Карельский научный центр
Российской академии наук

ТРУДЫ

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 2, 2017

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск
2017

Научный журнал
Труды Карельского научного центра Российской академии наук
№ 2, 2017
Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Scientific Journal
Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences
No. 2, 2017
PRECAMBRIAN GEOLOGY Series

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, академик 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 Academician, 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, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; А. В. ПЕРВУНИНА (ответственный секретарь), к. г.-м. н.; А. М. ПЫСТИН, д. г.-м. н., проф.; А. В. САМСОНОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; С. А. СВЕТОВ (зам. отв. редактора), д. г.-м. н., проф.; А. И. СЛАБУНОВ, д. г.-м. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, чл.-корр. РАН, д. г. н., проф.; М. М. 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, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); A. V. PERVUNINA (Executive Secretary), PhD (Geol.-Miner.); A. M. PYSTIN, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. V. SAMSONOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); N. V. SHAROV, DSc (Geol.-Miner.); V. V. SHCHIPTSOV (Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. I. SLABUNOV, DSc (Geol.-Miner.); S. A. SVETOV (Deputy Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; O. I. VOLODICHEV, DSc (Geol.-Miner.); Yu. L. VOYTEKHOVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. B. VREVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.

ISSN 1997-3217 (печатная версия)
ISSN 2312-4504 (онлайн-версия)

Адрес редакции: 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11
тел. (8142)762018; факс (8142)769600
E-mail: trudy@krc.karelia.ru
Электронная полнотекстовая версия: http://transactions.krc.karelia.ru

© Карельский научный центр РАН, 2017
© Институт геологии Карельского научного центра РАН, 2017

Труды Карельского научного центра РАН
№ 2. 2017. С. 3–41
Опубликовано в онлайн-версии в июле 2016
DOI: 10.17076/geo444

УДК 55 (084.3) (1-924.14/16) +55.71/.72

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ МАСШТАБА 1:750 000: НОВЫЕ ПОДХОДЫ К СОСТАВЛЕНИЮ

В. С. Куликов, С. А. Светов, А. И. Слабунов, В. В. Куликова, А. К. Полин, А. И. Голубев, В. Я. Горьковец, В. И. Иващенко, М. А. Гоголев

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Впервые создана обзорная геологическая карта масштаба 1:750 000 на площадь более 320 000 км^2, включающую территорию Республики Карелия и сопряженных областей северо-запада России и восточной Финляндии. Разработана новая легенда, базирующаяся на международной стратиграфической шкале с авторскими дополнениями, отличающаяся от традиционных легенд государственных геологических карт РФ. Определен ранг стратонов архея и протерозоя, сопоставимых по продолжительности формирования с системами фанерозоя. Дано их краткое описание с учетом современных геохронологических данных. Разработана новая цветовая раскраска и цифровая индексация всех стратонов, отраженных на карте. Создана многоуровневая геоинформационная система «Юго-Восточная Фенноскандия масштаба 1:500 000» на основе новых геологических, геофизических, геохронологических и петрологических материалов Института геологии КарНЦ РАН и с учетом данных других организаций. Предложены геодинамические модели эволюции земной коры ЮВ Фенноскандии от архея до палеозоя.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит; Республика Карелия; докембрий; стратиграфия; геодинамические модели.

V. S. Kulikov, S. A. Svetov, A. I. Slabunov, V. V. Kulikova, A. K. Polin, A. I. Golubev, V. Ya. Gorkovets, V. I. Ivashchenko, M. A. Gogolev. GEOLOGICAL MAP OF SOUTHEASTERN FENNOSCANDIA (SCALE 1:750 000): A NEW APPROACH TO MAP COMPILATION

A 1:750 000 scale geological map, covering an area of over 320 000 sq. km occupied by the Republic of Karelia and adjacent areas of Northwest Russia and Eastern Finland, has been compiled for the first time. A new legend, based on the International Stratigraphic Scale, was constructed by the authors. It differs from the common legends of Russian state geological maps. The rank of Archean and Proterozoic strata, comparable in the duration of formation to Phanerozoic systems, was determined. They are described briefly with regard for modern geochronological data. New colours and numerical indexing for all the strata shown in the map were used. The multi-level geoinformation system "1:500 000 scale Southeastern Fennoscandia", based on new geological, geophysical, geochronological and petrological data collected by the Institute of Geology and other organizations, was developed. Geodynamic models for the Archean to Paleozoic crustal evolution of SE Fennoscandia have been proposed.

Keywords: Fennoscandian Shield; Republic of Karelia; Precambrian; stratigraphy; geodynamic models.

Введение

Большой интерес к ранней истории Земли не ослабевает в последние десятилетия, так как с развитием технологий появились реальные возможности найти объективные ответы на наиболее сложные вопросы о составе, состоянии и особенностях развития ранней земной коры. Учитывая, что территории, на которых можно изучать геологию докембрия, на нашей планете весьма ограничены, значимость таких районов, как восточная часть Фенноскандинавского (или Балтийского) щита, трудно переоценить.

В последнее время в пределах этого региона выполнены комплексные геологические и геофизические исследования, позволяющие коренным образом пересмотреть многие существующие концепции и геодинамические модели развития Земли в докембрии. Лавинообразный поток прецизионных геохронологических данных, информация о глубинном строении литосферы, выделение и геохимическое исследование новых уникальных для докембрия породных ассоциаций (коматииты, адакиты, эклогиты, санукитоиды, кимберлиты и т. д.) позволяет надеяться на получение новых знаний о природе ранней Земли. Для успешного вовлечения этой геологической информации в активный научный оборот необходимо создание нового поколения информационных систем, базой для которых являются геологические карты.

С этой целью в Институте геологии Карельского научного центра РАН были инициированы работы по составлению новой версии обзорной геологической карты (ОГК) Республики Карелия и прилегающих районов. В работе участвовал авторский коллектив специалистов из большинства подразделений института. Это позволило объединить в предложенной геологической карте ЮВ Фенноскандии материалы многолетних геологических исследований региона с использованием современных ГИС-технологий.

При создании геологической карты региона использовалась информация, накопленная в ИГ КарНЦ РАН за последние 20 лет, включая существующие картографические материалы: 1) Geological map of the Fennoscandian shield 1:2 000 000 [Koistinen et al., 2001]; 2) Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000 (лист Петрозаводск P-35-37) [Богданов, 2000]; 3) Геологическая карта ЮВ части Балтийского щита, М 1:500 000 (ред. В. А. Соколов, 1979); 4) Металлогеническая карта российской части Фенноскандинавского щита масштаба 1:1 000 000 [Корсакова и др., 2007а, б] и многие другие, отражающие изученность рассматриваемых территорий по состоянию на конец XX – начало XXI века. Привлекались новые геологические, геофизические, геохронологические (около 300 U-Pb и Sm-Nd датировок) и петрологические материалы, новые подходы к составлению карт докембрийских комплексов с использованием авторской хроностратиграфической схемы докембрия региона, учитывающей важные составные элементы Международной стратиграфической шкалы (МСШ), Общей стратиграфической шкалы России (ОСШ) и Региональной стратиграфической схемы нижнего докембрия СЗ СССР.

На разных этапах составления ОГК (от идеи создания, обсуждений и до окончательного оформления) кроме авторского коллектива статьи участвовали следующие сотрудники ИГ КарНЦ РАН: О. И. Володичев, Л. П. Галдобина, М. А. Елисеев, В. Н. Кожевников, О. Л. Кожевникова, В. И. Коросов, Л. В. Кулешевич, В. В. Макарихин, П. В. Медведев, Т. Н. Назарова, В. И. Робонен, С. И. Рыбаков, Д. В. Рыченчик, А. И. Светова, Л. П. Свириденко, О. С. Сибилев, В. Д. Слюсарев, В. С. Степанов, А. В. Степанова, В. В. Травин, Н. Н. Трофимов, Р. А. Хазов, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов, Н. И. Щипцова.

Методика составления ОГК и основные элементы ее нагрузки

При составлении ОГК авторы руководствовались рекомендациями по составлению геологической карты масштаба 1:1 000 000–1:500 000 [Островский и др., 1994] и результатами собственных исследований. Учитывая, что ОГК не относится к категории государственных геологических карт, которые должны строго отвечать определенным требованиям, наши отступления от некоторых принятых правил представляются рациональными и оправданными. Новые подходы к составлению карты касаются главным образом вопросов стратиграфии и тектоники, а также частично магматизма и метаморфизма.

Стратиграфия. В качестве стратиграфической основы ОГК принята МСШ, утвержденная XXXI Международным геологическим конгрессом по предложению Международного союза геологических наук в 2000 г. (с последующими уточнениями) в ранге эонотем и эратем для докембрия и систем фанерозоя и венда. Переход на МСШ, отличающуюся от принятой в России ОСШ, связан с более простой и легко воспринимаемой структурой первой, которая едина для фанерозоя и докембрия. Она необходима

Сопоставление стратиграфических подразделений докембрия в рангах эратем и систем (МСШ, ОСШ и Хроностратиграфическая схема докембрия ЮВ Фенноскандии)

