., Sakhnov A. A. Geneticheskii analiz kvartsa pegmatitov Mamsko-Chuiskogo slyudonosnogo raiona na osnove ispol'zovaniya raspredeleniya izomorfnykh primesei [Genetic analysis of quartz from pegmatites of the Mama-Chuya mica belt based on distribution of isomorphic impurities]. *Geol. rudn. mestorozhdenii [Geology of Ore Deposits]*. 2013. Vol. 55, no. 1. P. 48–67.

Rakov L. T., Shchiptsov V. V., Dubinchuk V. T., Skamnitskaya L. S. Kvartsevoe syr'e Karelo-Kol'skogo regiona: o prirode obrazovaniya i geneticheskoi znachenii submikroskopicheskikh strukturnykh neodnorodnostei v kvartse [Quartz raw material of the Karelia-Kola region: on the origin and genetic implications of the submicroscopic structural heterogeneity in quartz].

Trudy KarNTs RAN [Trans. of KarRC of RAS]. 2015. No. 7. P. 164–180.

Samoilovich M. I. O radiatsionno-stimulirovannoi dif-fuzii shchelochnykh ionov i protonov v kvartse [On the radiation-induced diffusion of alkaline ions and protons in quartz]. Kristallografiya [Crystallography Reports]. 1972. Vol. 17, no. 1. P. 184–188.

Skamnitskaya L. S., Bubnova T. P. Vliyanie sposoba termoobrabotki na fiziko-khimicheskie svoistva kvar-tsa mestorozhdeniya Maiskoe [The effect of the thermal treatment method on the physical-mechanical prop-erties of quartz from the Maiskoe deposit]. Cb. st. po mat. dokladov VIII Rossiiskogo seminaru "Tekhnologicheskaya mineralogiya v optimizatsii protsessov rudopodgotovki i obogashcheniya mineral'nogo syr'ya" [Collection of Articles following the VIII Russian Seminar Technological Mineralogy in Optimizing Processes of Ore Preparation and Mineral Processing]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 124–132.

Vol'fson A. A. Geologo-geneticheskie osobenno-sti zoloto-kvartsevogo mestorozhdeniya "Maiskoe"

(Severnaya Kareliya) [Geological and genetic pecu-liarities of the Maiskoe gold-quartz deposit (Northern Karelia)]: DSc (Cand. Geol.-Min) thesis. Moscow, 2004. 165 p.

Lowry A. R., Pérez-Gussinyé M. The role of crustal quartz in controlling Cordilleran deformation. Nature. 2011. Vol. 471. P. 353–357.

Shchiptsov V. V., Scamnitskaya L. S., Voytekhov-sky Yu. L., Bubnova T. P., Dubinchuk V. T., Rakov L. T. Geological and mineralogical-technological appraisal of quartz as a raw material from the Karelia-Kola quartz-bearing province, a new promising region of Russia. Abstracts and Proceedings of the Geological Society of Norway. The Arctic Days 2014. Norsk Geologisk For-ening c/o Norges geologiske undersøkelse No. 7491. Trondheim. P. 80–81

Wait T. R. Theoretical treatment of the kinetic of diffusion-limited reactions. Phys. Rev. 1957. Vol. 107, no. 2. P. 463–470.

Received April 29, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Рakov Леонид Тихонович

ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ)
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017
эл. почта: rakovlt@mail.ru

Дубинчук Виктор Тимофеевич

д. г.-м. н.
Всероссийский институт минерального сырья
им. Н. М. Федоровского (ВИМС)
Старомонетный пер., 31, Москва, 119017
эл. почта: vic_dubinchuk@mail.ru

Скамницкая Любовь Степановна

старший научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: skamnits@krc.karelia.ru

Щипцов Владимир Владимирович

директор ИГ КарНЦ РАН, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11
эл. почта: shchipts@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Rakov, Leonid

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy
and Geochemistry RAS (IGEM RAS)
35 Staromonetnyi per., 119017 Moscow
e-mail: rakovlt@mail.ru

Dubinchuk, Viktor

All-Russian Scientific-Research Institute of Mineral Resources
Named After N. M. Fedorovsky
31 Staromonetnyi per., 119017 Moscow,
e-mail: vic_dubinchuk@mail.ru

Skamnitskaya, Lyubov'

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

Shchiptsov, Vladimir

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

УДК [551.242.12(084.3):553.2.063] 470.21–22

К ОЦЕНКЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАЗМАХА ЖИЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ СЕРИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ (НА ОСНОВЕ ТЕРМОБАРОМЕТРИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Н. Д. Малов

В статье освещается проблема вертикального размаха пегматитогенеза жильных полей Беломорской провинции, до сих пор не получавшая должной характеристики. Особую остроту проблема приобрела на начальной стадии геологического изучения и промышленного освоения пегматитовых районов, но также сохранила свое значение и позднее при опосредованном поиске глубоких горизонтов крупных месторождений. В ряду методических подходов к глубинному прогнозированию жильных пегматитовых серий наиболее теоретически разработанной представляется петрогенетическая методика, связывающая промышленную ценность гранитных пегматитов с термодинамическими условиями регионального метаморфизма вмещающих гнейсово-магматических комплексов. Принципы этого подхода положены в основу данной статьи. Для решения целевой задачи автором установлена вертикальная остаточная мощность пегматитоносных слоев (этажей) на всех промышленных месторождениях мусковитовых пегматитов Беломорья, сверху ограниченная уровнем регионального мезозойского пенеплена, а снизу – неблагоприятной геологической обстановкой локализации жил, но нередко глубиной изученности объекта бурением. Эта мощность колеблется в широких пределах $N \times 10$ – $N \times 100$ м в зависимости от кинематики вертикального перемещения пегматитоносных тектонических блоков. Кроме того, выполнена реконструкция доэрозионной структуры Риколатвы – крупнейшего в регионе промышленного месторождения пегматитов, которая показала, что вертикальная протяженность жильных серий оптимально могла составлять 6–7 км или несколько менее (считая от высотного уровня давления 6 кб).

К л ю ч е в ы е с л о в а: вертикальный размах жильных серий; остаточная мощность пегматитовых слоев (этажей); доэрозионная реконструкция структуры.

N. D. Malov. ON ESTIMATION OF VERTICAL AMPLITUDE OF VEIN PEGMATITE SERIES IN THE NORTHWESTERN BELOMORIE

The article is devoted to the problem of the vertical amplitude of the Belomorian vein fields' pegmatite genesis which has not been characterized so far. This problem became especially important at the initial stage of geological studies and commercial development of pegmatite areas. The theoretically best developed methodological approaches to in-depth prediction of vein pegmatite series are petrogenetic methods which tie the commercial values of granite pegmatite to the thermodynamic conditions of regional metamorphism of host magmatic gneiss complexes. This article is based on the principles of this approach. To address this task the author has determined the vertical residual thickness of pegmatite-bearing layers in all commercial deposits of the Belomorie muscovite pegmatite. On top the thickness is limited by the level of the

regional Mz peneplain and from the bottom – mainly by the depth reached by drilling studies. The thickness varies within Nx10 to Nx100 m depending on the kinematics of the vertical displacement of pegmatite-bearing tectonic blocks. Besides, a reconstruction of the pre-erosional Rikolatva structure – the biggest commercial pegmatite deposit in the region, has been carried out to demonstrate that the vertical extent of vein series could be 6–7 km or slightly less (estimating from the altitudinal pressure level of 6 kb).

Key words: vertical amplitude of vein series; residual thickness of pegmatite layers; pre-erosional reconstruction of structure.

Вопрос о вертикальной протяженности жильных серий имел важное теоретическое и прикладное значение на всех стадиях геологического изучения и промышленного освоения пегматитовых районов Беломорской провинции. Проблема и до сих пор не получила удовлетворительного решения.

В то время были предложены два методических подхода к решению целевой задачи – стратиграфический [Калафати, 1960; Чуйкина, 1975] и минералого-геохимический [Гродницкий, Манаев, 1968; Гордиенко, 1975].

Критический анализ выявил ненадежность этих подходов. Стратиграфический подход после исследований В. В. Зарубина [1969], а позднее Л. Л. Гродницкого [1991, 2002] был пересмотрен, и возобладал взгляд на структурно-метаморфическую природу «стратиграфических» подразделений разреза беломорид.

Попытка применения особенностей вертикальных изменений состава минералов пегматитовых жил для глубинного прогноза пегматитоносности была основана на частных примерах и все еще нуждается в доизучении.

Применительно к гранитным пегматитам теоретическое обоснование проблемы глубинного прогноза было разработано А. Е. Ферсманом [1940], а позднее развернуто изложено В. А. Глебовицким [1973], М. Е. Салье [1975], В. П. Петровым [1975] и В. В. Гордиенко [Гордиенко, 1975; Гордиенко и др., 1976].

Петрогенетический подход является наиболее перспективным.

Ландшафтно-геологическая характеристика Беломорской провинции (табл. 1). Провинция протягивается протяженной полосой (350 км) от Лейвойвы на северо-западе до г. Беломорска на юго-востоке и объединяет три пегматитовых района – Енский (три промышленных месторождения), Чупино-Лоухский (шесть месторождений) и Кемско-Беломорский (одно месторождение). Она занимает осевую часть Енско-Лоухского синклиория, представленную зоной чупинского покрова, к которой приурочено множество свекофенских

диапиров и купольных структур [Миллер, 1997]. Большая их часть опрокинута на юго-запад по вектору движения Лапландского аллохтона. В ядрах некоторых хорошо изученных гравиразведкой и бурением структур этого типа (например, Плотинской в Чупино-Лоухском районе) установлены материнские палигенно-метасоматические граниты калий-урановой специализации, сопровождаемые зонами промышленных мусковитовых пегматитов [Шуркин и др., 1988]. Предполагается, что подобные гранитизированные структуры маркируют эпицентры глубинных флюидно-тепловых потоков.

В геоморфологическом отношении эта территория неоднородна. В Енском районе преобладает возвышенный рельеф с наибольшими высотными отметками до 630 м. В Чупино-Лоухском районе с северо-востока на юго-восток высотные отметки снижаются со 150 до первых десятков метров, а в Кемско-Беломорском районе отметки снижаются со 100 до 15–20 м.

В масштабе Беломорской провинции в ее средней продуктивной части на всех гипсометрических уровнях в диапазоне высот 10–630 м повсеместно наблюдаются коренные выходы слюдоносных пегматитов.

По данным бурения, максимальная глубина залегания промышленных мусковитовых пегматитов оценивается в 400–500 м (Малиновая Варака Северная, Плотина) и даже 675–700 м (Лейвойва). Таким образом, зарегистрированная амплитуда промышленной пегматитоносности в условиях современного эрозионного среза оценивается величиной 700 м (методика восстановления доэрозионной вертикальной протяженности жильных серий рассмотрена в специальном разделе). Краткий геологический обзор территории предварим пояснениями, которые касаются: 1) существа и типичных вариантов склонения пегматитовых жил; 2) методики оценки знака вертикального перемещения пегматитоносных тектонических блоков; 3) перечня геологических факторов контроля вертикальной протяженности жильных серий.

- 1) Ориентировка склонения пегматитовых жил, для которых типично преобладание длины тел над их высотой, подобно другим элементам линейных структур в гнейсово-мегматитовых комплексах, отражает кинематику глубинного течения материала при покровообразовании. Основные типы склонения промышленных пегматитовых жил систематически изучены в зоне чупинского покрова. Здесь выделяются две группы жил – крутосклоняющиеся (с углами 60–90°) и пологосклоняющиеся (0–30°). На долю первых, приуроченных к фронтальной части Лапландского аллохтона, на северо-востоке Енского района приходится 20 % случаев, а на долю вторых – 80 % в Енском и Чупино-Лоухском районах.
- 2) Основными признаками приподнятых тектонических пегматитоносных блоков служат вмещающие горные породы высоких степеней регионального метаморфизма, а также хорошее и высокое качество листового мусковита рубиновой окраски в пегматитах. Для опущенных тектонических блоков характерно частое проявление метаморфизма ставролит-дистеновой субфации андалузит-силлиманитовой серии, контролирующего размещение мусковит-редкометалльных пегматитов и сопутствующих им процессов альбитизации, ставролитизации и образования акцессорного берилла. Мусковит таких пегматитов отличается яблочно-зеленой окраской и невысоким качеством.
- 3) Эмпирически установлены следующие основные типы геологических барьеров, контролирующих размещение жильных серий: мощные пачки «пластичных» средне-крупнозернистых текстурно однородных полосчатых гнейсов, иногда мусковитизированных, и крупные зоны гранитизированных гнейсов. Появление в разрезе указанных пород хрупких тел (мелкозернистых «сухарей» или базитов) нарушает физико-механическую однородность вмещающей среды. Пегматитоносность таких участков нередко возрастает.