Время, млрд лет	МСШ [Ogg et al., 2008]		ОСШ [Стратигр. кодекс, 2006]				Хроностратиграфическая схема докембрия ЮВ Фенноскандии		
	Эратема	Система	Эонотема		Эратема	Система	Эратема	Система (с), суперсистема (сс), геонотема (гт)	Индекс
	Палеозой	Кембрий			Палеозой	Кембрий	Палеозой	Кембрий (с)	311
0.6	Неопротерозой	Эдиакарий	Верхнепротерозойская			Венд	Неопротерозой	Венд (с)	232
0.7		Криогений		Рифейская	Верхнерифейская			Верхний рифей (сс)	231
0.8									
0.9		Тоний							
1.0									
1.1	Мезопротерозой	Стений			Среднерифейская		Мезопротерозой	Средний рифей (сс)	222
1.2									
1.3		Эктазий							
1.4					Нижнерифейская			Нижний рифей (сс)	221
1.5		Калиммий							
1.6									
1 7	Палеопротерозой	Статерий	Нижнепротерозойская (Карельская)		Верхнекарельская		Палеопротерозой	Вепсий (с)	216
1.8									
1.9		Орозирий						Калевий (с)	215
2.0					Нижнекарельская			Людиковий (с)	214
2.1									
2.2		Рясий						Ятулий (с)	213
2.3									
2.4		Сидерий						Сариолий (с)	212
2.5								Сумий (с)	211
2.6	Неоархей		Верхнеархейская (Лопийская)		Верхнелопийская		Неоархей	2,6–2,5 млрд лет (гт)	133
2.7								2,7–2,6 млрд лет (гт)	132
2.8								2,8–2,7 млрд лет (гт)	131
2.9	Мезоархей				Среднелопийская		Мезоархей	2,9–2,8 млрд лет (гт)	124
3.0								3,0–2,9 млрд лет (гт)	123
3.1					Нижнелопийская			3,1–3,0 млрд лет (гт)	122
3.2								3,2–3,1 млрд лет (гт)	121
3.3	Палеоархей		Нижнеархейская (Саамская)				Палеоархей		11
3.4									

для рассматриваемого региона, являющегося важной составной частью Фенноскандинавского щита (ФСЩ) и включающего четыре государства Северной Европы: СЗ Россию, Финляндию, Швецию и Норвегию. Первый опыт составления геологической карты ФСЩ [Koistinen et al., 2001] масштаба 1:2 000 000 показал необходимость использования для этой территории единой согласованной легенды. Однако применение ее в полном объеме при создании ОГК не увенчалось успехом. Поэтому потребовалось внесение необходимых изменений в легенду и упорядочение ее структуры, цветовой окраски вновь выделяемых стратонов в ранге систем и их индексации с учетом российской и международной практики (табл.).

Была разработана новая Хроностратиграфическая схема докембрия ЮВ Фенноскандии, которая включает стратоны трех рангов: 1 – эонотемы, 2 – эратемы и 3 – системы и их аналоги. Подразделения 1 и 2 рангов соответствуют по объему и границам таковым МСШ. Подразделения 3 ранга в связи с их разной степенью изученности и наличием часто недостаточных геологических и геохронологических данных получили разные названия. Для палеозоя и венда они отнесены к системам МСШ и ОСШ, для мезо- и неопротерозоя – к суперсистемам, а для архея – к геонотемам.

Учитывая, что ОГК отражает очень продолжительный (более 3 млрд лет) интервал геологического времени, применен единый подход

к разделению его на отрезки, сопоставимые в истории как докембрия, так и фанерозоя. Как известно, в фанерозое такими наиболее важными отрезками являются геологические периоды со средней продолжительностью около 52 млн лет (при колебаниях от 25 до 80 млн лет). В палеопротерозое они составляют порядка 100 млн лет, и им соответствуют надгоризонты региональной стратиграфической схемы СЗ СССР [Геология..., 1987; Общая стратиграфическая шкала..., 2002] от сумия до вепсия. Этим надгоризонтам целесообразно придать ранг систем [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011; Hanski, Melezhik, 2012; Куликов, Куликова, 2013]. Ведь более 100 лет назад член-корреспондент РАН В. Рамсей называл образования некоторых нынешних надгоризонтов системами (например, ятулийская и калевийская) [Ramsay, 1907]. В мезо- и неопротерозое России пока не выделено систем за исключением венда (эдиакария МСШ), но авторы ОГК предлагают временно использовать термин «суперсистема» для нижнего, среднего и верхнего рифея вместо принятых в ОСШ одноименных «эратем» (табл.). Продолжительность формирования таких суперсистем от 200 до 350 млн лет экстремальна для протерозоя и требует дальнейшего изучения, так же как и весьма продолжительных «систем» протерозоя в МСШ [Ogg et al., 2008], которые в нашей схеме не используются.

Полученный за последние годы значительный объем геохронологических данных по архейским магматическим комплексам как в России, так и в Финляндии позволяет разделять архейские эратемы на геонотемы продолжительностью в 100 млн лет. Этот термин впервые вводится в стратиграфическую номенклатуру и впервые применяется в создании геологических карт докембрийских регионов. По своему рангу он приравнивается к системе палеопротерозоя.

Каждый стратон ранга системы имеет на ОГК свой цвет и цифровой индекс. Цветовая гамма архейских геонотем характеризуется зеленоватыми цветами, близкими к нижнему палеозою МСШ, а палеопротерозойских систем – к мезозою и кайнозою МСШ. Стратиграфическая последовательность цветов (от древних к молодым) соответствует цветовой гамме радуги в направлении от фиолетовых к синим, зеленым и желтым.

Каждое выделенное в масштабе ОГК геологическое образование имеет свой двух- или трехзначный цифровой индекс, который отражает геологический возраст соответствующих пород (табл.) с точностью до эратемы или системы (ее аналога), а иногда и отдела. Установлена следующая расшифровка этих индексов (цифры слева направо): первая цифра показывает принадлежность образования к эонотеме (1 – архей, 2 – протерозой, 3 – фанерозой); вторая – к эратеме внутри эонотемы (1 – палео-, 2 – мезо-, 3 – нео- (кайно-)); третья – к системе или ее аналогам (суперсистемы для рифея и геонотемы для архея) при нумерации их снизу вверх внутри эратемы. Индексы, заключенные в квадратные скобки в тексте статьи и легенде, отражают соответствующие стратоны. В архее при отсутствии общепринятых наименований геонотем предлагается называть их по цифрам возрастных интервалов (снизу вверх внутри эратемы). Четвертая цифра применяется только для отделов ятулийской системы, которые установлены и выделены на карте (2131 – нижний ятулий, 2132 – верхний ятулий). Другие составные части систем и геонотем (отдельные свиты, маркирующие горизонты) выделяются особым крапом на цветовом поле соответствующих стратонов (вклейка).

Авторы признают дискуссионность некоторых положений хроностратиграфической схемы региона, и их рассмотрение планируется в отдельной публикации.

Магматизм. Цветовая окраска интрузивных образований на ОГК принципиально не отличается от таковой на государственных картах России. Она традиционно связывается с их вещественным составом: синие и фиолетовые цвета соответствуют ультрабазитам, зеленые – базитам, коричневые – диоритам, красные – гранитоидам и оранжевые – щелочным породам. Индекс интрузивных комплексов состоит из двух частей: буквенной, обозначающей преобладающий вещественный состав геологических тел (γ – гранитоиды, ν – базиты, σ – ультрабазиты и т. д.), и цифровой, характеризующей период их формирования. Например, γ132 – это архейские граниты с возрастом 2,7–2,6 млрд лет, а σν211 – палеопротерозойские ультрабазит-базиты сумия.

Цифры в круглых скобках в легенде (см. вклейку) обозначают изотопный возраст (U-Pb или Sm-Nd) в миллионах лет для конкретных тел, ссылка на источник дается в тексте статьи.

Тектоника. Тектоническая нагрузка ОГК соответствует масштабу карты и содержит три типа данных. Во-первых, на отдельной врезке показана схема тектонического районирования региона, с выделением тектонических структур высшего порядка: Фенноскандинавского щита и Русской плиты с уточненной границей между ними по подошве венда, трех раннедокембрийских провинций (Беломорской, Карельской

Посвящается 55-летию
Института геологии КарНЦ РАН

ОБЗОРНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

МАСШТАБ 1:750000

2015 г.

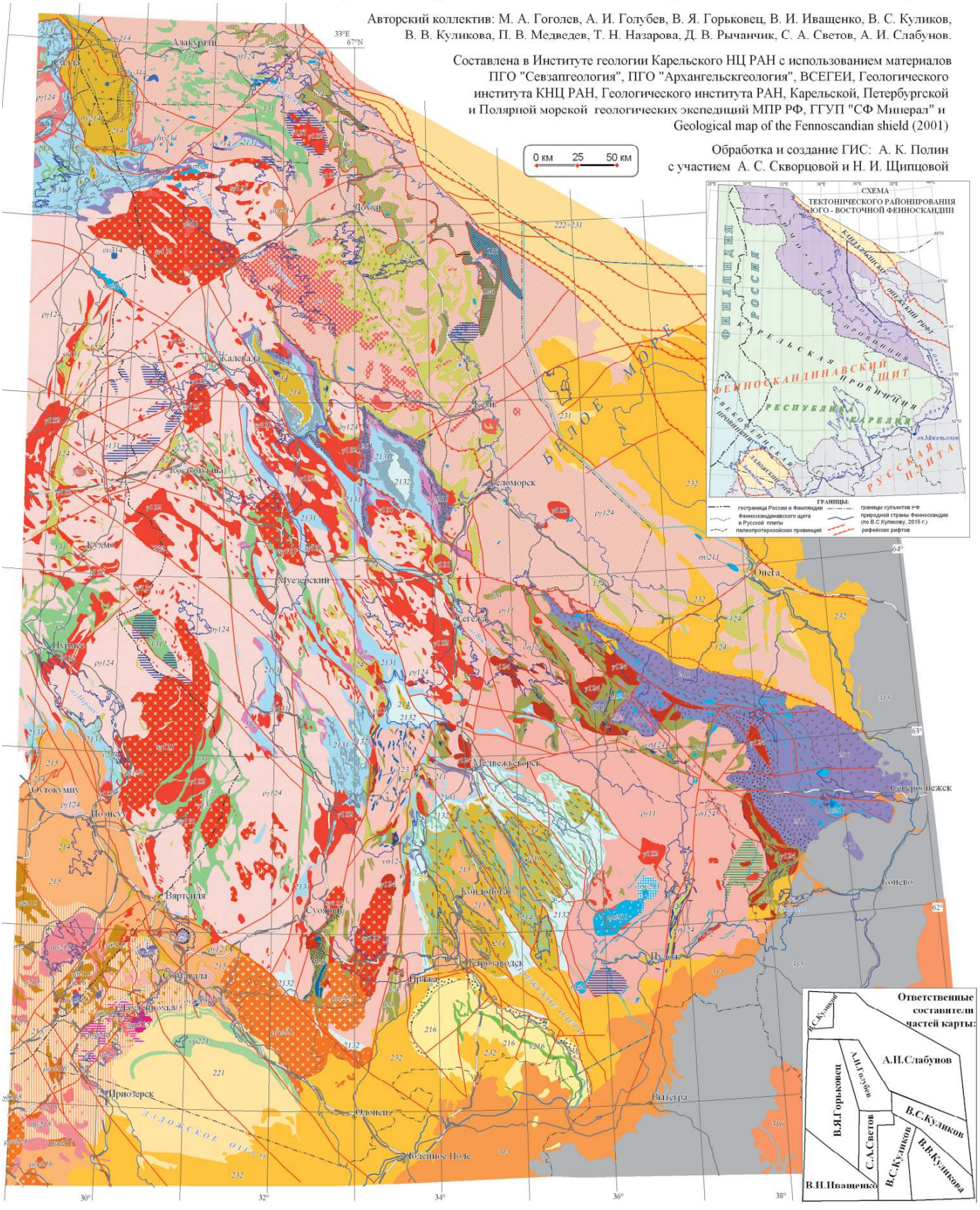
РЕДАКТОР В. С. КУЛИКОВ

Редакционная коллегия: А. И. Голубев, В. Я. Горьковец, В. И. Иващенко, В. В. Куликова, С. А. Светов, А. И. Слабунов

Авторский коллектив: М. А. Гоголев, А. И. Голубев, В. Я. Горьковец, В. И. Иващенко, В. С. Куликов, В. В. Куликова, П. В. Медведев, Т. Н. Назарова, Д. В. Рычанчик, С. А. Светов, А. И. Слабунов.

Составлена в Институте геологии Карельского НЦ РАН с использованием материалов ПГО "Севзапгеология", ПГО "Архангельскгеология", ВСЕГЕИ, Геологического института КНЦ РАН, Геологического института РАН, Карельской, Петербургской и Полярной морской геологических экспедиций МПР РФ, ГГУП "СФ Минерал" и Geological map of the Fennoscandian shield (2001)

Обработка и создание ГИС: А. К. Полин
с участием А. С. Скворцовой и Н. И. Щипцовой



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Хроностратиграфические подразделения			Индексы		Преобладающие и индикаторные типы пород		
Эонотемы	Эратемы	Системы и суперсистемы	Осадочные и вулканические породы	Плутонические породы	СВЕКОФЕННСКАЯ ПРОВИНЦИЯ	КАРЕЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ	БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ
ФАНЕРОЗОЙ [3]	Палеозой [31]	Пермь [316]			**I. Венд–палеозойский чехол Восточно-Европейской платформы**		
		299	316			Глина, алевролиты, пески, известняки, доломиты	
		Карбон [315]	315		Глины, доломиты, известняки, бокситы	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, бокситы	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки
		359 Девон [314]		εσ314		Ультраосновные и щелочные породы с карбонатитами	Ультраосновные и щелочные породы с карбонатитами (377–379)
		542	314		Пески, песчаники, алевролиты, глины, мергели	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты	
ПРОТЕРОЗОЙ [2]	Неопротерозой [23]	Венд [232]	232		Песчаники, алевролиты, туффиты, конгломераты	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты и туфы
		635 Верхний рифей [231]			**II. Мезо-неопротерозойские (рифейские) образования авлакогенов (рифтов)**		
				[illegible]231	Тагамиты, зювиты агломератовые (725)		
		1030	231				Песчаники, алевролиты, доломиты
	Мезопротерозой [22]	Средний рифей		i222		Лампроиты, кимберлиты (1200)	
		1350	222				Песчаники, конгломераты, базальты, габбродолериты (1100–1250)
		Нижний рифей		νμ221	Габбродолериты, монцониты, сиениты, аплиты (1457)		
			221		Аркозовые песчаники, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, базальты, андезибазальты (1477)		
				[illegible]221	Анортозит-рапакиви-гранитный комплекс: Литий-фтористые граниты, мелкозернистые биотитовые граниты (1530)		
				[illegible]221	Крупнозернистые граниты	Крупнозернистые граниты (1550)	
				[illegible]221	Выборгиты и питерлиты (1660)		
		1650		[illegible]221	Анортозиты, габбронориты, монцониты, сиениты		
					III. Позднепалеопротерозойские орогенные, посторогенные и внутриплитные образования		
					Свекофенский аккреционный ороген (1900–1800)	**Протоплатформа**	**Лапландско-Кольский коллизионный ороген (2000–1900)**
		Вепсий [216]		i216		Кимберлиты (2000–1764?)	
				ν216		Габбродолериты, долериты, базальты (1770–1750)	
				[illegible]216	Монцогаббро, сиениты, граниты, калиевые ультрабазиты (1810–1770)		
				[illegible]216	Пегматоидные граниты, лейкограниты (1800)		
			216			Красноцветные кварцитопесчаники, кварциты, конгломераты	
		1800	216			Сероцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты	
		Калевий [215]		γ215	Калиевые граниты (1860–1800)	Граниты (1800), пегматиты	Граниты (1800), пегматиты
				[illegible]215	Монцодиориты, гранодиориты, граниты (1868–1869)		
				mγ215	Граниты, мигматит-граниты, гнейсограниты		
				[illegible]215	Эндербиты, чарнокиты, гранулиты (1880)		
				[illegible]215	Диориты, габбродиориты, тоналиты, трондьемиты (1878–1871),		
				[illegible]215	Тоналиты, диориты, габбро-диориты, пироксениты (1883)		
				[illegible]215	Монцодиориты, габбро, пироксениты, сиениты (1891)		
			215		Биотитовые гнейсы, кристаллосланцы		
		1920	215		Кварциты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, углеродистые сланцы и их метаморфизированные аналоги	Аргиллиты, алевролиты, кварцитопесчаники, конгломераты	
	Palaeoproterozoic [21]	Людиковий [214]			**IV. Среднепалеопротерозойские протоплатформенные образования**		
				[illegible]214		Перидотиты, габбро, долериты, диориты (1975–1956)	
				ν214		Габброиды (1985–1976)	
				[illegible]214		Феррогаббро, пироксениты, оливиниты, нефелиновые сиениты, карбонатиты(2000)	
			214			Нерасчлененные вулканогенно-осадочные породы	Нерасчлененные вулканогенно-осадочные породы
			214			Базальты, коматиитовые базальты, андезибазальты, кислые вулканиты	
			214			Доломиты, углеродосодержащие и хлоритовые сланцы, слюдистые песчаники	
			214			Базальты, андезибазальты, трахибазальты, карбонатные и кремнистые породы, песчаники, конгломераты	
			214		Пикробазальты	Пикриты, пикробазальты, базальты, туфы, туффиты, туфоконгломераты	Конгломераты
		2100	214		Углеродистые породы, доломиты, базальты, андезибазальты, песчаники	Высокоуглеродистые породы (шунгиты), аргиллиты, алевролиты, доломиты, базальты, андезибазальты	Углеродистые породы, доломиты, базальты
		Ятулий [213]		ν213		Габбродолериты, частично более молодые	Феррогаббро (2115)
			2132			Доломиты, гипсы, соли, ангидрит-магнезитовые породы, алевролиты,базальты, долериты	
			2131			Базальты и частично долериты в отдельных крупных структурах	
		2300	2131			Песчаники, кварцитопесчаники, аркозы, конгломераты, базальты, местами доломиты	Кварцитопесчаники, базальты, доломиты
		Сариолий [212]			**V. Раннепалеопротерозойские рифтогенные образования**		
		2400	212			Базальты, андезибазальты, конгломераты, граувакки, кварцитопесчаники	
		Сумий [211]		[illegible]211			Чарнокиты (2425–2450)
				γ211		Граниты (2440)	
				σν211		Нерасчлененные мафит-ультрамафиты	
				[illegible]211		Габбронориты, габбро, диориты (2505–2397)	Габбронориты, диориты, габброанортозиты (2505–2396)
				[illegible]211		Дуниты, перидотиты, пироксениты	
			211			Нерасчлененные осадочные и вулканогенные породы	Кварциты, песчаники, базальты, андезибазальты
			211			Коматиитовые базальты, базальты, андезибазальты (2410)	
			211			Глинистые, кремнистые осадки, песчаники, конгломераты	
			211			Кислые вулканиты, туфы (2442)	
			211			Андезибазальты, базальты	
		2500	211			Аркозы, кварциты	

Хроностратиграфические подразделения			Индексы		Преобладающие и индикаторные типы пород	
Эонотемы	Эратемы	Геонотемы	Осадочные и вулканические породы	Плутонические породы	КАРЕЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ	БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ
АРХЕЙ [1]	Неоархей [13]				**VI. Неоархейские гранит-зеленокаменные образования**	
		[132] 2700		γ132	Гранодиориты, граниты, лейкограниты (2680–2670)	Граниты (2690)
		[131]		[illegible]131		Эндербиты, чарнокиты (2778–2720)
				[illegible]131	Санукитоиды (серия высоко Mg,Ba, Sr пород – диориты, гранодиориты, габбро, пироксениты) (2744–2720)	
			131		Метаосадки, парагнейсы	
		2800	131		Метаосадки, Fe-кварциты, редко вулканиты (2760–2740)	Кварциты, Fe-кварциты (2800–2780), гранулиты (2780), андезиты, базальты, бониниты, коматииты (2820–2780)
	Мезоархей [12]				**VII. Мезоархейские гранит-зеленокаменные образования**	
		[124]		ργ124	Нерасчлененные комплексы диоритов, тоналитов и мигматит-плагиогранитов (2870–2750)	Тоналит-трондьемит-гранодиориты, частью более молодые
				γ124	Граниты, плагиограниты (2884–2850)	
			124		Нерасчлененные вулканиты и осадки	Амфиболиты и гнейсы
			124			Парагнейсы
			124		Андезиты, дациты, риолиты, метаосадки (2860–2850)	Андезиты, риолиты (2880–2830), эклогиты (2880–2820)
			124			Амфиболиты, серпентиниты (2880–2860)
		2900		σν124	Ультрамафиты, габбро (2890)	
		[123]	123		Коматииты, базальты (2917), дациты, риолиты (2935), габбро, частично более молодые	
				ργ123	Тоналиты, гранодиориты (2985)	
				ν123	Перидотиты, пироксениты, габбро, диориты (2985)	
		3200	123		Базальты, андезиты, дациты, риолиты (3020–2995)	
	Палеоархей [11]				**VIII. Палеоархейские образования древнейшей континентальной коры**	
				ργ11	Тоналиты (3220), трондьемиты (3240) с включениями амфиболитов, частично более молодые	
			11		Амфиболиты мигматизированные (волоцкая толща и ее аналоги) (3400?–2900)	