В продольном разрезе провинции с северо-запада на юго-восток наблюдается следующая смена разнознаковых пегматитоносных структур (блоков) и геологических обстановок.

В северной части Енского района располагается тектонически приподнятая фронтальная часть зоны Лапландского аллохтона свекофеннского возраста, в которой локализируются два крупных слюдяных месторождения – Лейвойва и Риколатва с крутосклоняющимися пегматитовыми телами (углы 90–60° соответственно).

Далее к югу картируется опущенная значительная по площади Кандская синформа с мелкими кустами мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов, не имеющих промышленного значения. Кандская структура затем сменяется приподнятым Неблогорским блоком, заключающим одноименное месторождение высококачественного мусковита с пологосклоняющимися (под углом 0–30°) жилами лестничного типа.

Чупино-Лоухский район представлен совокупностью преимущественно приподнятых тектонических блоков, для которых типичны пологосклоняющиеся пегматитовые жилы преимущественно субмеридиональной и северо-западной ориентировки. Исключением является месторождение Тэдино, структура которого относится к комбинированному типу: редкие субмеридиональные продольно секущие слабосклоненные богатые жилы сочетаются с многочисленными рядовыми по размерам и запасам слюды поперечно секущими часто крутосклоненными лестничными жилами субширотной ориентировки. Согласно В. В. Зарубину [1969], локализация первых определяется зонами рассланцованных («пластичных») гнейсов, а вторых – пачками неяснополосчатых гнейсов («сухарей»).

В Чупино-Лоухском районе зона покрова разбита на разновеликие блоки по системе поперечных малоамплитудных сбросов и сбрососдвигов. К числу опущенных блоков принадлежат раздробленное восточное растянутое крыло асимметричной Шатковоборской блок-антиформы (Малиновая Варака Северная) и западный блок месторождения Плотина. Для последнего характерны пегматитовые жилы, головные части которых относятся к мусковит-редкометалльному типу (например, жилы 8–9).

Кемско-Беломорский пегматитовый район охарактеризован в п. 3 таблицы 1.

Судя по таблице 1 и рисунку, минимальная фактическая мощность пегматитоносного слоя (этажа) промышленных слюдяных месторождений колеблется от 50 до 700 м и в среднем составляет лишь 10 % от величины реконструированной доэрозионной амплитуды пегматитогенеза.

Иначе говоря, эродированная масса продуктивной промышленной части беломорид составляет около 90 % и свидетельствует о доэрозионном весьма значительном потенциале мусковитоносности Беломорской провинции.

Петрогенезис пегматитов Северо-Запада (табл. 2; рис.). Наиболее полно, с учетом достижений современной петрологии метаморфических комплексов докембрия, пегматитовая

Таблица 1. Эрозионные уровни главных жильных пегматитовых месторождений Беломорской провинции

Перемещенные пегматитоносные тектонические блоки. Рудоконтролирующие структуры	Отметка дневной поверхности, м	Высотная отметка подошвы пегматитового слоя (этажа), м	Высота слоя (этажа), м, часто более
1	2	3	4
1. Енский пегматитовый район. Лейвойвинско-Риколатвинская зона Лапландского аллохтона			
1.1. Приподнятый блок, вмещающий месторождение Лейвойва крутосклоняющихся (до 90°) мусковитовых жил. Широкая часть полиметаморфической зоны смятия	+500	-200	700
1.2. Приподнятый блок с месторождением Риколатва. Типичны крутосклоняющиеся (60–70°) пегматитовые жилы. Риколатвинская антиформа опрокинута на юго-запад	+550	+350	200
1.3. Опущенный блок Кандской синформы, вмещающий множество небольших мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитопоявлений с низкокачественными слюдами			
1.4. Приподнятый Неблогорский блок, вмещающий промышленное месторождение пологосклоняющихся пегматитовых жил (около 30°) в центре одноименной антиформы	+320	+60	260
2. Чупино-Лоухский пегматитовый район			
2.1. Приподнятая блок-антиформа, вмещающая месторождение Тэдино – комбинированное поле субширотных крутосклоняющихся лестничных жил и субмеридиональных пологосклоняющихся жил. Первые контролируются м-ср/з неполосчатыми гнейсами, вторые – ср-кр/з полосчатыми гнейсами зон расланцевания	+100	-100	200
2.2. Приподнятая асимметричная Карельско-Станционная блок-антиклиналь, вмещающая 14 пегматитовых участков, в т. ч. промышленных Перти-Варака (ПВ1 и ПВ2), Хито-Варака (ХВ) и Лопатова Губа (ЛГ). Повсеместно жилы пологосклоняющиеся (0–30°)	ПВ1 +100 ПВ2 +100 ХВ +100 ЛГ +45	+50 -20 -75 -180	50 120 175 225
2.3. Восточное крыло Шатовоборского асимметричного купола, вмещающее месторождение Малиновая Варака, которое состоит из двух крупных пегматитовых участков – Северного (С) (2,3 км²), опущенного с пологосклоняющимися жилами на север, и Южного (Ю) (1,12 км²), приподнятого с пологим склонением жил на юг (до 30°)	С +30 Ю +80	-350 -20	380 100
2.4. Приподнятый Слюдозерский блок в ядре Лоухской антиформы. Жилы Слюдозерского месторождения пологосклоняющиеся (0–10°)	+100	-160	260
2.5. Приподнятый Плотинский антиформный блок, на западном крыле которого размещается месторождение Плотина. Несколько южнее (близ острова Зашеечного) гравиразведкой зарегистрирована локальная отрицательная аномалия силы тяжести, отвечающая материнским реоморфическим палигенно-метасоматическим гранитам, которые вскрыты опорной скважиной № 1594. На месторождении установлены три пологосклоняющиеся жильные зоны: Западная (З), опущенная, для головных частей Западной зоны характерен альбит-берилловый комплекс и ставролитизация боковых гнейсов – эти процессы свидетельствуют о нисходящем векторе движения Западного тектонического блока месторождения Плотина; Центральная (Ц) и Восточная (В) зоны, приподнятые	З +50 Ц +50 В +50	-450 -350 -300	500 400 350

1	2	3	4
3. Кемско-Беломорский пегматитовый район			
3.1. В пределах южной ветви Хетоламбинского покрова и нижнего структурного яруса беломорид. Показателен куст жил 128–129 участка Лавриковского в опущенном Слюдяноборском блоке. Жилы блока нередко падают на СВ, их склонение значительно варьирует. Метаморфизм and-sill фации. Качество мусковита невысокое			

Таблица 2. Условия образования беломорских гранитных пегматитов разных формаций [по Глебовицкий, 1973; Петров, 1975; с уточнением Гордиенко, 1975; Гордиенко и др., 1976]

Формация	Т образования, °С	Р, кбар	Глубина, км	Вертик. амплитуда, км	Изофациальный метаморфизм
Редкометалльная	300–770	2–3	6–9	3	Зеленосланцевая
Мусковитовая	300–700 (200–650)*	3–5 (6)*	9–15 (18)*	6 (9)*	Амфиболитовая (в зонах диафореза эпидот-амфиболитовая)
Керамическая	До 600	5–8	15–24	9	Амфиболитовая, гранулитовая

Примечание. *В скобках – параметры В. В. Гордиенко.

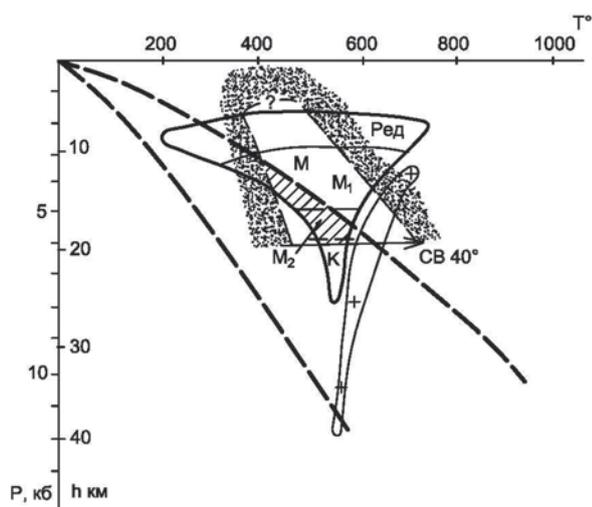
проблема освещена в работах В. А. Глебовицкого [1973], В. П. Петрова [1975], В. В. Гордиенко [1975, 1976] и др. В. П. Петровым показано, что контур термодинамических условий образования гранитных пегматитов Северо-Запада имеет каплевидную форму, сужающуюся книзу. В высокотемпературной области этот контур ограничен зоной выплавки гранита. Общий диапазон пегматитогенеза определен давлением 1–8 кбар (с глубиной 3–24 км) и температурами процесса 200–750° (для мусковитовых пегматитов Беломорья В. В. Гордиенко уточняет температурный диапазон 200–650 °С и несколько меняет порог давлений образования мусковитовых пегматитов до уровня 6 кбар). Кроме того, В. П. Петровым в Т-Р координатах выделен сектор наиболее вероятных условий формирования пегматитов, в нижней части диаграммы максимально расширяющийся в высокобарической (более 8 кбар) и высокотемпературной области 550–800 °С.

Модельная реконструкция доэрозивной структуры типового месторождения мусковитовых пегматитов (рис.). Из числа слюдяных месторождений Беломорья (табл. 1) в качестве модельного объекта выбрано крупное месторождение Риколатва [Атаманова, 2008]. При этом учтены следующие обстоятельства: четко выраженная антиформная структура; хорошая обнаженность площади; выдержанность тщательно задокументированных геологических границ на многих горизонтах шахтного поля, а также высокая детальность комплексной геолого-геофизической и радиогеохимической изученности месторождения.

Приведем краткую геологическую характеристику Риколатвы. Месторождение располагается во фронтальной части свекофеннского Лапландского аллохтона. Риколатвинская антиформа, подобно многочисленным куполовидным диапирам в приосевой зоне Беломорского пояса, опрокинута на юго-запад. Шахтное поле насчитывает шесть эксплуатационных горизонтов (включая дневную поверхность). На площади месторождения проведены геолого-геофизические и радиогеохимические работы. В частности, месторождение изучено детальными структурно-петрологическими методами, на основе которых составлены специализированные планы и разрезы [Гродницкий, 1991; Миллер, 1997]. На месторождении выполнены значительные объемы поискового, оценочного и разведочного бурения В. П. Атамановой, К. В. Захаровым, В. П. Проскурниной, В. И. Рабиновичем и др.

Ядро структуры сложено продуктивными глиноземистыми гнейсами риколатвинской (чупинской) свиты, перекрытой непродуктивными породами хетоламбинской свиты. Крутая осевая поверхность опрокинута на юго-запад (61,25°) и ориентирована в направлении северо-запад – юго-восток. Шарнир погружается на юго-восток. Северо-восточное крыло опрокинутой складки, по усредненным многочисленным замерам Л. Л. Гродницкого и Ю. В. Миллера, падает на северо-восток под углом 51,25°, а юго-западное крыло также падает на северо-восток, но под углом 71,25°.