ГРАНИЦЫ

Государственная РФ

Субъектов РФ

Природной страны Фенноскандии

Геологические

Геофизический контур Вокнаволокской гравитационной и магнитной аномалий

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Архейские ТТГ комплексы, интенсивно переработанные в палеопротерозое

Архейские гранулитовые комплексы

Неоархейский Гридинский эклогитсодержащий меланж

РАЗЛОМЫ

Надвиги

Разломы

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

Населенные пункты

Железные дороги

Автомобильные дороги

Реки

Контуры водоемов

Расшифровка числовых индексов

Каждое выделенное образование имеет свой двух-, трех- или четырехзначный цифровой индекс в квадратных скобках, который отражает геологический возраст соответствующих пород с точностью до периода. Расшифровка индекса (цифры слева направо): 1-я цифра показывает принадлежность образования к эонотеме (1 – архей, 2 – протерозой, 3 – фанерозой); 2-я – к эратеме внутри эонотемы (1 – палео, 2 – мезо, 3 – нео (кайно)); 3-я – к системе или ее аналогам (суперсистемы для рифея и геонотемы для архея) при нумерации их снизу вверх внутри эратемы.

Палеозой [31]
1 – кембрий [311]
2 – ордовик [312]
3 – силур [313]
4 – девон [314]
5 – карбон [315]
6 – пермь [316]

Палеопротерозой [21]
1 – сумий [211]
2 – сариолий [212]
3 – ятулий [213]
4 – людиковий [214]
5 – калевий [215]
6 – вепсий [216]

Мезопротерозой [22]
1 – нижний рифей [221]
2 – средний рифей [222]

Неопротерозой [23]
1 – верхний рифей [231]
2 – венд [232]

В архее при отсутствии общепринятых названий аналогов систем приняты следующие временные системы - геонотемы с продолжительностью геона 100 Ma (снизу вверх внутри эратемы):

Палеоархей [11]
1 – > 3,2 Ga [11]

Мезоархей [12]
1 – 3,2–3,1 Ga [121]
2 – 3,1–3,0 Ga [122]
3 – 3,0–2,9 Ga [123]
4 – 2,9–2,8 Ga [124]

Неоархей [13]
1 – 2,8–2,7 Ga [131]
2 – 2,7–2,6 Ga [132]
3 – 2,6–2,5 Ga [133]

Четвертая цифра используется для отделов соответствующих систем, если они установлены.
Например, 2131 – нижний ятулий, 2132 – верхний ятулий.
Нерасчлененные образования, включающие две и более системы, и их аналоги обозначаются индексом нижней системы с указанием в соответствующей колонке легенды, что она включает и более молодые образования.
Например, 211 – сумий «с частичным включением сариолийских пород».

Индекс интрузивных образований состоит из двух частей: буквенной, обозначающей преобладающий вещественный состав геологических тел (γ– граниты, ν– базиты, σ– ультрабазиты и т.д.), и цифровой, характеризующей соответствующий период формирования.
Например, $\gamma 132$ – архейские граниты с возрастом 2,7–2,6 Ga, $\sigma\nu 211$– палеопротерозойские мафит-ультрамафиты сумия возрастом 2,5–2,4 Ga.
Цифры в круглых скобках в легенде обозначают изотопный возраст (U-Pb или Sm-Nd) в миллионах лет для конкретных тел.

Цифры без скобок в столбце "Хроностратиграфические подразделения" обозначают возраст (млн лет) нижней границы соответствующего стратона.

и Свекофеннской) в пределах щита и двух мезо-неопротерозойских рифтов (Кандалакшско-Онежского и Ладожского).

Во-вторых, в легенде выделены главные геотектонические этапы развития земной коры региона от архея до палеозоя (от древних к молодым): палеоархейский (древнее 3,2 млрд лет) – образование древнейшей континентальной коры; мезо-неоархейский (3,0–2,6 млрд лет) – формирование гранит-зеленокаменных областей в процессе аккреционно-коллизионной орогении (с выделением трех субдукционно-аккреционных, а также рифтогенной, коллизионной и аккреционной стадий); раннепалеопротерозойский (2,5–2,3 млрд лет) – развитие сумийско-сариолийской рифтогенной системы; среднепалеопротерозойский (2,3–1,92 млрд лет) – формирование ятулийско-людиковийской протоплатформенной области; средне-позднепалеопротерозойский (2,0–1,8 млрд лет) – проявление коллизионной (лапландско-кольской, 2,0–1,9 млрд лет) и аккреционной (свекофеннской, 1,9–1,8 млрд лет) орогений [Балаганский и др., 2006 и ссылки в ней] соответственно в Беломорской и Свекофеннской провинциях при протоплатформенном режиме в Карельской провинции; позднепалеопротерозойский (1,8–1,65 млрд лет) – посторогенный; мезо-неопротерозойский (1,65–0,65 млрд лет) – авлакогенный и венд-палеозойский (0,65–0,26 млрд лет) – платформенный.

В-третьих, на карте показаны наиболее значимые и характерные примеры дизъюнктивной тектоники (разломы, надвиги). На ОГК не приводится тектоническое районирование Карельской провинции, но условно принимается ее подразделение на три субпровинции (террейна, блока): Водлозерскую (Восточно-Карельскую), Центрально-Карельскую и Западно-Карельскую [Лобач-Жученко и др., 2000б; Slabunov et al., 2006; Слабунов и др., 2006, 2011б; Hölttä et al., 2014]. При этом принимается, что границами Центрально-Карельской с другими субпровинциями являются: на востоке субмеридиональная зона по линии Ведлозеро-Сегозеро-Выгозеро, а на западе – по линии Иломантси-Тулос-Вокнаволок. Каждая из них имеет свои специфические черты развития в архее.

Вопросы эволюции земной коры региона и особенности геодинамических процессов на каждом из ее этапов выходят за рамки данной работы, но очевидно, что представленная карта является базой для таких исследований.

Метаморфизм. Метаморфические комплексы на ОГК показаны ограниченно с использованием различных видов штриховки. Поскольку подавляющая часть пород региона в той или иной степени претерпела метаморфические преобразования, то на ОГК обозначены только проявления высоких степеней: гранулитовой фации мезо- и неоархея (горизонтальная синяя штриховка), эклогитовой фации (черная косая штриховка в Беломорской провинции), амфиболитовой фации умеренных-высоких давлений (тонкая косая штриховка по гранитогнейсам Беломорской провинции) и амфиболитовой фации палеопротерозоя (косая белая штриховка по гранитоидам архея в куполах Приладожья). Вертикальной и горизонтальной белой штриховкой соответственно отмечен метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций в породах ладожской серии калевия.

Краткая характеристика породных комплексов и ассоциаций

Приводимая ниже краткая характеристика выделенных на карте породных комплексов и ассоциаций дана на основе материалов, обобщенных ответственными составителями (В. С. Куликовым, С. А. Световым, А. И. Слабуновым, В. В. Куликовой, В. Я. Горьковцом, А. И. Голубевым и В. И. Иващенко) отдельных частей ОГК (см. вклейку) в последовательности от древних к молодым.

АРХЕЙ [1]

Архейские образования занимают около половины площади ОГК и разделяются на палеоархейские (>3,2 млрд лет), мезоархейские (3,2–2,8 млрд лет) и неоархейские (2,8–2,5 млрд лет).

Палеоархей [11]

Палеоархейская эра включает в себя, по мнению В. В. Куликовой, время формирования сложных амфиболит-тоналит-гранодиорит-трондьемитовых ассоциаций, в том числе в пределах Водлозерского блока (по разным авторам – домена, террейна). Его современные контуры условны, а внутренняя структура вследствие плохой обнаженности изучена фрагментарно. В геофизических полях блок имеет сложные контуры, в первую очередь за счет особенностей обрамления его мезоархейскими зеленокаменными структурами [Куликова, 1993; и др.] (см. вклейку). Наиболее доступны выходы коренных пород для относительно корректных исследований в районе рек Нетома – Водла – Винела (оз. Волоцкое). В геологическом строении этой территории участвуют [Куликов и др., 1990]: а) амфиболиты по

базальтам и коматиитам, выделенные в самостоятельную волоцкую свиту; б) вышележащие (?) полосчатые амфибол-биотитовые гнейсы («водлинская толща») дискуссионного генезиса (ТТГ, тоналиты, трондьемиты, гранодиориты или автохтонные и аллохтонные метасоматиты по амфиболитам). Останцы предположительно палеоархейских супракрустальных комплексов слагают Черевскую, Шальскую и Илексинско-Водлинскую структуры.