В пределах Риколатвинской площади локализованы многочисленные слюдяные пегматитовые жилы пяти парагенетических типов (I–V)



- Условные обозначения
- 1 - – проекция модели на вертикальную плоскость
 - 2 - – контур локализации гранитных пегматитов Беломорья в системе P-T
 - 3 - – главные формации гранитных пегматитов Беломорья: Ред – редкометалльные, М – мусковитовые (М₁ – уровни давлений (P) по В. П. Петрову, М₂ – нижний уровень по В. В. Гордиенко), К – керамические (редкоземельные)
 - 4 - – гранитные выплавки
 - 5 - – область наиболее вероятных условий петрогенеза пегматитов в земной коре
 - 6 - – сектор перекрытия моделью области благоприятных условий петрогенеза пегматитов в земной коре
 - 7 - – продуктивные чупинские глиноземистые породы в контуре модели
 - 8 - – непродуктивные хетоламбинские породы

Реконструкция эродированной части месторождения мусковитовых пегматитов Риколатва (петрогенетическая основа по: Петров, 1975, с уточнением Гордиенко, 1975; Гордиенко и др., 1976)

классификации Л. Л. Гродницкого [1991, 2002]. Подчиненно встречаются слюдяно-керамические пегматиты. Большинство жил образуют веер, сужающийся к северо-востоку. Жильные серии сопровождаются радиогеохимическими зонами рудного диафореза и круто склоняются в северных румбах под углом 60–70°.

Реконструкция структуры Риколатвы показана на рисунке. Здесь за базис вертикальной проекции принято поперечное сечение б кбар в средней части антиформы. В низкобарической сужающейся прикровельной части проекции пегматитовость жильного поля Риколатвы многократно сокращается.

Вертикальная проекция пересекает поле редкометалльных и мусковитовых пегматитов. Последнее в западной части структуры ограничено сектором перекрытия моделью области благоприятных условий формирования пегматитов, тогда как восточная часть структуры сильно гранитизирована и, соответственно, практически лишена промышленных пегматитопоявлений.

В обнажениях Риколатвинской площади наряду со слюдяными жилами закартированы выходы пегматитов промежуточных субформаций – слюдяно-редкометалльной и слюдяно-керамической.

Таким образом, выполненная реконструкция доэрозионной структуры Риколатвы показала, что вертикальная протяженность жильных пегматитовых серий могла составлять 6–7 км или несколько менее (считая от высотного уровня давления 6 кбар).

Заключение

Специальное исследование проблемы оценки вертикального размаха жильных пегматитовых серий показало следующее.

Фактическая амплитуда пегматитоносного слоя (этажа) для многочисленной группы промышленных месторождений с пологосклоняющимися (10–30°) жилами (80 % изученных месторождений) превышала величину Nx10 – Nx100 м. Сверху эта амплитуда определяется уровнем регионального мезозойского пенеплена, а снизу: в общем случае – теоретически обоснованным уровнем литостатического давления ~6 кбар, который определяет локализацию промышленных мусковитовых пегматитов (и, вероятно, материнских гранитов), а в частности – глубиной бурения.

В целом эта ситуация справедлива для приподнятых пегматитоносных тектонических блоков зоны Чупинского покрова от Неблогоры в Енском пегматитовом районе до участка Плотина-Слюдозеро в Чупино-Лоухском районе, а также для другой группы промышленных месторождений, размещенных на северо-востоке Енского пегматитового района во фронтальной части Лапландского аллохтона (Лейвойва, Риколатва) и отличающихся крутым склонением пегматитовых жил (60–90°), которые образуют субвертикальные жильные серии. Сверху они также ограничены уровнем регионального пенеплена, а снизу – указанным уровнем литостатического давления.

Рассмотрена обстановка в зоне опущенных геологических блоков Кемско-Беломорского пегматитового района, отличающегося специфическим для беломорид региональным метаморфизмом андалузит-силлиманитовой фации, контролирующим пегматиты мусковит-редкометалльной субформации с низким качеством слюды.

Во всех случаях остается проблемным вопрос, касающийся доэрозионных размеров структур пегматитовых месторождений. Этот вопрос разрешен на примере модельной реконструкции ненарушенной структуры Риколатвинского промышленного месторождения с крутым склонением (60–70°) пегматитовых жил. Реконструкция показала, что вертикальная протяженность жильных серий модельного месторождения в этом случае оптимально могла составлять 6–7 км или несколько менее (считая от высотного уровня давления 6 кбар).

Можно заключить, что эродированная масса продуктивной промышленной части беломорид составляла около 90 % и свидетельствует об утраченном значительном потенциале мусковитовосности Беломорской пегматитовой провинции в целом.

Литература

Атаманова В. П. О гранитных пегматитах мусковитовых месторождения Риколатва // Разведка и охрана недр. 2008. № 2. С. 35–39.

Глебовицкий В. А. Проблема эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. Геология рудных месторождений. 1960. № 1. С. 45–54.

Гордиенко В. В. Геохимия процессов пегматитообразования и мусковитообразования // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 107–117.

Гордиенко В. В., Богданов Ю. Б., Бойцова Г. Н. и др. Слюдоносные пегматиты Северной Карелии (геология, минералогия, геохимия и генезис) / Под ред. В. В. Гордиенко и В. А. Леоновой. Л.: Недра, 1976. 367 с.

Гродницкий Л. Л. Рудогенерирующие пегматитовые системы Кольской части Беломорского пояса. Петрозаводск: Карелия, 1991. 175 с.

Гродницкий Л. Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л.: Наука, 2002. 295 с.

Гродницкий Л. Л., Манаев М. Н. О составе плагиоклазов из слюдоносных пегматитов Северной Карелии // Геохимический сборник, вып. 3. Саратов: Саратовский ун-т, 1968. С. 90–122.

Зарубин В. В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия) // Труды ВСЕГЕИ. 1969. № 147. С. 58–70.

Калафати Л. В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения Беломорской толщи // Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова, вып. 2. Л.: АН СССР, 1960. С. 38–57.

Миллер Ю. В. Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Тектоника. 1997. № 4. С. 80–89.

Миллер Ю. В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–25.

Петров В. П. Современное состояние проблемы генезиса мусковитовых пегматитов // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 56–62.

Салье М. Е. Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 15–36.

Соколов Ю. М., Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 5–15.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1. М.: АН СССР, 1940. 712 с.

Чуйкина Е. П. Структуры и пегматитовосность Северной Карелии // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 153–159.

Шуркин К. А., Корсаков В. Н., Зингер Т. Ф. и др. Комплексные поисковые критерии слюдоносных пегматитов Беломорья (петролого-геофизическая модель локализации месторождений мусковита) / Отв. ред. Ю. М. Соколов. Л.: Наука, 1988. 152 с.

Korsakov V. N. Location relationships of pegmatite veins bunch according to gravimetric data, Chapter 5 // In: Complex prospecting criteria of micaceous pegmatite on the Baltic Shield. L. V., 1988. P. 65–72.

Поступила в редакцию 25.07.2016

References

Atamanova V. P. O granitnykh pegmatitakh muskovitovykh mestorozhdeniya Rikolatva [On the granite pegmatites of the Rikolatva muscovite deposit]. *Razvedka i okhrana nedr* [Prospect and Protection of Mineral Resources]. 2008. No. 2. P. 35–39.

Chuikina E. P. Struktury i pegmatitonosnost' Severnoi Karelii [Structure and pegmatite-bearing potential of Northern Karelia]. *Muskovitovye pegmatity SSSR* [Muscovite Pegmatites of the USSR]. Leningrad: Nauka, 1975. P. 153–159.

Fersman A. E. Pegmatity [Pegmatites]. Vol. 1. Moscow: AN SSSR, 1940. 712 p.

Ginzburg A. I., Rodionov G. G. O glubinakh obrazovaniya granitnykh pegmatitov [On the depths of granite pegmatites formation]. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of Ore Deposits]. 1960. No. 1. P. 45–54.

Glebovitskii V. A. Problema evolyutsii metamorficheskikh protsessov v podvizhnykh oblastiakh [Problem of metamorphic processes evolution in mobile areas]. Leningrad: Nauka, 1973. 127 p.

Gordienko V. V. Geokhimiya protsessov pegmatitobrazovaniya i muskovitobrazovaniya [Geochemistry of pegmatites and muscovites formation processes]. *Muskovitovye pegmatity SSSR* [Muscovite Pegmatites of the USSR]. Leningrad: Nauka, 1975. P. 107–117.

Gordienko V. V., Bogdanov Yu. B., Boitsova G. N. i dr. Slyudonosnye pegmatity Severnoi Karelii (geologiya, mineralogiya, geokhimiya i genezis) [Micaceous pegmatites of Northern Karelia (geology, mineralogy, geochemistry and genesis)]. Eds V. V. Gordienko, V. A. Leonova. Leningrad: Nedra, 1976. 367 p.

Grodnitskii L. L. Rudogeneriruyushchie pegmatitovye sistemy Kol'skoi chasti Belomorskogo poyasa [Ore parent pegmatite systems in the Kola area of the Belomorian belt]. Petrozavodsk: Karelia, 1991. 175 p.

Grodnitskii L. L. Granitnye pegmatity Baltiiskogo shchita [Granite pegmatites of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 2002. 295 p.

Grodnitskii L. L., Manaev M. N. O sostave plagioklazov iz slyudonosnykh pegmatitov Severnoi Karelii [On the composition of the plagioclases from the micaceous pegmatites in Northern Karelia]. *Geokhimicheskii sbornik* [Collected Articles on Geochemistry]. Iss. 3. Saratov: Saratovskii un-t, 1968. P. 90–122.

Kalafati L. V. Zakonomernosti raspredeleniya pegmatitov yugo-zapada Kol'skogo poluostrova na osnove stratigraficheskogo raschleneniya Belomorskoj tolshchi [Pegmatites distribution patterns in the Southwestern Kola Peninsula based on the stratigraphic breakdown of the Belomorian series]. *Voprosy geologii i mineralogii Kol'skogo p-ova* [Questions of Geology and Mineralogy of the Kola Peninsula], iss. 2. Leningrad: AN SSSR, 1960. P. 38–57.

Miller Yu. V. Neobychnye plikativnye formy v pokrovno-skladchatoi strukture Belomorskogo podvizhnogo poyasa [Unusual plicate forms in the folded nappe

structure of the Belomorian mobile belt]. *Tektonika* [Tectonics]. 1997. No. 4. P. 80–89.

Miller Yu. V. Tektonika oblasti sochleneniya Belomorskogo podvizhnogo poyasa i Karel'skogo kratona [Tectonics of the junction area between the Belomorian mobile belt and the Karelian craton]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2002. No. 4. P. 14–25.

Petrov V. P. Sovremennoe sostoyanie problemy genezisa muskovitovykh pegmatitov [State of knowledge of the muscovite pegmatites genesis]. *Muskovitovye pegmatity SSSR* [Muscovite Pegmatites of the USSR]. Leningrad: Nauka, 1975. P. 56–62.

Sal'e M. E. Metallogenicheskie formatsii pegmatitov vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Metallogenic pegmatites formations of the Eastern Baltic Shield]. *Muskovitovye pegmatity SSSR* [Muscovite Pegmatites of the USSR]. Leningrad: Nauka, 1975. P. 15–36.

Shurkin K. A., Korsakov V. N., Zinger T. F. i dr. Kompleksnye poiskovye kriterii slyudonosnykh pegmatitov Belomor'ya (petrologo-geofizicheskaya model' lokalizatsii mestorozhdenii muskovita) [Complex prospecting criteria of the micaceous pegmatites of the Belomorian province (petrological and geophysical model of muscovite deposits localization)]. Ed. Yu. M. Sokolov. Leningrad: Nauka, 1988. 152 p.

Sokolov Yu. M., Kratts K. O., Glebovitskii V. A. Zakonomernosti obrazovaniya i razmeshcheniya formatsii muskovitovykh i muskovit-redkometal'nykh pegmatitov v metamorficheskikh poyasakh [Regularities of the formation and distribution of muscovite pegmatites and muscovite rare-metal pegmatites in metamorphic belts]. *Muskovitovye pegmatity SSSR* [Muscovite Pegmatites of the USSR]. Leningrad: Nauka, 1975. P. 5–15.