В Черевской структуре, расположенной к западу от оз. Волоцкого, В. В. Куликовой с коллегами [Куликова, 1993] был описан разрез волоцкой свиты с общим З-СЗ падением. Нижняя и верхняя границы его не установлены, но в районе среднего течения р. Токши отмечается структурное несогласие с вожминской серией Сумозерско-Кенозерского ЗП мезоархея, общее падение пород которой ориентировано на В и С. Породы свиты представлены практически монотонной толщей амфиболитов по вулканитам основного, реже ультраосновного состава (около 18 пачек) общей мощностью ~4 км. Маломощные тела эффузивов характеризуются в основном массивными и шлаковыми, редко подушечными и специфическими очковыми (за счет псевдоморфоз серпентина по вторичному оливину) текстурами, среди них встречаются единичные прослои туфов (?) и туффитов. Свита была предложена в качестве регионального стратотипа нижнеархейских образований ФСЩ [Куликова, 1993; Общая стратиграфическая шкала..., 2002]. В связи с трудностями при определении позиции свиты по геологическим признакам на первое место в их идентификации были выдвинуты изотопные возрасты древнейших пород и изменяющих их событий. Первые возрасты амфиболитов по мафит-ультрамафитовым вулканитам установлены в районе оз. Волоцкого (Sm-Nd метод) 3391 ± 76 – 3353 ± 60 млн лет [Пухтель и др., 1991]. Крайне измененная «водлинская толща» в виде полосчатых плагиоамфиболовых пород (ТТГ или «серые гнейсы») с ксенолитами амфиболитов в среднем течении р. Водлы (дер. Водла) однозначно не идентифицирована. Возможно, здесь находится ядро Черевской структуры, где толща смята в крутые складки. Серии ТТГ первоначально рассматривались как продукты «преобразования» вулканитов андезит-дацитового состава – древнейшего протолита Балтийского щита с расчетным Sm-Nd возрастом 3540 ± 60 и 3500 ± 90 млн лет, по [Сергеев, 1989; Левченков и др., 1989 и др.]. С. Б. Лобач-Жученко с соавторами [Lobach-Zhuchenko et al., 1986, 1993] там были описаны «амфиболиты I» с модельным Sm-Nd возрастом 3320 ± 100 млн лет. В дальнейшем конкордатный возраст цирконов (SHRIMP-II) из этих же амфиболитов был определен в «ранней генерации» как 3238,6 ± 9,3 млн лет, а в «поздней» – в 2978 ± 12 млн лет [Сергеев и др., 2007].

Последующие работы сотрудников ИГГД РАН показали, что возраст протолита тоналито-гнейсов по ядрам цирконов (SHRIMP-II) в двух пробах из района р. Водла оценивается в 3236 ± 17 и 3240 ± 14 млн лет, а время их метаморфических преобразований в 3153 ± 5,4 и 2845 ± 5,9 млн лет [Сергеев и др., 2007]. Весьма близкий возраст имеют тоналиты (3213 ± 32 Ма) и трондьемиты (3240 ± 11 млн лет) района Лайручей [Чекулаев и др., 2009б].

В совокупности это позволяло всю ассоциацию «рассматривать в качестве объекта нижнеархейской (саамской) эонотемы хроностратиграфической шкалы России» [Чекулаев и др., 2009а].

«Мафитовый магматизм... представлен на Водлозерском домене амфиболитами I, которые по изотопным и геохимическим признакам аналогичны древнейшим базитам других кратонов..., а преобладающие в Водлозерском домене ТТГ серии имеют генетическую связь... с древними мафитами (амфиболитами I)» [Лобач-Жученко и др., 2009. С. 225; и др.]. Эти результаты вполне соответствуют исследованиям В. В. Куликовой с коллегами и являются базой для дальнейших исследований всего палеоархейского комплекса. По ее мнению [Куликов и др., 2016], основной проблемой остается как корректное геологическое картирование выбранных для опробования участков, так и определение генезиса метаморфических пород. Сложность изучения палеоархейских амфиболитов обусловливается калиевым метасоматозом, связанным с активной флюидной деятельностью, завершившейся внедрением позднекинематических гранитов и пегматитов мезо-неоархея. Предполагается, что гнейсы водлинской толщи вместе с амфиболитами метаморфизованы от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации.

Однако существуют представления на основании полученных Sm-Nd и Pb-Pb методами возрастов (2850 ± 84 и 2861 ± 150 млн лет соответственно) и дискуссионного Lu-Hf [Puchtel et al., 2007; Лохов и др., 2013] о формировании в это время первичного супракрустального комплекса волоцкой свиты. Это привело к трудностям в интерпретации геологической истории района.

К палеоархейским интрузивным породам, по мнению В. В. Куликовой, возможно, относится перидотит-габбро-анортозитовый Лайручейский массив. Он представлен останцами

и скиалитами в сложно построенной плагиоамфиболовой тоналитизированной ассоциации («водлинская толща»?): 1) мелкозернистых амфиболитов в виде маломощных (от долей сантиметра до 1,5 м) тел, ориентированных согласно контурам структуры; 2) пироксенитов; 3) лейкогаббро; 4) габбро-диоритов, диоритов, габбро-анортозитов. Присутствие в ассоциации анортозитовой составляющей позволяет рассматривать этот комплекс как наиболее древний интрузивный фрагмент и сопоставлять его с аналогичными в Гренландии, Канаде и на Кольском полуострове. На основании работ А. В. Самсонова по определению изотопного возраста эти породы также были отнесены к наиболее древним палеоархейским интрузивам основного состава (значения модельных возрастов TCHUR-TDM – 3,04–3,53 млрд лет) [Куликов и др., 1990]. Отдельного внимания заслуживают интрузивные породы основного и кислого состава мезоархейского и более молодого возраста, секущие палеоархейские образования, например, дайки долеритов мощностью от нескольких сантиметров до первых метров имеют возраст 2987 ± 14 млн лет [Lobach-Zhuchenko et al., 1993; Чекулаев и др., 2009б и др.].

Получены данные о возрасте детритовых и ксеногенных цирконов из мезоархейских и палеопротерозойских различных пород («аренитов», кварцитов и коматиитовых базальтов) мезоархея и палеопротерозоя, развитых в пределах Водлозерского блока и его обрамления. В палеопротерозойских лавах коматиитовых базальтов в районе Синегорья (ЮВ оконечность кряжа Ветреный пояс) установлено [Смолькин, Шарков, 2009; Смолькин и др., 2011] одно зерно циркона с возрастом 3775 ± 83 млн лет, которое могло быть захвачено из кварцитопесчаников нижележащей токшинской свиты или пород палеоархейского фундамента. Этот источник доказан и С. В. Межеловской с соавторами [http://www.vsegei.com/ru/conf/summary/mnpk-15/theses/08izotop.pdf; Корсаков и др., 2014]. Получены возрасты детритовых цирконов из токшинской свиты к западу от г. Мяндуха в районе палеопротерозойской Калгачинской структуры: 3148,38 ± 1,03; 3256,74 ± 1,21; 3267,77 ± 1,73 и 3364,72 ± 5,75 млн лет. В дискуссионной «мезоархейской Маткалахтинской структуре» в «аренитах» [Кожевников и др., 2006; Кожевников, Скублов, 2010] обнаружены три зерна детритовых цирконов с палеоархейским возрастом: 3334 ± 11 – 3296 ± 29 млн лет.

В ятулийских кварцитах в западном обрамлении Водлозерского блока, а также в Западной Карелии возраст детритовых цирконов варьирует от 3837 ± 42 – 3650 ± 22 млн лет (два зерна) до 2616 ± 38 млн лет в Воломской структуре и от 3871 ± 39 до 2706 ± 32 млн лет в Северо-Онежском синклинории (р-н п. Гирвас) [Кожевников и др., 2010].

Вышеописанные результаты исследований Водлозерского блока должны рассматриваться как один из начальных этапов дальнейших работ по поиску древнейших пород Фенноскандинавского щита, наряду с объектами Финляндии [Mutanen, Huhma, 2003; Hölttä et al., 2014] и Кольского полуострова [Bridgwater et al., 2001; Мыскова и др., 2005].

Мезоархей [12]

Мезоархейские образования широко развиты на рассматриваемой территории в пределах ФСЩ, занимая до 30 % ее площади. По своему вещественному составу и структурному положению они разделяются на две основные группы гранитоидов и супракрустальных пород ЗП. Причем последние выделяются не только в Карельской и Беломорской провинциях, но известны также и в краевой части Свекофеннской провинции в виде интенсивно переработанных в купольных структурах (например, Северное Приладожье). Краткое рассмотрение этих образований дается в Карельской и Беломорской провинциях отдельно на примерах наиболее изученных локальных структур.

Карельская провинция. Большая часть территории сложена мезоархейскими гранитоидами ТТГ ассоциации, реже встречаются нормальные граниты этого возраста. При этом в Водлозерской и Западно-Карельской субпровинциях известны ТТГ с возрастами 3,2–3,1 и 3,0–2,8 млрд лет, а в составе их протолита устанавливается палеоархейское вещество. В ТТГ гранитоидах Центрально-Карельской субпровинции преобладают разности с возрастами 3,0–2,8 млрд лет и не фиксируются более древние компоненты.

Мезоархейские комплексы входят в состав ЗП, главным образом Водлозерской и Западно-Карельской субпровинций. Типичными в составе первой из них являются Ведлозерско-Сегозерский, Сумозерско-Кенозерский, Маткалахтинский и Южно-Выгозерский, а во второй – Суомуссалми-Кухмо, Костомукшская структура Гимольско-Костомукшского ЗП. Детальное их описание дано в работах [Вулканизм..., 1981; Светова, 1988; Светов, 2005; Кожевников и др., 2006; Hölttä et al., 2012, 2014; Костомукшский рудный район..., 2015 и др.]

Ведлозерско-Сегозерский ЗП протяженностью около 270 км состоит из нескольких

разновозрастных породных ансамблей. Древнейшие мезоархейские мафитовые серии (коматиит-базальтового ряда) сохранились в виде реликтов в отдельных структурах (доменах) в западном и северо-западном обрамлении Водлозерского палеоархейского блока (Койкарском, Хаутаваарском, Совдозерском, Паласельгинском и других доменах). На западном фланге пояса представлены ассоциации с реконструированными мощностями коматиитовых комплексов, не превышающими 600–700 м, при общей мощности коматиит-базальтовых разрезов 1,8–2,5 км. Мафитовый комплекс **[123]** сформирован стратифицированными толщами, выполненными подушечными, массивными, дифференцированными, вариолитовыми лавами с прослоями туфового, осадочного материала и интрузивными телами дунитов-перидотитов и высокомагнезиальных габбро **[vσ124]**.

Важно отметить, что изучаемые разрезы зеленокаменных поясов являются, как правило, тектоностратиграфическими, т. е. образовавшимися в результате тектонического коллажирования отдельных пластин. Это означает, что, вероятнее всего, суммарные разрезы не превышали 1,5–1,8 км [Светов, 2005]. Коллажированные разрезы Хаутаваарского, Совдозерского доменов сформированы из отдельных пластин мафитов, границы которых трассируются зонами тектонических меланжей. Последние представлены вулканогенными мафитовыми микститами, источником материала для которых служили продукты разрушения коматиитовых лав, пирокластитов и внутриформационные осадочные породы в ходе обдукционных процессов. Данный механизм запечатлен в меланжах, выполненных вулканомиктовыми мафитовыми микститами (содержащими кластыплагиоклаза и кварца), мономиктовыми (валуны базальтов) и олигомиктовыми (гальки базальтов и дацитов) конгломератами с мафитовым грауваккковым матриксом в основании разрезов мафитовых пластин. Микститы образовывались за счет смешения материала океанических базальтов, островодужных андезитов и гранитоидов фундамента. Наиболее значительное тектоническое перемещение мафитовых толщ выявлено в Хаутаваарской структуре, вызвавшее нарушение порядка следования фрагментов базальтового разреза, что привело к завышению мощности «хаутаваарской серии» в реконструированном разрезе на 600 м [Светов, 2015].

Время формирования мафитовых комплексов западного обрамления Водлозерского блока дискретно (по U-Pb данным датирования цирконов (SIMS, SHRIMP-II)): 3020–2960 млн лет в Паласельгинском домене (цирконы из габброидов), 3000–2920 млн лет в Койкарском домене (цирконы из секущих коматииты даек дацитов), 2920–2905 млн лет в Хаутаваарском домене (детритовые цирконы в прослоях граувакк между лавовыми потоками коматиитов), что позволяет говорить о многостадийной модели формирования мафитовых серий [Светов и др., 2010; Арестова и др., 2012].

Геохимическая типизация мафитов в характеризуемых доменах позволяет выделить следующие серии [Светов, 2015]: коматиитовую (*AUDK-UC*) Al-недеплетированного неконтаминированного типа, коматиитовую (*AUDK-C)* Al-недеплетированного контаминированного типа, коматиитовых базальтов (*KB*), толеитовых базальтов (*MORB*), островодужных толеитовых базальтов-андезибазальтов (*IAT*).

Синхронно с вулканитами развиваются следующие интрузивные комплексы [Светов, 2005, 2015]: дунит-перидотитовый (геохимически подобный коматиитам *AUDK-UC*), высокомагнезиальный габброидный (геохимически подобный *KB*) и габброидный (геохимически подобный *IAT*).

В современных коллажированных разрезах все выделяемые геохимические типы мафитов совмещены в пространстве и ранее относились к коматиит-базальтовой серии, однако детальное прецизионное (ICP-MS) химическое изучение пород позволяет выделить ряд контрастных серий, синхронное формирование которых могло отражать эволюцию отдельных задуговых бассейнов, а сама ассоциация «вулканиты + внутриформационные осадочные последовательности» подобна супрасубдукционным офиолитовым комплексам из задуговых бассейнов [Светов, 2015].

Следует подчеркнуть, что связанные с мафитовыми комплексами осадочные породы по литогеохимической характеристике близки к осадочным последовательностям фанерозойских офиолитовых комплексов [Robertson, 2002; Precambrian..., 2004] и представлены туфами и туффитами мафитов, силицитами, алевролитами (обогащенными глинистым и органическим веществом, кремнеземом, железом, серой, связанным с эксгаляционно-гидротермальными выносами) [Светов, Светова, 2004]. Анализ состава осадочных пород, приуроченных к выделяемым геохимическим типам мафитов, подтверждает существование различных обстановок седиментации: глубоководного породоотложения при формировании AUDK-UC, MORB, KB серий в Хаутаваарском, Койкарском, Паласельгинском доменах; мелководной обстановки с расчлененным рельефом,

характеризующим условия отложения мафитов IAT-типа (Хаутаваарский, Койкарский, Паласелъгинский и Совдозерский домены).

Если геохимическая очередность формирования мафитов в области западного обрамления Водлозерского блока развивалась по схеме [Светов, 2015]: протоокеанический этап – AUDK-UC + KB + MORB, конвергентный этап – AUDK-C, закрытие задугового бассейна – IAT (включая интрузивные комагматические комплексы для каждого этапа), то внутри формационные осадочные последовательности могут характеризовать более дробные стадии аккреционно-коллизионного процесса. В этом случае вулканогенные мафитовые граувакки маркируют обстановку центральной части океанического бассейна; вулканомиктовые мафитовые граувакки образовывались на фронте разрушающихся и обдуцировавших на островную и континентальную вулканические дуги мафических аллохтонов, поднятых выше эрозионного уровня, что отражает закрытие бассейна; лититовые и полевошпатовые граувакки представляют шельфовые отложения – турбидиты, характерные для прибрежно-морской части в области континентального склона с интенсивным разрушением островной дуги, мафитового плато и гранитоидного фундамента; кварц-полевошпатовые граувакки отмечают закрытие бассейна, стадию пересыхающих лагун и заливов разной глубинности, разрушение континентальной вулканической дуги [Светова и др., 2008].

Средне-кислые ассоциации представлены несколькими сериями с разным временем формирования.

3,05–2,90 млрд лет **[123]**. Древнейшим на ФСЩ является островодужный комплекс, представленный реликтами вулканических построек в пределах Ведлозерско-Сегозерского ЗП, а именно в Хаутаваарской мегаструктуре, сложенных дифференцированной БАДР (андезибазальт-андезит-дацит-риолитовой) ассоциацией известково-щелочного ряда, относимой к адакитовой серии **[123]**. Для ассоциации ключевым объектом является Игноильская адакитовая вулканическая постройка [Светов, 2009], для которой получены следующие U-Pb возрасты: некка – 2995 ± 20 млн лет [Сергеев, 1989], 2958,7 ± 6,0 млн лет [Светов и др., 2012], лав – 2945 ± 19 млн лет [Овчинникова и др., 1994] и детритовых цирконов из терригенных граувакк, перекрывающих постройку, – 2947 ± 13 млн лет [Светов и др., 2006]. Дополнительное подтверждение существования средне-кислого вулканизма в этом интервале было получено в ходе датирования цирконов из лав толеитовых андезитов (Чалкинская палеовулканическая постройка), находящихся в разрезе БАДР-адакитового комплекса (в переслаивании с туфами адакитового состава и андезитами известково-щелочного ряда). В результате измерений получены две изохроны – 2971 ± 59 млн лет (нами интерпретируется как время проявления раннего вулканизма) и 2804 ± 31 млн лет (отражение поздних магматических и метаморфических событий в регионе) [Светов и др., 2010]. В этом же временном интервале широко развита субвулканическая фаза андезидацитового и дацитового состава. В частности, в пределах Койкарской структуры изучены крупные субвулканические и небольшие дайковые тела, секущие мафитовую (коматиит-базальтовую) часть мезоархейского разреза и содержащие ксенолиты коматиитов и габбро. U-Pb возраст (по циркону) субвулканических дацитов, принадлежащих к адакитовой серии, равен 2935 ± 20 млн лет [Бибикова, 1989]. Подобные дайки выявлены также в Совдозерской структуре. Дополнительные данные получены при анализе детритовых цирконов из мезоархейских мафитовых туфитов и хемогенных силицитов в разрезе лавовой коматиитовой толщи Хаутаваарской структуры, которые позволили получить изохрону 2917,2 ± 8,7 млн лет [Светов и др., 2010].

Полученное значение может рассматриваться как возможное древнее ограничение времени формирования высокомагнезиальной ассоциации Хаутаваарской структуры и одновременно как независимый индикатор существования средне-кислого магматизма.

В выделенном временном интервале наиболее широким развитием вместе с адакитами пользуются андезиты Nb-обогащенной БАДР, высоко-Mg андезитовой (байяитовой) и толеитовой серий [Светов, 2009].

2,90–2,85 млрд лет **[124]**. Данный этап магматической активности в пределах Ведлозерско-Сегозерского ЗП связан с формированием серий андезидацитового, дацитового и дацит-риолитового состава (Янишская, Корбозерская, Семченская и Эльмусская структуры). Цирконометрия кислых вулканитов Койкарской (Янишской) палеовулканической постройки позволила получить для лав значение 2860 ± 15 млн лет [Самсонов и др., 1996], для лав дацитов Хаутаваарской структуры – 2854 ± 14 млн лет и дайки дацитов этой же структуры – 2862 ± 45 млн лет [Овчинникова и др., 1994]. Вулканиты в данном временном интервале представлены АДР-комплексом, в котором существенную роль играют адакитовые расплавы и вулканиты Nb-обогащенного типа [Светов, 2009].

Дополнительные исследования [Светов и др., 2010] позволили оценить возраст (SHRIMP-II по циркону) риолитов АДР-серии известково-щелочной серии Эльмусской палеовулканической постройки в 2866 ± 11 млн лет.

Установлена как временная, так и геохимическая неоднородность мезоархейского андезитового магматизма. В структурах наблюдается устойчивый породный ансамбль: адакиты – Nb-обогащенные БАДР (АДР) андезиты – байяиты (высоко-Mg андезиты) +/- толеитовые андезиты, который может являться качественным признаком существования субдукционных систем [Светов, Светова, 2011]. Причем в данной системе адакиты маркируют режим плавления субдуцируемой плиты, а все прочие ассоциации формировались при плавлении метасоматизированной области мантийного клина или в ходе смешения первичных адакитовых магм с мантийным веществом.