Zarubin V. V. Osobennosti vmeshchayushchei sredy i zakonomernosti razmeshcheniya pegmatitovykh zhil mestorozhdeniya Tedino (Severnaya Kareliya) [Specific features of the host environment and the regularities of the pegmatites veins distribution in the Tedino deposit (Northern Karelia)]. *Tr. VSEGEI* [Proceed. of VSEGEI]. 1969. No. 147. P. 58–70.

Korsakov V. N. Location relationships of pegmatite veins bunch according to gravimetric data, Chapter 5. In: *Complex prospecting criteria of micaceous pegmatite on the Baltic Shield*. L. B., 1988. P. 65–72.

Received July 25, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Малов Николай Дмитриевич

К. Г.-М. Н.

эл. почта: nelli.malova2010@yandex.ru

тел.: (812) 3511811, 89533410801

CONTRIBUTOR:

Malov, Nikolai

e-mail: nelli.malova2010@yandex.ru

tel.: (812) 3511811, +79533410801

УДК 553.546 (09)

ИЗ ШОКШИ В ПАРИЖ (ИСТОРИЯ ДОБЫЧИ, ДОСТАВКИ И ОБРАБОТКИ КАМНЯ ДЛЯ САРКОФАГА НАПОЛЕОНА)

Ж. Туре¹, А. Г. Булах²

¹ Институт минералогии, физики материалов и космохимии, Университет Пьера и Марии Кюри, Париж, Франция

² Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет

Саркофаг Наполеона в Доме инвалидов в Париже изготовлен не из порфира или гранита, а из кварцита – уникального декоративного камня из Карелии (Северо-Запад России). По своему цвету и структуре он так же красив и декоративен, как знаменитый античный порфир из Египта. Но в античных каменоломнях уже нет монолитов. Авторы концентрируют внимание читателей на сведениях о поиске и добыче кварцита у села Шокша на Онежском озере, о доставке монолитов в Париж и об их обработке. Приведена фотофиксация признаков первичного осадочного генезиса камня – его слоистости, микросбросов и сдвига слоев. Установлено, что по размеру зерна кварца распределяются бимодально, а их морфология типична для рекристаллизации более мелких зерен в условиях высокотемпературного метаморфизма. В 1846 г. из Парижа в Россию для поиска и добычи камня был направлен литератор и журналист Леузон Ле Дюк. В Петербурге он взял в помощь инженера Ж.-Ф. Бюатти. Император Николай I дал им разрешение на разработку карьера, освободил все добытое от оплаты, а также от финансовых нагрузок и налогов. Франция взяла на себя все расходы по закладке каменоломни, работе в ней и перевозу блоков (38 м³). Их доставка на речных и морских судах от берега Онежского озера до Парижа длилась более трех месяцев. Технические расчеты показали, что обработка твердого кварцита растянется на несколько лет. Для решения данной проблемы впервые в истории сконструированы паровые машины с приводами к механизмам для резки монолитов и для их обработки и полировки. Это стало настоящей технологической революцией. Саркофаг был изготовлен за два года, к концу 1853 г.

По мнению авторов, шокшинский кварцит может быть зарегистрирован как камень мирового культурного наследия.

К л ю ч е в ы е с л о в а: саркофаг Наполеона; Дом инвалидов; шокшинский кварцит.

J. Touret, A. G. Bulakh. FROM SHOKSHA TO PARIS (THE HISTORY OF QUARRYING, TRANSPORTATION AND CARVING STONE FOR THE SARCOPHAGUS OF NAPOLEON)

The sarcophagus of Napoleon in The Dôme des Invalides in Paris is made of quartzite, a unique ornamental stone from Karelia, NW Russia, but not of porphyry or granite. This beautiful stone is similar in colour and structure to famous antique porphyry from Egypt. However, there are no more monoliths left in antique quarries. The authors focus the reader's attention on evidence for the prospecting and quarrying of quartzite near Shoksha village on the Onega Lake shore, the delivery of monoliths to Paris and their

carving. Photographs of the signs of the primary sedimentary genesis of the stone, such as lamination, microfaults and the displacement of the laminae, taken by A. I. Brusnitsyn are presented. J. Touret has revealed the bimodal size distribution of the quartz grains and found that their morphology is typical of the recrystallization of smaller grains subjected to high-temperature metamorphism.

In 1846, the writer and journalist Léouzon Le Duke left Paris for Russia to look for and quarry a suitable stone. On arrival in St. Petersburg, he invited the engineer J.-F. Bouyatti to join him as an assistant. Emperor Nicholas I allowed the men to start quarrying without paying the cost of the stone quarried and taxes. France paid all the costs of the starting-up of the quarry, the quarrying operations and the transportation of the blocks (38 m³). It took over three months to transport the blocks on river and sea ships from the Onega Lake shore to Paris.

Technical calculations showed that the carving of the hard quartzite would take several years. Therefore, for the first time in history, steam machines driven by monolith-cutting, carving and polishing mechanisms were created. It was a real technological revolution. It took two years to make the sarcophagus; the work was finished by the end of 1853. In the authors' opinion, Shoksha quartzite can be registered as a world cultural heritage stone.

Key words: sarcophagus of Napoleon; House of Invalids; Shoksha quartzite.

Введение

Саркофаг Наполеона в Доме инвалидов в Париже изготовлен, как известно, из шокшинского кварцита – уникального декоративного камня из Карелии [Зискинд, 1989; Шеков, 2006; Bulakh, 2015 и мн. др.]. История создания гробницы и приспособления к ней Дома инвалидов описана авторами по документам Национального архива Франции и по литературным данным [Туре, Булах, 2016 и др.]. В этой публикации авторы концентрируют внимание читателей на новых сведениях о поиске, добыче, доставке камня в Париж и его обработке.

Саркофаг: простота форм и роскошь цвета

Проект гробницы Наполеона и крипты Дома инвалидов был разработан в 1843 г. архитектором Луи Висконти. Центр крипты занимает громадный саркофаг, он смотрится в двух ракурсах – сверху и снизу: каждый дважды отдаст дань уважения императору (рис. 1). Стены крипты и галереи вокруг нее исполнены в белом каррарском мраморе и несут на себе горельефы и скульптурные изображения аллегорий двенадцати побед Наполеона. Пол украшен мозаикой ярких колеров – желтого, как солнце, зеленого, голубого, фиолетового. По замыслу архитектора, вся классическая простота линий и контуров компенсируется роскошью материалов и гармонией сочетания их окрасок [Туре, Булах, в печати]. При этом особую роль Л. Висконти отвел камню саркофага и его пьедестала. Они должны быть исполнены из твердых камней – порфира, хорошо принимающих полировку и блестящих сильнее всего окружения

гробницы, а по цвету – резко контрастны по отношению к белизне мрамора и между собой. Пьедестал задумывался из темно-зеленого камня (*Porfiro Verde Antico*), а саркофаг – из особого (египетского) красного камня (*Porfiro Rosso Antico* [Булах, 2015б]).

Поиск камня для саркофага и пьедестала был трудным и растянулся на два года. Он завершился изготовлением пьедестала из андезита из Вогезов, а подбор камня для саркофага зашел в тупик, пока в Париже не получили несколько образцов красивого красного камня из России. Про камень говорили, что это «*Antique Red Porphyre*» из места, название которого, написанное по-русски, было сначала непонятно французским архитекторам, но потом прочтено верно – Шокша. Не установлено, кто решил прислать этот камень. В документах Национального архива значится просто «инженер», без каких-либо уточнений.

Заключение об этой горной породе из России Луи Висконти и Департамент искусств Министрства внутренних дел получили от самого лучшего в Париже специалиста, Пьера-Луи Кордье (1777–1861), профессора геологии в Музее естественной истории в Горной школе. В свое время Кордье, бывший студент Доломье, сопровождал своего учителя в экспедиции Наполеона в Египет и прекрасно знал античные камни. Одним из первых он начал исследовать горные породы, применяя микроскоп. Его комментарии по поводу присланного камня похвальные, хотя он точно установил, что это не порфир, а метаморфизованный песчаник: «Этот песчаник очень тверд и сложен мельчайшими хорошо сортированными по размеру зернами кварца, что придает ему гомогенность

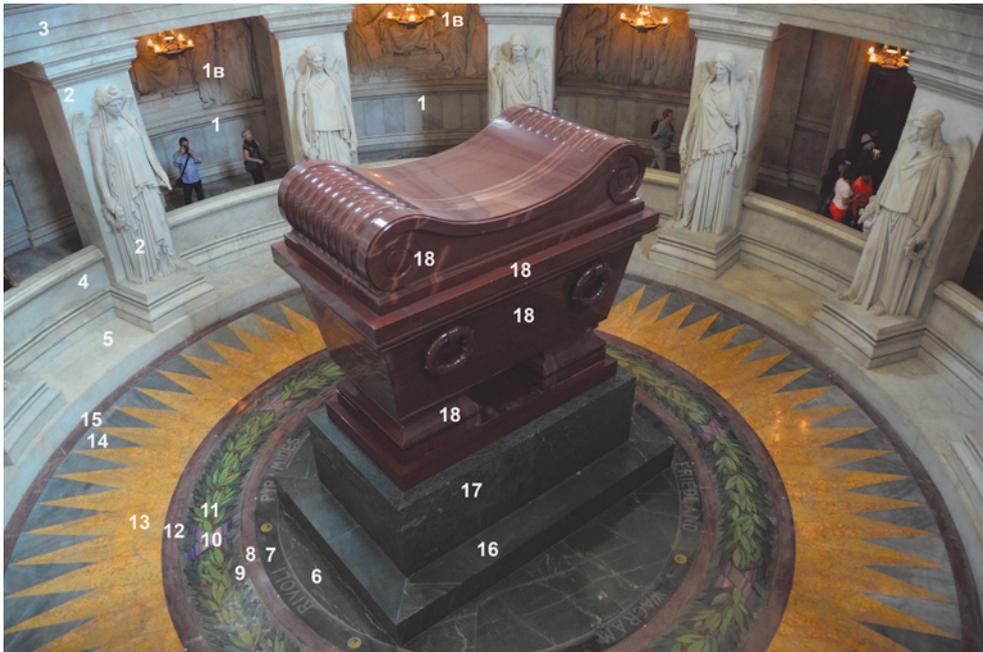


Рис. 1. Цветной камень в гробнице Наполеона и крипте. Фото. А. И. Брусницына.

1–5 – каррарский мрамор, 7–15 – разные цветные мраморы (мозаика на полу собрана из инкрустированного эмалью мрамора внутри концентрических кругов из мраморов черного французского «St Luce» и красного итальянского «Griotto»). 6, 16, 17 – андезит, 18 – кварцит

и свойство чуть просвечивать в сколе. Тонкая зернистость и высокая твердость позволяют делать края предмета острыми и превосходно его полировать». В заключение он написал, что камень «является песчаником для памятников наиболее редкого и красивейшего типа из тех, что искали для произведений искусства; он сравним только с египетским песчаником для памятников. Даже несмотря на то, что он относится к более древнему геологическому времени (Кордые полагал – силурийскому), он имеет роскошный цвет красных античных мраморов, каменоломни которых до сих пор не обнаружены...».

Геологу интересно видеть на полированных поверхностях саркофага параллельную и косую слоистость, сдвиги и сбросы, как свидетельства первичных условий образования горной породы, они четко зафиксированы А. И. Брусницыным (рис. 2). Любопытно, что эти, казалось бы, доступные всем свидетельства явно не порфировой природы камня саркофага никем не отмечены. Согласно наблюдениям одного из авторов (Ж. Туре), под микроскопом видно, что в кварците по размеру зерна кварца распределяются бимодально. Относительно крупные зерна имеют произвольно извилистые контуры, они погружены в мозаику равноразмерных более мелких зерен (рис. 3). Их контуры очерчиваются как бы прямыми линиями, а в точке соприкосновения трех мелких зерен угол

между границами близок к 120° , что является типичным признаком гранулярной структуры, обусловленной рекристаллизацией более мелких зерен в условиях высокотемпературного метаморфизма.

Добыча камня

Успокоенный исследованиями Кордые, Луи Висконти решил послать в Россию миссию во главе с Луи Антуаном Леузон Ле Дюком (1815–1889), по профессии журналистом и литератором. В Париже его считали знатоком Финляндии и России. Наделенный титулом «Глава миссии при дворах Финляндии и России» и значительной суммой денег от Л. Висконти, Леузон Ле Дюк летом 1846 г. отправился в Санкт-Петербург. В своей книге [Leouzon Le Duc, 1873], которую он написал несколько лет спустя после возвращения, Леузон Ле Дюк пытается показать, что он и есть истинный открыватель места нахождения шокшинского кварцита на основе консультаций, которые он получил в Императорской горной школе в Париже, а также от Норденшельда, генерального директора рудников в Финляндии. Он писал, что провел поиск по всей Карелии, начав с острова Гогланд (!), и в конце концов открыл Шокшу на берегу Онежского озера.

Леузон Ле Дюк в одиночку не имел никакой возможности выполнить какую-либо



Рис. 2. Слоистость и система мелких дислокаций в кварците в стенке саркофага.
Фото А. И. Брусницына

геологическую оценку месторождения, обнаружить нужный тип камня и просто выбрать дорогу к каменоломне. В Петербурге он взял себе в помощь итальянского инженера Жана-Франсуа Бюатти, уже долгое время жившего в России. Возможно, он и был тем самым человеком, который послал первый образец шокшинского кварцита в Париж. Но нам не удалось разыскать доказательства этому как в письмах Леузона Ле Дюка, так и в сотнях документов в Национальном архиве Франции.

Бюатти выбрал в Шокше подходящее место для новой каменоломни. Нет документов о том, сделал ли он это сам или на основе выполнявшихся до этого русских изысканий. Но точно известно, что местные предприниматели не были склонны принять новичка. Всеми средствами они пытались, что называется, загубить проект. Леузон Ле Дюк понял, что разрешение на открытие нового карьера следует получить лично от Николая I. Он вместе с Бюатти вернулся в Петербург, но попасть на аудиенцию оказалось нелегко – несколько попыток зашло в тупик. 340 рублей серебром (1360 франков) устранили сложности (декларируя эту сумму в Париже, Леузон Ле Дюк указал, что ее главную часть заплатил Бюатти). Николай I ответил на просьбу с великим уважением к памяти о Наполеоне (в своих записях Леузон Ле Дюк даже называет Николая большим почитателем Наполеона). Он не только дал разрешение на разработку карьера, но также освободил все добытое в нем от финансовых нагрузок и налогов,

а они могли бы составить около 6000 франков. Он не запросил плату за сами блоки камня, а это по рыночной цене (2000 франк/м³) могло бы составить 80 000 франков. Франция взяла на себя все расходы по открытию каменоломни и перевозу блоков, в целом на сумму около 200 000 франков.

Итак, Николай I не подарил, как это обычно пишут, камень, но сделал широкий жест. Поддержка со стороны царя устранила все формальные проблемы. Почти $\frac{3}{4}$ из обещанных Леузону Ле Дюку 200 000 франков были сразу же переданы ему французским посольством, и Бюатти начал работу с большим размахом, добывая сотни блоков всех размеров и «оставляя ландшафт полностью разрушенным». Леузон Ле Дюк вскоре покинул разработки, чтобы вернуться в Париж, передав атташе французского посольства месяце Казенеру контроль за работами. Министерство постепенно сняло с него эти обязанности, и Бюатти полностью занялся технической стороной дела. Он в конце концов выбрал 29 блоков для отправки в Париж. Имеются некоторые расхождения в числе блоков. Леузон Ле Дюк пишет [Leouzon Le Duc, 1873. С. 35]: «Эти блоки, 15 штук...». В письме министру по прибытии во Францию Бюатти указывает 29 блоков. В русской литературе упоминают о 27 блоках. Крупнейший блок, размером 4,6 × 2,9 × 1,06 м (в футах 15,1 × 7,2 × 3,2), Бюатти назвал монолитом и берег его для наружного саркофага. Этот камень был крупнее всех, что были добыты раньше. Общий объем блоков

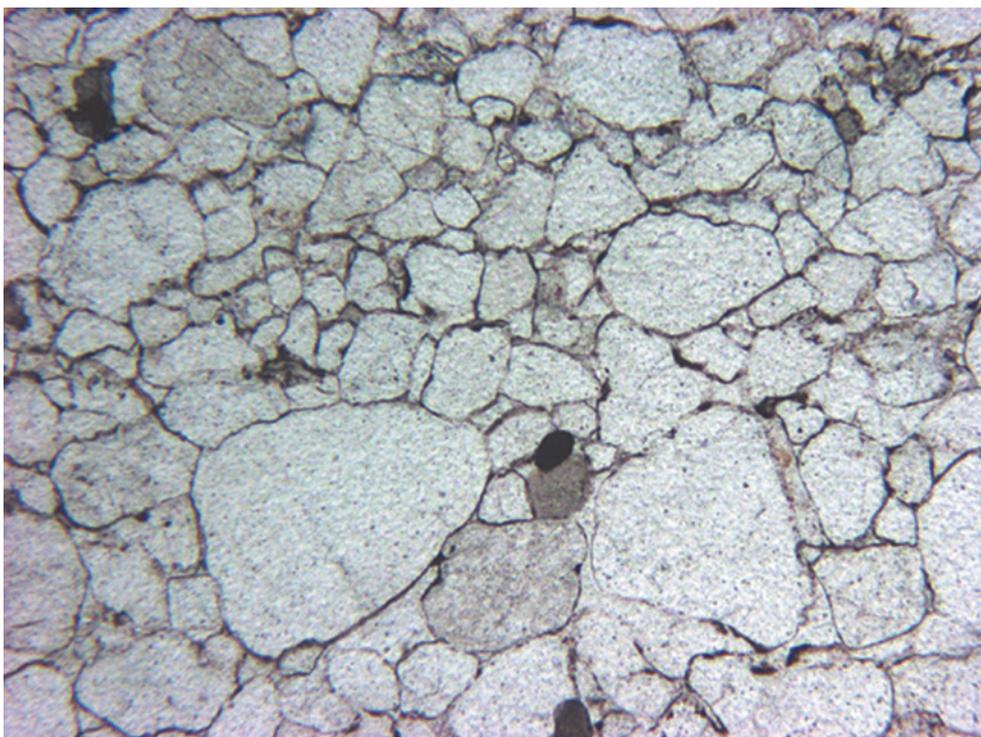


Рис. 3. Микроструктура кварцита в петрографическом шлифе. Фото Ж. Туре

составил 38 м³, тогда как Висконти заказывал 24 м³.

Неожиданности в Париже

После отъезда Леузон Ле Дюка Бюатти с помощью членов французского посольства в Санкт-Петербурге организовал транспортировку грузов в Париж. Тонны камня надо было на судне переправить от Онежского озера в порт Кронштадта на острове Котлин в Финском заливе Балтийского моря. Судно попало на Ладоге в сильный шторм, едва избежав крушения. Кварцит на русском фрегате «Л'Ерман» (капитаном был Ларсен) переправили из Кронштадта в Гавр, куда он прибыл 6 января 1849 г. Бюатти сразу направился в Париж в надежде тут же получить все выплаты и вернуться в Санкт-Петербург. В письме министру он писал: «Вынужденный уехать из Парижа по очень срочному делу, я не могу бросить дела, не защитив мои серьезные интересы». Он нашел себе замену в лице месье Лабома, тот дал нотариальное обязательство доставить камни на его имя.

Все оказалось сложнее, чем ожидал Бюатти. Первая проблема возникла в Гавре, где никто не пожелал заплатить за перегрузку блоков камня с фрегата «Л'Ерман» на речной бот. Блоки были слишком тяжелы для портовых кранов, и поэтому была использована сложная

система лебедок, к которой потом пришлось прибегнуть и в Париже. Только четыре дня понадобилось на загрузку бота и на его плавание по Сене. 10 января 1849 г. в записке директору Департамента искусств Висконти сообщил, что бот («*challand*»), перевозивший «порфир», только что прибыл к мосту д'Орси (напротив Дома инвалидов). В целом же все путешествие от Онежского озера до Парижа длилось более трех месяцев. В конце концов Бюатти решил сам заплатить за перегрузку и сразу понял, что его пребывание в Париже затянется дольше, чем хотелось бы.

Вторая проблема состояла в том, что революция 1848 г. опустошила финансовые резервы страны, и правительство катастрофически нуждалось в деньгах. Директор Департамента искусств в записке министру внутренних дел (январь 1849, даты нет) указывал, что следовало бы заплатить Бюатти без всяких задержек, но кредит почти исчерпан. И далее: «Национальная ассамблея должна бы быстро решить это дело». В записке добавлено, что дирекция «испытывает ежедневное давление со стороны предпринимателей, большинство которых находится в бедственном положении».

Третьим и самым неотложным оказался вопрос, как же официально получить блоки «античного русского красного порфира» (так они значились в Департаменте искусств Министерства внутренних дел). Их приняла специальная

комиссия из пяти человек. Они проверили каждый блок с невероятной тщательностью, отмечая каждую микротрещину или нарушение поверхности. Они отметили, что часть блоков была обработана в карьере молотком и потому с них надо снять около 5 см камня в глубину, чтобы достичь неповрежденного материала, который можно будет хорошо отполировать. Как итог, вместо общего объема в 24 м³ требуется 28 м³, и Бюатти эти дополнительные 4 м³ должен предоставить без добавления цены. Но он-то привез в целом 38 м³ и просил передать ему в собственность лишние 10 м³. Взаимное соглашение в принципе было все-таки достигнуто, но тут архитекторы потребовали, чтобы сначала все блоки были переданы на склад, с тем чтобы Висконти и Сеген отобрали лучшие из них. Когда их выбрали, пригласили Бюатти увезти оставшиеся блоки со склада куда угодно, но за его же средства и к тому же возместив казне расходы по их доставке из России!

Соглашение выглядело несколько принудительным, но ситуация стала еще хуже. Безымянный чиновник Министерства финансов и префект Парижа, «действуя от имени народа», запросили с владельца блоков (т. е. с Бюатти) таможенную плату и специальный налог в пользу Парижа («*octroi*») на суммы 2457.09 и 718.00 франков соответственно. Бюатти ответил, что он находит нелепым платить, поскольку царь снял все налоги. Он также сказал, что такое же освобождение от плат в Париже было обещано Леузон Ле Дюку, когда они подписывали контракт в Санкт-Петербурге. Сумма этого договора составляла в общей сложности 200 000 франков, из которых $\frac{3}{4}$ должны быть выплачены в России, остальное (43 000 франков) – после получения камня в Париже. Позицию Бюатти поддержали Л. Висконти и дирекция Департамента искусств, но это не помогло. Министр финансов не только подтвердил свои условия, но и выставил требование еще на 43 000 франков! После долгих споров Бюатти согласился заплатить таможенные налоги, но отказался от плат в пользу Парижа. Он все еще желал использовать избыточные 10 м³ в своих целях, «т. к. трудности добычи и перевоза, задержки выплат и шесть месяцев ожидания в Париже увеличили мои расходы выше всех ожидаемых пределов» (письмо министру от 11 апреля 1849 г.).

Висконти не хотел, чтобы «порфир» продавался в Париже: «Было бы весьма подозрительно, если бы этот материал свободно продавался для всех. Каждый сразу заподозрил бы, что его берут с работ в Доме инвалидов».

Под конец Бюатти решил, что ему достаточно получить оплату только за 5650 м³ по цене 5620 франков за 1 м³, что было значительно меньше суммы, которую он получил бы при свободной продаже. Несколько образцов было передано в минералогические коллекции в Музее естественной истории и в Горной школе в Париже. Остальной материал использовали, чтобы сделать разные предметы и большие вазы; одну из них выставили в Музее армии, другую, с сердцем Леона Мишеля Гамбетта – в Пантеоне.