Южно-Выгозерский ЗП дугообразной формы протягивается на расстояние более 60 км и включает две структуры: Шилосскую и Рыбозерскую [Вулканизм..., 1981; Куликова, 1983; и др.]. Породы Шилосской структуры в основном представлены метабазальтами **[123]**, Sm-Nd возраст которых по породе в целом составляет 2913 ± 30 млн лет. В Южно-Выгозерском ЗП дайки дацитов и риолитов имеют возраст 3015 ± 20 млн лет и секут тоналиты (среднее течение р. Выг) с возрастом 3130 ±11 и 3210 ± 20 млн лет [Левченков и др., 1989]. Вулканиты главной фазы основного-ультраосновного состава (2916 ± 70 млн лет) [Сочеванов и др., 1991] прорваны небольшими интрузивами и дайками габброидов, дайками риолитов (2807 ± 12 млн лет, U-Pb возраст по циркону), комагматичных тоналит-трондьемитовому Шилосскому массиву (2859 ± 24 млн лет, U-Pb возраст по циркону) [Левченков и др., 1989; Сочеванов и др., 1991; Лобач-Жученко и др., 2000б].

Сумозерско-Кенозерский ЗП прослеживается на 350 км от оз. Сумозеро на северо-западе до оз. Кенозеро на юго-востоке. Его ширина достигает 50 км. В составе пояса выделяется несколько структур (Коросозерская, Пулозерская, Каменноозерская, Сенегозерская, Волошовская, Токшинская, Кенозерская) протяженностью до 30–70 км при ширине 3–20 км. Супракрустальные образования (осадки, вулканиты – коматиитовые базальты и коматииты), широко развитые в Каменноозерской и ограниченно в Токшинской структурах, сопровождаются интрузивными мафит-ультрамафитами и прорываются крупными массивами трондьемитов-плагиогранитов и дайками кислых (дацитов, риодацитов, риолитов) вулканитов, образующих сложные ассоциации. В зонах контакта супракрустальных толщ с гранитоидами часто наблюдаются катаклаз, рассланцевание и милонитизация.

Каменноозерская структура ЗП наиболее сложная, и до настоящего времени нет единого взгляда на ее строение. Она протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние до 40 км при ширине до 20 км. Изучение стратиграфии структуры комплексными методами рядом организаций (ИГ КарНЦ РАН, ПГО «Севзапгеология», ПГО «Архангельскгеология» и др.) позволило выработать стратиграфическую схему лопийских (мезоархейских) образований пояса [Куликов и др., 1982; Куликова, 1988; Куликова и др., 2005], объединяемых в вожминскую серию [123] (снизу вверх): 1 – кочминская толща: миндалекаменные и массивные базальты с прослоями туффитов (>500 м); 2 – савинская толща: углеродсодержащие колчеданоносные сланцы, хемогенные магнетитсодержащие кварциты, кварц-серицитовые сланцы, карбонатизированные туфы и туффиты основного и среднего состава, редкие потоки базальтов, пластовые тела ультрамафитов, в том числе коматиитов (500–700 м); 3 – кумбуксинская толща: лавы коматиитов со структурой спинифекс, массивные и преимущественно подушечные базальты (в том числе коматиитовые), туфы и туффиты основного состава, тальк-карбонатные, хлоритовые, изредка углеродсодержащие и кварц-серицитовые сланцы, кварциты (500–1200 м); 4 – каменноозерская толща: лавы, туфы, туффиты кислого состава, песчаники, углеродсодержащие, карбонатные и колчеданоносные сланцы, хемогенные кварциты, лавы и туфы андезибазальтов, в том числе высокоглиноземистых, единичные потоки базальтов (500–1000 м); 5 – вожмозерская толща: подушечные и массивные базальты с редкими прослоями туфов и туффитов и углеродсодержащих сланцев (около 2000 м); 6 – варозерская толща: андезиты, туфы среднего и кислого состава, углеродсодержащие сланцы (150 м).

Коматииты и высокомагнезиальные базальты изливались на ранних этапах развития ЗП. Выделяется примерно 15 достоверных потоков ультраосновного состава, переслаивающихся с вулканитами основного состава и осадочно-туфогенным материалом. Базальт-коматиитовые толщи по возрасту оценивались от 3016 ± 64 млн лет в Каменноозерской структуре до 2960 ± 150 млн лет в Токшинской структуре [Сочеванов и др., 1991], а более поздние результаты изотопных возрастов базальтов вожминской серии [Puchtel et al., 1999б]

оценены в 2916 ± 117 млн лет (Sm-Nd метод) и 2892 ± 130 млн лет (Pb^{206}/Pb^{207} метод). Обращают на себя внимание большие погрешности оценок возраста. Время формирования плагиогранитов и риодацитов Каменноозерской структуры оценивается в 2875 ± 2 и 2876 ± 6 млн лет соответственно [Puchtel et al., 1999б].

Мезоархейские образования известны в *Костомукшской структуре.* Ряд исследователей [Вулканизм..., 1981; Костомукшский рудный район..., 2015 и ссылки в ней] рассматривают ее как часть *Гимольско-Костомукшского ЗП*, простирающегося в субмеридиональном направлении на расстояние до 300 км при ширине 60 км и сложенного главным образом неоархейскими комплексами, а в соответствии с другой точкой зрения [Кожевников и др., 2006; Hölttä et al., 2014 и ссылки в ней], Костомукшский ЗП и пояса Гимольский, Хедозерско-Большозерский, Иломантси – это различные по времени становления структуры. Мезоархейские комплексы ЗП формируют в Костомукшской структуре две серии: нюкозерскую и контокскую.

Нюкозерская серия **[124]** объединяет биотитовые, гранат-биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные гнейсы по метапесчаникам и аркозам, реже прослои полевошпатовых кварцитов и мигматиты по ним. Мощность толщи >200 метров.

В контокской серии **[124]** выделяются три свиты (снизу вверх): 1 – ниемиярвинская, мощностью до 1300 м, сложенная основными вулканитами и небольшими по мощности линзами коматиитов и магнетитовых кварцитов; 2 – шурловарская свита мощностью от 0 до 600 м, состоящая из агломератовых, лапиллиевых, слоистых туфов, кремнистых и карбонатсодержащих туффитов, магнетитовых сланцев и кварцитов, углеродсодержащих сланцев; 3 – рувинваарская свита мощностью до 1100 м, включающая метабазальты, коматииты и редкие маломощные прослойки углеродсодержащих сланцев и кварцитов. Sm-Nd возраст метабазальтов и метакоматиитов оценивается в 2843 ± 43 и 2808 ± 95 млн лет [Puchtel et al., 1998b; Лобач-Жученко и др., 2000а] соответственно, что хорошо согласуется с возрастом цирконов из синхронных с ниемиярвинскими базальтами туфов – 2792 ± 6 млн [Кожевников и др., 2006]. Возраст кислых вулканитов шурловарской свиты оценивается в 2795 ± 10, 2790 ± 21 млн лет [Лобач-Жученко и др., 2000а; Бибикова и др., 2005].

Среди вулканитов основного и ультраосновного состава контокской серии присутствует дайковая фация, представленная габбро-амфиболитами, актинолититами и тремолититами.

Беломорская провинция. Здесь мезоархейские образования являются наиболее древними и представлены гранитоидами, зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами.

Гранитоиды ТТГ ассоциации встречаются в виде разгнейсованных и мигматизированных разностей, возраст наиболее ранних оценивается в 2,83–2,80 млрд лет [Bogdanova, Bibikova, 1993; Бибикова и др., 1999; Слабунов, 2008], но обычны и более молодые. T_{DM}^{Nd} гранитоидов Беломорской провинции отвечают интервалу 2,93–2,72 млрд лет и почти совпадают с возрастами магматической кристаллизации. Это означает, что в протолите этих пород отсутствует значительное количество древнего (более 2,9 млрд лет) корового вещества.

Мезоархейские (2,9–2,8 млрд лет) супракрустальные комплексы установлены в составе Северо-Карельского, Пебозерского и Центрально-Беломорского ЗП и Чупинского парагнейсового поясов.

Северо-Карельская система ЗП **[124]** включает Тикшозерский и Керетский ЗП [Слабунов, 2008]. В их составе выделяется четыре зеленокаменных комплекса, первый из которых мезоархейский: керетьозерский (2,88–2,82 млрд лет), хизоваарский (2,8–2,78 млрд лет), челозерский (около 2,75 млрд лет) и кичанский (около 2,72 млрд лет).

В составе керетьозерского комплекса, слагающего большую часть Керетского пояса, выделяются три стратотектонические ассоциации: коматиит-толеитовая, средних и кислых метавулканитов и андезибазальт-базальтовая [Бибикова и др., 1999; Слабунов, 1993, 2008 и др.]. Метабазальты коматиит-толеитовой ассоциации принадлежат Na-типу толеитовой серии, а высокомагнезиальные породы классифицируются как коматииты Al-недеплетированного типа, обогащенные ЛРЗЭ.

Средние и кислые (от андезибазальтов до риолитов, с преобладанием андезитов и дацитов) метатуфы, металавы (2877 ± 45 млн лет) и субвулканические тела (2829 ± 30 млн лет) составляют большую часть комплекса. Эти породы по петрогеохимическим особенностям сопоставимы с вулканитами зрелых островных дуг. Рассмотренный комплекс является одним из компонентов, маркирующих раннюю (2,9–2,82 млрд лет) субдукционную стадию развития Беломорской провинции [Бибикова и др., 1999; Slabunov et al., 2006; Слабунов, 2008].