Обработка камня

Основной проблемой оставалось изготовление самого саркофага, который из-за размера блоков и необычайной твердости камня превосходил все когда-либо сделанное. Только древние египтяне и в меньшей степени римляне вырубали и полировали блоки гранита сопоставимого размера. Техника с того времени практически не изменилась. Грубый контур получали, скалывая долотом и молотком все выступы, понимая, что залечить сколы, ушедшие ниже избранной линии, будет почти невозможно. Затем поверхность усердно терли мокрым песком, а потом окончательно полировали, используя брусок из металлического порошка (из мягкого железа или из свинца). Прямые распилы удавалось делать с помощью стального лезвия в потоке воды с песком, иногда с небольшим добавлением наждака («*schmirgel*» немецких авторов). Но поскольку и режущий инструмент, и камни имели почти одну и ту же твердость, процесс был исключительно медленным. Жан-Батист Ронделе говорит [Rondelet, 1802], что нож весом 12 фунтов, работающий с использованием песка и воды, углубляется за 4 часа в мрамор примерно на 45 линий (около 9 см), а в гранит – меньше чем на 4 линии. Шокшинский кварцит тверже гранита, и работа еще труднее и медленнее.

Висконти полагал, что саркофаг следует изготовить к концу 1852 г. Задавшись этой целью, его помощник Сеген детально продумал предстоящую работу. Семь блоков были окончательно оставлены для саркофага, из них самый большой (для крышки) был размером 4,43 × 1,25 × 5,54 м и весил 3213 кг. Измерения Сегена несколько отличаются от размеров «монолита» по Бюатти. Незначительные расхождения в длине и ширине (например, 1,06, а не 1,25) можно объяснить необходимостью сколоть слой камня, оббитого молотком в карьере, чтобы достичь поверхности, которую можно полировать. Но различие в толщине (2,9 против 4,43) слишком значительно, чтобы так же

объяснить его. Надо было рассечь монолит, чтобы получить подходящую толщину.

Шесть других блоков, для постамента и тела саркофага, имели длину между 2 и 3 м, и их общий объем составил 27,345 м³. Общая длина распилов составила 77,92 м, поверхность полировки – 218,13 м² (плоская) и 87,35 м² (изогнутая). Предстояло отделить долотом и молотком 4,705 м³ камня. Четыре рельефа (розетки) по углам верхнего камня (это особенно трудная работа, отметил Сеген) должны быть выполнены специальным инструментом.

Сеген сделал все расчеты и точно показал, что нельзя допустить, чтобы работу задержало использование современной, т. е. устаревшей техники, т. к. в этом случае «для подготовки плоской поверхности площадью в 3,91 м² потребуется 115 рабочих дней при разрушении 3103 головок инструментов. Розетки (угловые рельефы), даже если их только чуть наметить и при диаметре 64 см, потребуют работы наиболее искусных мастеров в течение 45 дней с переточкой 6000 головок инструментов». Дело в том, что камнеобрабатывающие мастерские на местах непосредственной добычи гранита использовали давно устаревшую ручную резку и обработку блоков. Но все более совершенствовались паровые машины, и Сеген предложил соорудить и использовать на стройке такую машину в 6–7 лошадиных сил. Это явилось громадным новшеством, с которым Висконти согласился, хотя не было полной уверенности, что эта паровая машина будет действовать. Сеген обратился к «лучшему в Париже специалисту» («месье Муйе»). Ясно, что создание такой машины было очень трудной задачей.

Через четыре месяца машина все еще не существовала, и Висконти начал серьезно беспокоиться. Он пишет министру 16 января 1851 г., что паровая машина все еще строится и что, поскольку «эти господа продолжают тянуть», он просит министра написать письмо Сегену, чтобы тот ускорил работу. Письмо директора Департамента искусств на имя министра особенно резко: «Паровая машина все еще не действует, хотя над ней работают более 4 месяцев. Я предлагаю вам принять все меры, чтобы положить немедленный конец такому состоянию дел». В итоге паровая машина все-таки будет сделана (фактически три машины с общей мощностью 60 лошадиных сил – значительной для того времени) и будет работать, к общему удовлетворению Сегена и Висконти. Использование паровых машин для работ с гранитом стало настоящей технологической революцией.

Заключение

Саркофаг был изготовлен за два года, к концу 1853 г. Однако официальное перезахоронение останков Наполеона состоится только в 1861 г., через 20 лет после начала работ по созданию его усыпальницы в Доме инвалидов. Этому было много разных причин [Туре, Булах, 2016].

Редкий красный камень из России красив до сих пор. Он служит, как это обычно считают, неким символом традиций в дружбе между Францией и Россией вне всяких сложностей политики. Гробница Наполеона перенесла превратности двух мировых войн, она и сегодня остается памятником, наиболее посещаемым в Париже. Шокшинский кварцит может быть, на наш взгляд, зарегистрирован как камень мирового культурного наследия, с кратким стандартизированным описанием месторождения, технических характеристик камня и его уцелевших запасов [Cooper et al., 2013]. Это надо сделать.

Авторы благодарны проф. В. В. Щипцову и В. А. Шекову за обсуждение работы, проф. А. И. Брусницыну за документальные фотографии, доц. Н. И. Пономаревой за техническую помощь в работе над иллюстрациями.

Литература

- Булах А. Г. Русский порфир в Париже и шведский в Петербурге. Мифы и реальность // С.-Петерб. ун-т. 2015а. № 1 (3386). С. 36–39. URL: <http://journal.spbu.ru/wp-content/uploads/jfiles/01-2015-01.pdf> (дата обращения: 29.09.2016).
- Булах А. Г. «...От вазы гранитной до двери дворца...» Эльфдаленская порфиновая мануфактура и ее изделия в Петербурге. СПб.: СПбГУ, 2015б. 128 с.
- Зискинд М. С. Декоративно-облицовочные камни. Л.: Недра, 1989. 254 с.
- Туре Ж., Булах А. Г. Цветной камень в гробнице Наполеона в Доме инвалидов (Париж): искусство, геология, география // Вестник СПбГУ. Сер. 7, География, геология (в печати).
- Шеков В. А. Палитра карельского камня. Петрозаводск: Пакони, 2006. 96 с.
- Bulakh A. G. "Porphyries" from Russia and Sweden used in St. Petersburg and Russian "porphyry" used in Paris: misuse of a geological terms for some possible candidate as a Global Heritage Stone Resource // Episodes. J. of Intern. Geosciences. 2015. Vol. 38, no 2. P. 114–117.
- Cooper B., Marker B. R., Pereira D., Schoenborg B. Establishment of "The Heritage Stone Task Group" (HSTG) // Episodes. J. of Intern. Geosciences. 2013. Vol. 31. P. 9–10.
- Leouzon Le Duc L. Le sarcophage de Napoléon en son tombeau des Invalides, 1873. URL:

<http://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k114587g> (дата обращения: 29.09.2016).

Rondelet J.-B. Traité théorique et pratique de l'art de bâtir. Chez l'Auteur, Englos du Panthéon. Vol. 1. Paris, 1802. 152 p.

Touret J. L. R., Bulakh A. G. The Russian contribution to the Edification of the Napoleon Tombstone in Paris // Вестник СПбГУ. Сер. 15, Искусствоведение. 2016. Вып. 4. С. 70–83.

Поступила в редакцию 11.07.2016

References

Bulakh A. G. Russkii porfir v Parizhe i shvedskii v Peterburge. Mify i real'nost' ["Porphyries" from Russia in Paris and from Sweden in St. Petersburg. Myths and reality]. St.-Peterb. un-t. 2015a. No. 1 (3386). P. 36–39. URL: <http://journal.spb.ru> (accessed: 29.09.2016).

Bulakh A. G. "...Ot vazy granitnoi do dveri dvortsa..." El'fdalenskaya porfirovaya manufaktura i ee izdeliya v Peterburge ["...from the granite vase to a palace door ..." Älvdalen (Elfdal) porphyry manufactory and its products in St. Petersburg]. St. Petersburg: SPbGU, 2015b. 128 p.

Ziskind M. S. Dekorativno-oblitsovochnye kamni [Decorative facing stones]. Leningrad: Nedra, 1989. 254 p.

Ture Zh., Bulakh A. G. Tsvetnoi kamen' v grobnitse Napoleona v Dome invalidov (Parizh): iskusstvo, geologiya, geografiya [Coloured stones used in Napoleon's tomb at the *Hôtel des Invalides* (The National Residence of the Invalids, Paris): art, geology and geography]. *Vestnik SPbGU. Ser. 7, Geografiya, geologiya* [Vestnik of Saint-Petersburg University. Series 7. Geology. Geography] (appear).

Shekov V. A. Palitra karel'skogo kamnya [Karelian stones palette]. Petrozavodsk: Pakoni, 2006. 96 p.

Bulakh A. G. "Porphyries" from Russia and Sweden used in St. Petersburg and Russian "porphyry" used in

Paris: misuse of a geological terms for some possible candidate as a Global Heritage Stone Resource. *Episodes. J. of Intern. Geosciences*. 2015. Vol. 38, no. 2. P. 114–117.

Cooper B., Marker B. R., Pereira D., Schoenborg B. Establishment of "The Heritage Stone Task Group" (HSTG). *Episodes. J. of Intern. Geosciences*. 2013. Vol. 31. P. 9–10.

Leouzon Le Duc L. Le sarcophage de Napoléon en son tombeau des Invalides [Napoleon's tomb at the *Hôtel des Invalides* (The National Residence of the Invalids)]. 1873 (in French). URL: <http://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k114587g> (accessed: 29.09.2016).

Rondelet J.-B. Traité théorique et pratique de l'art de bâtir [Theoretical and practical treatise on the art of construction]. Vol. 1. Paris, 1802. 152 p. (in French).

Touret J. L. R., Bulakh A. G. The Russian contribution to the Edification of the Napoleon Tombstone in Paris. *Vestnik SPbGU. Ser. 15, Iskusstvovedenie* [Vestnik of Saint-Petersburg University. Series 15. Arts]. 2016. Iss. 4. P. 70–83.

Received June 11, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Булах Андрей Глебович

профессор, д. г.-м. н.
Санкт-Петербургский государственный университет
Университетская наб., 7–9, С.-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: andreygleb@mail.ru

Туре Жак Леон Робер

заслуженный профессор, д-р минералогии, петрографии, металлогении
Университет Пьера и Марии Кюри
Площадь Жюсье, 4, Париж, Франция, 75005
эл. почта: ljtouret@orange.fr

CONTRIBUTORS:

Bulakh, Andrey

St. Petersburg State University
7–9 Universitetskaya nab., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: andreygleb@mail.ru

Touret, Jacques Leon Robert

Université Pierre et Marie Curie
4 Place Jussieu, 75005 Paris, France
e-mail: ljtouret@orange.fr

ЮБИЛЕИ И ДАТЫ

МИХАИЛ МИХАЙЛОВИЧ ФИЛИППОВ (к 75-летию со дня рождения)



Михаил Михайлович Филиппов родился 11 октября 1941 года в д. Торопово Бабаевского района Вологодской области. В 1971 г. окончил ЛГУ по специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых». В 1972–1974 годах учился в аспирантуре на кафедре ядерной геофизики геологического факультета ЛГУ. Работает в Институте геологии КарНЦ РАН с 1975 года. В 1977 г. защитил в ЛГУ кандидатскую диссертацию «Рентгенорадиометрическое опробование руд на элементы с близкими атомными номерами в условиях естественного залегания (на примере месторождений серебра)».

В 2000 г. в СПбГУ состоялась защита его докторской диссертации «Модели формирования месторождений шунгитоносных пород Онежского синклинория» по двум специальностям: «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» и «Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений, металлогения». В 2002 году ему присвоено звание «Заслуженный деятель науки Республики Карелия». В том же году М. М. Филиппов возглавил лабораторию генезиса шунгитовых месторождений ИГ КарНЦ РАН. В 2011 г. награжден Почетной грамотой Министерства по природопользованию и экологии РК, в 2016-м – грамотой РАН за большой вклад в фундаментальные исследования шунгитосодержащих горных пород, разработку методики поиска и разведки шунгитовых месторождений Республики Карелия.

М. М. Филиппов является специалистом в области геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Под его руководством разрабатывается научное междисциплинарное направление, связанное с моделями формирования месторождений шунгитоносных пород. Практическая ценность исследования заключается в создании научной основы для эффективного прогноза, ведения поисков и разведки залежей высокоуглеродистых пород. Разработана новая классификация древних углеродсодержащих пород, апробирован комплекс геофизических методов для определения основных параметров систем залежей и современных способов научного прогноза крупных месторождений шунгитов.



В 2006–2010 гг. М. М. Филиппов являлся ответственным исполнителем международной программы континентального научного бурения Fennoscandia Arctic Russia – Drilling Early Earth Project (ICDP – FAR-DEEP). В 2013-м он стал соавтором издания по данным бурения – коллективной монографии в трех томах: Reading the Archive of Earth’s Oxygenation. Series: Frontiers in Earth Sciences, издательство Springer Berlin Heidelberg. В издании в качестве интерпретации ранней истории Земли на территории российской части Фенноскандинавского щита разработана эволюционная модель докембрийского литогенеза и развития аэробной системы Земли в период от позднего архея до раннего протерозоя (2500–2000 млн лет).

Под руководством М. М. Филиппова ведется радиационный мониторинг территории Кижского музея-заповедника, выполняются инициативные, издательские, экспедиционные проекты РФФИ.

М. М. Филиппов опубликовал более 180 научных работ – из них четыре авторские и пять коллективных монографий, имеет шесть авторских свидетельств на изобретения. Активно участвует в российских и международных совещаниях, симпозиумах, экскурсиях, посвященных проблемам генезиса органического вещества и месторождений черных сланцев. Регулярно проводит научные экскурсии для российских и зарубежных ученых и студентов. Подготовлены два путеводителя полевых

экскурсий «Нигозерские антракосолиты». Готовит и передает предложения в министерства РК по эффективной разведке и рациональному использованию месторождения шунгитоносных пород Республики Карелия, консультирует специалистов горнодобывающей отрасли.

Михаил Михайлович Филиппов принимает участие в обучении студентов горно-геологического факультета ПетрГУ, занимается популяризацией научных знаний. В 2010 году при его содействии подготовлена выставка «На родине шунгита», организованная Министерством культуры РК.

Коллеги и друзья поздравляют Михаила Михайловича с 75-летием и желают здоровья и сил для дальнейших творческих успехов в научной деятельности, направленной на развитие горнопромышленного комплекса Республики Карелия.

*Редакционная коллегия серии
«Геология докембрия»*

ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ М. М. ФИЛИППОВА

1975. Эффективность регистрации мягкого g-излучения сцинтилляционными счетчиками // Вопросы геофизики. Л.: ЛГУ. Вып. 25. С. 103–111. (Совместно с В. С. Нахабцевым, В. А. Мейером.)

1979. Исследование возможностей гамма-гамма метода для выделения шунгитовых пород

// Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск: КФ АН СССР. С. 176–182. (Совместно с А. Н. Макаровым, А. С. Пышкиным.)

1980. Рентгенорадиометрическое опробование скарновых оловянных месторождений // Геофизические исследования восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КФ АН СССР. С. 118–128. (Совместно с Р. А. Хазовым.)

1981. Способ определения состава двухкомпонентных веществ. Авт. свид. № 869463. G01N23/22. 14.05.81. Бюл. № 539. (Совместно с А. С. Пышкиным.)

1982. Изучение шунгитсодержащих пород гамма-спектрометрическим методом // Минералогия и геохимия протерозойских образований Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. С. 133–135. (Совместно с В. И. Горловым, А. И. Савицким.)

Способ разведки месторождений полезных ископаемых. Авт. свид. № 915052, СССР, МКИЗ G01 9/00. 23.03.82. Бюл. № 11. 4 с. (Совместно с Ю. К. Калининым, В. И. Горловым и др.)

1983. Гамма-каротаж при разведке месторождений шунгитсодержащих пород // Результаты геофизических исследований докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. С. 62–71.

Геолого-геофизическое исследование нефтоидной природы шунгитов Карелии // Результаты геофизических исследований докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. С. 71–87. (Совместно с В. И. Горловым, С. А. Кузьминым.)

1984. Зонды с дифференциальными фильтрами для рентгенорадиометрического опробования минерального сырья. Петрозаводск: КФ АН СССР. 51 с.

Радиоизотопные методы контроля качества древесных плит. Петрозаводск: КФ АН СССР. 39 с. (Совместно с В. А. Козловым.)

1985. Расчет и применение зондов для исследования шунгитоносных пород гамма-гамма методом. Петрозаводск: КФ АН СССР. 48 с. (Совместно с Г. А. Иванюковичем, В. Д. Куликовым.)

Способ разведки месторождений полезных ископаемых. Авт. свид. № 1166043, СССР, G01V9/00. 07.07.85. Бюл. № 25. 4 с. (Совместно с А. И. Савицким, С. Я. Соколовым.)

1986. Новые данные о строении Нигозерского месторождения шунгитсодержащих пород // Геология докембрия центральной и южной Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. С. 25–28. (Совместно с В. И. Горловым.)

1987. Гамма-спектрометрия при локальном прогнозировании оруденения в Северном Приладожье // Методика и результаты геофизических исследований докембрийских пород восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КФ АН СССР. С. 122–133. (Совместно с Р. А. Хазовым, М. Г. Поповым, А. И. Савицким.)

О генезисе шунгитового углерода пород суйсарской свиты нижнего протерозоя Карелии // Методика и результаты геофизических исследований докембрийских пород восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КФ АН СССР. С. 105–122. (Совместно с В. И. Горловым.)

Оценка качества шунгитового сырья в эксплуатационных блоках месторождения Нигозеро по данным гамма-каротажа взрывных скважин // Технологические свойства и характеристики минерального сырья Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. С. 39–42.

1988. Качество и эффективность использования шунгитового сырья Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. 147 с. (Совместно с Ю. К. Калининым, Ю. Е. Капутиным, Р. Х. Мутыгуллиным.)

1989. Способ оценки качества шунгитового сырья по керну месторождений шунгитсодержащих пород. Авт. свид. № 1549357. G01V5/00. Опубл. 8.11.89. 4 с. (Совместно с Р. Х. Мутыгуллиным.)

1990. Определение свободного углерода шунгитовых пород по отношению интенсивностей когерентно и некогерентно рассеянного рентгеновского излучения // Проблемы изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 57–68.

Ядерно-геофизические методы определения свободного углерода шунгитовых пород (постановка задачи) // Проблемы изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 40–57.

1992. Некоторые экологические аспекты переработки шунгитоносных пород Карелии // Геология и охрана недр Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 11–20. (Совместно с А. Л. Дербасовой.)

1993. Возможности методов ядерной геофизики при изучении шунгитоносных пород Карелии // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 117–119.

Ртуть в процессах преобразования шунгитоносных пород Карелии // Горючие сланцы. Т. 10. С. 135–146. (Совместно с А. Л. Дербасовой.)

1994. Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 208 с. (Совместно с А. И. Голубевым, П. В. Медведевым и др.)

1995. Минеральная составляющая шунгитовых пород Карелии: первичный состав, источники вещества и связь с шунгитовым углеродом // Литология и полезные ископаемые. № 5. С. 513–524. (Совместно с А. И. Голубевым, А. Е. Ромашкиным, Д. В. Рычанчиком.)

Неоднородности состава шунгитовых пород Максоевской залежи – возможный признак ее диапировой природы // Геология и магматизм Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 33–39. (Совместно с А. Е. Ромашкиным, А. Н. Барановым.)

1997. Источники радиационного поля на территории заказника «Кижские шхеры» // Проблемы геоэкологии Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 50–61.

1998. О природе шунгитов Южной Карелии // Литология и полезные ископаемые. № 3. С. 323–332. (Совместно с П. В. Медведевым, А. Е. Ромашкиным.)

1999. Karelian shungite – an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum:

geology, litology and geochemistry // *Earth-Science Reviews*. 40 p. (Совместно с V. A. Melezhik, A. E. Fallick, O. Larsen.)

2000. Генетические признаки формирования месторождений шунгитовых пород Карелии // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 58–66. (Совместно с А. Е. Ромашкиным.)

Модели формирования месторождений шунгитовых пород Онежского синклиория: автореф. дис. на соиск. степени докт. геол.-мин. наук. СПб. 48 с.

2001. Природные фуллерены: перспективы использования шунгитовых пород Карелии для их промышленного получения (обзор) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 91–96.

2002. Шунгитовые породы Онежской структуры. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 282 с.

Контактный метаморфизм на Максовском месторождении шунгитовых пород. 1. Основные признаки // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. С. 107–116. (Совместно с Н. С. Бискэ, П. В. Медведевым, А. Е. Ромашкиным.)

2003. Шунгиты Карелии: современный взгляд на природу месторождений и их прогнозные ресурсы // Труды КарНЦ РАН. Вып. 5. С. 22–33.

2004. Karelian shungites: a giant palaeoproterozoic deposit of structurally unusual form of carbon // *Earth-Science Reviews*. Elsevier. 41 p. (Совместно с В. А. Мележиком, А. Е. Ромашкиным.)

Шунгитовые породы Карелии: черная олонецкая земля, аспидный сланец, антрацит, шунгит. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 482 с.

Экспериментальное определение основных параметров систем купольных шунгитовых структур Толвуйской синклинали // Российский геофизический журнал. № 3. С. 25–30. (Совместно с Б. Н. Клубковым, А. В. Сухановым.)

2005. Ионизирующее излучение – вероятный фактор природного синтеза фуллеренов в шунгитовых породах // Геохимия. № 1. С. 112–115. (Совместно с О. К. Фоминым.)

2006. Высшие антраксолиты // Записки Российского минералогического общества. СПб. Вып. 6. С. 55–62. (Совместно с Н. К. Черевко, Е. А. Голубевым.)

Атлас текстур и структур шунгитовых пород Онежского синклиория. Петрозаводск: Скандинавия. 80 с. (Ред. совместно с В. А. Мележиком.)

Остров Кижского озера. Путеводитель геологической экскурсии. СПб. 26 с. (Совместно с И. Н. Демидовым, П. В. Медведевым, А. Е. Ромашкиным.)

2007. Higher anthracolites // *Geology of ore deposits*. Vol. 49, no. 7. P. 624–629. (Совместно с N. K. Cherevko, E. A. Golubev.)

2009. Petroleum surface oil seeps from a Palaeoproterozoic petrified giant oilfield // *Terra Nova*. Vol. 21. P. 119–126. (Совместно с V. A. Melezhik, A. E. Fallick, A. Lepland, D. V. Rychanchik, Yu. E. Deines.)

Paleoproterozoic petrified oil field (Shunga event) // *Paleontological J.* Vol. 43, no. 8. P. 972–979. (Совместно с P. V. Medvedev, V. A. Melezhik.)

2011. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерализация) / Ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 431 с. (Введение, разделы 1.3.4, 1.3.5, 4.1.4, 5.1.1, 5.1.2, 5.1.3.)

2012. Шунгитосодержащие сланцы Карелии – ценное минеральное сырье для строительной индустрии России // Горный журнал. № 5. С. 27–29.

Биогенная гипотеза генезиса палеопротерозойских метасапелитов // Труды КарНЦ РАН. № 3. С. 145–156.

Enhanced Accumulation of Organic Matter: The Shunga Event // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation*. Volume 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia. Series: Frontiers in Earth Sciences. Springer: Heidelberg, P. 1195–1273. (Совместно с H. Strauss, V. A. Melezhik, A. Lepland, A. E. Fallick, E. J. Hanski, Yu. E. Deines.)

Феномен «Шунга» и его аналоги // Проблемы зарождения биосферы Земли и ее эволюции. М.: ЛИБРОКОМ. С. 573–590. (Совместно с Н. С. Бискэ.)

2013. Антраксолиты. СПб.: Реноме. 295 с.

Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Melezhik V. A et al., eds. Springer: Vol. 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. 1552 p. (Соавтор разделов 7.6.2, 7.6.4.)

2014. Рамановская спектроскопия как метод изучения глубокоуглефицированного органического вещества. Ч. 1. Основные направления использования // Труды КарНЦ РАН. № 1. С. 115–134.

УТРАТЫ

ПАМЯТИ ВЛАДИМИРА НИКОЛАЕВИЧА КОЖЕВНИКОВА (1944–2016)

4 мая 2016 г. ушел из жизни заведующий лабораторией геологии и геодинамики, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки Республики Карелия Владимир Николаевич Кожевников. С глубокой скорбью было воспринято известие о его смерти.

В. Н. Кожевников родился 17 июня 1944 г. в Казани. В 1967 г. окончил геологический факультет ЛГУ по специальности «геолог-съемщик-поисковик». Работал в Институте геологии с 1968 года с небольшими перерывами до конца своих дней. В 1980 г. после окончания заочной аспирантуры в ИГГД защитил кандидатскую диссертацию «Структурная эволюция метаморфических комплексов в докембрии Костомукшского железорудного района», в 1999-м защитил докторскую диссертацию «Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены» по специальностям «Региональная геология» и «Петрология, вулканология». Основными направлениями исследований стали вопросы реконструкции архейских процессов корообразования и последующего преобразования архейской коры с использованием петрологических, геохимических, структурно-тектонических и геохронологических методов на основе результатов геологического картирования.

К основным результатам исследований Владимира Николаевича принадлежат выводы о формировании континентальной коры Фенноскандинавского щита не позднее 3,87 млрд лет назад, о чем свидетельствует обнаружение им детритовых цирконов хадейского возраста; о формировании архейских зеленокаменных поясов в режимах, сходных с режимами

активных континентальных окраин и интраконтинентального рифтинга; о пространственном совмещении в разрезах многих поясов породных комплексов, образованных в результате плюмового и субдукционного плавления; о циклическом развитии архейских геодинамических и рудогенных систем мезоциклами продолжительностью 110–150 млн лет, что сопоставимо с циклами Бертрана в новейшей геодинамике. В. Н. Кожевников показал, что архейские и палеопротерозойские кварциты и кварцевые



конгломераты являются продуктом разрушения полимодальных источников и что кварцево-жильные рудные системы архейского возраста Карельского региона по истории геологического развития наиболее близки к архейским кратонам Сьюпириор и Слейв в Западной Лавразии.

Интересные данные содержатся в выводах о том, что архей Карельского кратона представлен выплаками наиболее высокотемпературных коматиитов на рубеже около 3 млрд лет, что на 300 млн лет опередило глобальный термальный пик (~2,7 млрд лет), установленный в других кратонах Земли; он определил, что термальный пик обусловлен декомпрессионным гранулитовым метаморфизмом, связанным с мантийно-коровым диапиризмом.

Опубликовано более 130 его научных работ, в т. ч. четыре авторские и четыре соавторские монографии. Среди них: Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах, Л., 1983; Геология и геохимия архейских Северо-Карельских зеленокаменных структур, Петрозаводск, 1992; Структурно-петрологическое изучение гранитизации, Л., 1973 (соавт.); Федоровский метод, Л., 1985 (соавт.); Гранитоиды архея

юго-вост. части Балтийского щита, Л., 1987 (соавт.); Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. Ч. 1: Вулканизм, седиментогенез, метаморфизм и металлогения. СПб., 1993 (соавт.); Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000.

Владимир Николаевич Кожевников был большим знатоком сложной архейской геологии, эрудированным и доброжелательным специалистом. За весь период многолетней плодотворной научной деятельности он внес большой вклад в развитие фундаментальных и прикладных исследований в области геологии и геодинамики архейских комплексов.

В. Н. Кожевников входил в состав редакционной коллегии серии «Геология докембрия» научного журнала «Труды Карельского научного центра РАН».

Светлая память о нем сохранится в наших сердцах.

*Редакционная коллегия
серии «Геология докембрия»,
друзья и коллеги – сотрудники
Института геологии КарНЦ РАН*

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

(требования к работам, представляемым к публикации
в «Трудах Карельского научного центра Российской академии наук», с 2015 г.)

«Труды Карельского научного центра Российской академии наук» (далее – Труды КарНЦ РАН) публикует результаты завершённых оригинальных исследований в различных областях современной науки: теоретические и обзорные статьи, сообщения, материалы о научных мероприятиях (симпозиумах, конференциях и др.), персоналии (юбилеи и даты, потери науки), статьи по истории науки. Представляемые работы должны содержать новые, ранее не публиковавшиеся данные.

Статьи проходят обязательное рецензирование. Решение о публикации принимается редакционной коллегией серии или тематического выпуска Трудов КарНЦ РАН после рецензирования, с учётом научной значимости и актуальности представленных материалов. Редколлегия серий и отдельных выпусков Трудов КарНЦ РАН оставляет 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 высылается 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 высылается 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 редколлегиями 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 отдельных листах); рисунки (на отдельных листах); подписи к рисункам (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, научные звания, ученые степени авторов; адрес электронной почты для каждого автора; телефон для контактов с авторами статьи (можно один на всех авторов).

ЗАГЛАВИЕ СТАТЬИ должно точно отражать содержание статьи* и состоять из 8–10 значимых слов.

АННОТАЦИЯ** должна быть лишена вводных фраз, создавать возможно полное представление о содержании статьи и иметь объем не менее 200 слов. Рукопись с недостаточно раскрывающей содержание аннотацией может быть отклонена.

Отдельной строкой приводится перечень КЛЮЧЕВЫХ СЛОВ (не менее 5). Ключевые слова или словосочетания отделяются друг от друга точкой с запятой, в конце фразы ставится точка. Слова, фигурирующие в заголовке статьи, ключевыми являться не могут.

Раздел «Материалы и методы» должен содержать сведения об объекте исследования с обязательным указанием латинских названий и сводок, по которым они приводятся, авторов классификаций и пр. Транскрипция географических названий должна соответствовать атласу последнего года издания. Единицы физических величин приводятся по Международной системе СИ. Желательна статистическая обработка всех количественных данных. Необходимо возможно точнее обозначать местонахождения (в идеале – с точным указанием географических координат).

Изложение результатов должно заключаться не в пересказе содержания таблиц и графиков, а в выявлении следующих из них закономерностей. Автор должен сравнить полученную им информацию с имеющейся в литературе и показать, в чем заключается ее новизна. Следует ссылаться на табличный и иллюстративный материал так: на рисунки, фотографии и таблицы в тексте (рис. 1, рис. 2, табл. 1, табл. 2 и т. д.), фотографии, помещаемые на вклейках (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. 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, 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 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.

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 groenlandicits* (Gmelin 1790) – *M. groenlandicus* или для подвида *M. g. umbilicalis*.

СОКРАЩЕНИЯ. Разрешаются лишь общепринятые сокращения – названия мер, физических, химических и математических величин и терминов и т. п. Все сокращения должны быть расшифрованы, за исключением небольшого числа общеупотребительных.

БЛАГОДАРНОСТИ. В этой рубрике выражается признательность частным лицам, сотрудникам учреждений и фондам, оказавшим содействие в проведении исследований и подготовке статьи, а также указываются источники финансирования работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ. Пристатейные ссылки и/или списки пристатейной литературы следует оформлять по ГОСТ Р 7.0.5-2008. Библиографическая ссылка. Общие требования и правила составления (http://www.bookchamber.ru/GOST_P_7.0.5.-2008). Список работ представляется в алфавитном порядке. Все ссылки даются на языке оригинала (названия на японском, китайском и других языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в русской транскрипции). Сначала приводится список работ на русском языке и на языках с близким алфавитом (украинский, болгарский и др.), а затем – работы на языках с латинским алфавитом. В списке литературы между инициалами ставится пробел.

ТРАНСЛИТЕРИРОВАННЫЙ СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ (References). Приводится отдельным списком, повторяя все позиции основного списка литературы. Описания русскоязычных работ указываются в латинской транслитерации, рядом в квадратных скобках помещается их перевод на английский язык. Выходные данные приводятся на английском языке (допускается транслитерация названия издательства). При наличии переводной версии источника можно указать его библиографическое описание вместо транслитерированного. Библиографические описания прочих работ приводятся на языке оригинала. Для составления списка рекомендуется использование бесплатной программы транслитерации на сайте <http://translit.ru/>, вариант VCI.

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

¹Институт биологии Карельского научного центра РАН

²Институт 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. Частота встречаемости видов нематод в исследованных биотопах

Биотоп (площадка)	Кол-во видов	Встречаемость видов нематод в 5 повторностях				
		100 %	80 %	60 %	40 %	20 %
1Н	26	8	4	1	5	8
2Н	13	2	1	1	0	9
3Н	34	13	6	3	6	6
4Н	28	10	5	2	2	9
5Н	37	4	10	4	7	12

Примечание. Здесь и в табл. 3–4: биотоп 1Н – территория, заливаемая в сильные приливы; 2Н – постоянно заливаемый луг; 3Н – редко заливаемый луг; 4Н – незаливаемая территория; 5Н – периодически заливаемый луг.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ПОДПИСИ К РИСУНКУ

Рис. 1. Северный точильщик (*Hadrobregmus confuses* Kraaz.)

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. Mezvidovaya konkurentsiya i sosushhestvovanie ehkologicheskikh gomologov u paraziticheskikh pereponchatokrylykh [Interspecific competition and coexistence ecological homologues in parasitic Hymenoptera]. Zhurn. obshh. biol. 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

Марьянских 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'yinskikh 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 mezvidovykh 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).

Demografiya. 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

V. V. Shchiptsov, S. A. Svetov, A. V. Pervunina. INSTITUTE OF GEOLOGY OF THE KARELIAN RESEARCH CENTRE RAS – HISTORY OF SCIENTIFIC RESEARCH (ON 55 TH ANNIVERSARY SINCE FOUNDATION)	3
T. A. Myskova, R. I. Milkevich. THE ALUMINOUS GNEISSES OF KOLA SERIES, BALTIC SHIELD (GEOCHEMISTRY, NATURE AND AGE OF PROTOLITH)	34
S. A. Svetov, V. I. Ivaschenko, Z. P. Rybnikova, M. A. Gogolev, T. N. Nazarova. NEOARCHEAN (2.60 GA) REACTIVATION OF SHEAR ZONES AND OROGENIC GOLD SYSTEMS IN THE WESTERN SEGMENT OF THE VODLOZERO TERRANE	63
M. M. Filippov. THE PROBLEM OF THE GENESIS OF PALEOPROTEROZOIC PRIMARY CLAY INJECTIONS, EXTRUSIONS AND DIAPIRS	81
L. T. Rakov, V. T. Dubinchuk, L. S. Skamnitskaya, V. V. Shchiptsov. MOBILE MIXTURES IN QUARTZ FROM THE KARELIAN-KOLA REGION	100
N. D. Malov. ON ESTIMATION OF VERTICAL AMPLITUDE OF VEIN PEGMATITE SERIES IN THE NORTHWESTERN BELOMORIE	119
J. Touret, A. G. Bulakh. FROM SHOKSHA TO PARIS (THE HISTORY OF QUARRYING, TRANSPORTATION AND CARVING STONE FOR THE SARCOPHAGUS OF NAPOLEON)	127
DATES AND ANNIVERSARIES	
Mihail M. Filippov (on the 75 th anniversary)	135
BEREAVEMENTS	
In memory of Vladimir N. Kozhevnikov (1944–2016)	139
INSTRUCTIONS FOR AUTHORS	141

Научное издание

**Труды Карельского научного центра
Российской академии наук**
№ 10, 2016

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Печатается по решению
Президиума Карельского научного центра РАН*

Выходит 12 раз в год

Свидетельство о регистрации СМИ ПИ № ФС77-65995 от 06.06.2016 г.
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций

Редактор А. И. Мокеева
Компьютерная верстка Г. О. Предтеченский

Подписано в печать 19.10.2016. Дата выхода 28.10.2016. Формат 60x84^{1/8}.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 15,6. Усл. печ. л. 17,2.
Тираж 250 экз. Заказ 385. Цена свободная

Учредитель и издатель: Карельский научный центр РАН, 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