Центрально-Беломорский ЗП **[vσ124]** представляет собой узкую (0,5–3,0 км) структуру, прослеженную вдоль осевой линии провинции

с С-З на Ю-В на 150–160 км и, вероятно, продолжающуюся к юго-востоку. В ее составе выделены четыре фрагмента (Серякский, Лоухско-Пиземский и др.), сложенные амфиболитами и в подчиненном объеме ультрабазитами [Степанов, Слабунов, 1989]. Мафит-ультрамафитовая толща интрудирована диоритами с возрастом 2850 ± 10 млн лет [Borisova et al., 1997] и трондьемитами – 2878 ± 13 млн лет [Бибикова и др., 1999]. Кроме того, возраст ранних метаморфогенных цирконов из амфиболитов оз. Серяк оценивается в 2836 ± 49 млн лет [Слабунов и др., 2009], что уверенно определяет их возраст как не моложе мезоархейского.

Совокупность имеющихся геологических и изотопно-геохимических данных по мафит-ультрамафитам позволяет рассматривать этот зеленокаменный комплекс как тектонически дезинтегрированный и метаморфизованный фрагмент мезоархейской океанической (офиолитовой) ассоциации [Степанов и др., 2003; Ранний докембрий..., 2005; Слабунов, 2008; Hölttä et al., 2014].

Чупинский парагнейсовый пояс **[124]** сложен мигматизированными кианит-гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, среди которых в виде мелких линзовидных тел встречаются мелкозернистые гранат-биотитовые и гранат-клинопироксен-амфиболовые гнейсы, иногда сохраняющие реликты осадочных текстур. Последние рассматриваются как метаосадки [Ручьев, 2000; Мыскова и др., 2003; Бибикова и др., 2004], но некоторые исследователи считают, что среди них значительная роль принадлежит вулканитам [Володичев, 1990]. По петрохимическим особенностям (обогащенность Ni, V, Co, Cr) парагнейсы реконструируются как метаграувакки, образовавшиеся при разрушении кислых вулканитов, основных и ультраосновных пород в условиях преддугового бассейна [Слабунов, 2008]. Среди грауваккотмечаются небольшие прослои средних и кислых вулканитов (преобладают дациты) известково-щелочной серии, сопоставимых с островодужными, и редкие тела толеитов, что является дополнительным аргументом в пользу образования толщи в преддуговом бассейне.

Мезоархейские (3,01–2,83 млрд лет) Sm-Nd модельные возрасты [Bibikova et al., 1996; Timmerman, Daly, 1995] этих гнейсов и 3,0–2,9 млрд лет U-Pb датировки ядер детритовых цирконов определяют нижний предел времени накопления осадочных протолитов парагнейсов. Наиболее ранние метаморфогенные цирконы имеют возраст 2,85–2,80 млрд лет. Следовательно, время отложения осадочных пород, по которым образовались парагнейсы, отвечает интервалу 2,9–2,85 млрд лет. Это согласуется с тем, что возраст метадацитов, залегающих среди чупинских метаграувакк, – 2870 ± 20 млн лет [Бибикова и др., 2004].

Таким образом, предполагается, что формирование грауваккрассмотренного пояса происходило в преддуговом бассейне островодужной системы, вулканическая дуга которой маркируется андезитами, дацитами и андезибазальтами керетьозерского комплекса. Для построения геодинамических моделей архея принципиально важно также, что в данной системе океанические породы Центрально-Беломорского пояса – это аналоги субдуцировавшей в это время плиты и что ранние в мезоархее (2,88–2,86 и 2,82–2,81 млрд лет) эклогиты Беломорской провинции из района Салми и Куру-Ваара [Щипанский, 2008; Глубинное строение..., 2010; Mints et al., 2010; Щипанский и др., 2012] также могли быть элементом этой системы. Следовательно, в мезоархее существовали геодинамические системы, аналогичные современным субдукционным [Светов, 2005, 2009; Слабунов, 2008].

Неоархей [13]

Карельская провинция. В этот период продолжается формирование зеленокаменных комплексов, которые, как правило, входят в состав ЗП вместе с мезоархейскими. Так, в Ведлозерско-Сегозерском ЗП в это время формируются завершающие фазы средне-кислых ассоциаций, основные проявления магматизма в этот период связаны с формированием гранодиоритовых массивов санукитоидного ряда (в Хаутаваарской структуре) с возрастом 2743 ± 8 млн лет [Bibikova et al., 2005], в Чалкинской структуре – 2745 ± 5 млн лет [Овчинникова и др., 1994] и вулканитов АДР-серии в Масельгской структуре. Для вулканитов Масельгской палеопостройки были получены две изохроны: 2743 ± 12 млн лет, что идентично времени формирования санукитоидов, и 2686 ± 18 млн лет, отвечающее времени, по-видимому, метаморфических преобразований [Светов и др., 2010]. Близкие возрастные значения получены для субвулканического некка у оз. Сарилампи, секущего Чалкинскую вулканическую постройку, изохрона по циркону дает значение 2765 ± 13 млн лет. Вулканиты адакитового ряда в этом временном интервале представлены ограниченно, лишь в дайковой и вулканокластической фазах.

Наиболее полно осадочные образования проявлены в *ЗП Гимольско-Костомукшском* [Костомукшский рудный район..., 2015 и ссылки в ней] *и Иломантси* [Sorjonen-Ward, 1993].

В районе Костомукши неоархейская гимольская серия **[131]** состоит из осадочных пород и разделяется на четыре свиты: суккозерскую, костомукшскую, сурлампинскую и хедозерскую.

Суккозерская свита сложена полимиктовыми конгломератами, гравелитами и граувакками, мощность 20–85 м. Костомукшская подразделяется на две подсвиты: нижнюю, существенно железорудную, где сосредоточены основные промышленные запасы железа, с прослоями углеродсодержащих и ритмичнослоистых слюдистых сланцев, и верхнюю, где железистые кварциты составляют не более 50 %. Мощность 80–1140 м. Сурлампинская сложена ритмичнослоистыми кварц-биотитовыми и биотит-кварцевыми сланцами с высокоглиноземистыми минералами и редкими прослоями до 1 м Fe-кварцитов. Мощность 100–1200 м. Хедозерская представлена кварцитопесчаниками, кварцевыми конгломератами и гравелитами, изучена слабо.

Время формирования этих осадочных образований Гимольско-Костомукшского ЗП оценивается как неоархейское [Железисто-кремнистые формации..., 1988; Костомукшский рудный район..., 2015] исходя из того, что они секутся гранитами с изотопным возрастом около 2700 млн лет [Бибикова и др., 1977; Лобач-Жученко и др., 2000а]. Вместе с тем следует обратить внимание на то, что осадочные комплексы данного ЗП содержат синхронные с ними вулканиты, которые позволяют оценить возраст гимольской серии в Костомукшской структуре в 2778 ± 8 млн лет, а в Хедозерско-Большеозерской и Гимольской – в 2730 ± 6 млн лет [Самсонов и др., 2001; Бибикова и др., 2005]. Возраст силлов андезитов и риодацитов, секущих гимольские осадки, 2707 ± 31 млн лет [Лобач-Жученко и др., 2000а].

Время проявления прогрессивного регионального метаморфизма пород неоархея и терригенных осадков гимольской серии оценивается в 2720 и 2700 млн лет [Щербак и др., 1986]. Приблизительно такой же возраст установлен и для обширных полей санукитоидов западной и центральной Карелии [Самсонов и др., 2001; Бибикова и др., 2005].

Беломорская провинция. Неоархейские комплексы широко развиты *в Северо-Карельской системе ЗП* **[131]:** хизоваарский (2,8–2,78 млрд лет), челозерский (около 2,75 млрд лет) и кичанский (около 2,72 млрд лет).

Супракрустальные образования хизоваарского комплекса (2,8–2,77 млрд лет) слагают северную часть *Керетского ЗП* и южную часть *Тикшозерского*. Он маркирует позднюю, субдукционно-аккреционную обстановку развития Беломорской провинции. Наиболее полно изучен в Хизоваарской и Ириногорской структурах [Щипанский и др., 1999, 2001; Кожевников, 2000; Бибикова и др., 2003; Кожевников и др., 2006]. В первой выделяется четыре стратотектонических ассоциации: нижняя мафическая, метаандезитов, осадочно-вулканогенная и базитовая.

Мафическая ассоциация представлена четырьмя геохимическими типами метабазитов, сформировавшихся в различных петрогенетических условиях (снизу вверх): (1) метавулканитами островодужных толеитов; (2) метавулканитами бонинитовой серии, состоящей из низкотитанистых примитивных метабазальтов и собственно метабонинитов; (3) высокотитанистыми метабазальтами типа толеитов океанических островов; (4) метабазальтами, близкими к толеитам срединно-океанических хребтов.

Толща андезитов включает миндалекаменные, массивные, гломеропорфировые высоконатровые андезиты, главным образом толеитового тренда дифференциации. Андезит-дацит-риолитовые метавулканиты ассоциации имеют известково-щелочной тренд дифференциации. Их возраст оценивается в 2778 ± 21 млн лет, а цирконы из генетически связанных с ними осадков – в 2728 ± 82 млн лет [Бибикова и др., 2003].

Подушечные базальты верхней ассоциации местами перекрывают с угловым несогласием все остальные, при этом в ее основании отмечены силлы коматиитов.

Кроме того, в Хизоваарской структуре Керетского ЗП установлен осадочно-вулканогенный комплекс, содержащий кварцевые аренитты. Накопление кварцевых аренитов, как было установлено при датировании единичных зерен циркона, ограничено рубежами 2,71 и 2,69 млрд лет [Кожевников и др., 2006]. Это, вероятно, самые молодые супракрустальные образования в данной зеленокаменной системе. Их можно коррелировать с образованиями Воче-Ламбинского ЗП [Slabunov et al., 2006 и ссылки в ней].

В целом хизоваарский зеленокаменный комплекс является тектоническим коллажем рассмотренных ассоциаций, образование которых связывается с заложением и последующим развитием энсиматической островодужной системы и ее преддуговой области ~2,8 млрд лет [Кожевников, 2000; Кожевников и др., 2006]. Прямым указанием на такую обстановку формирования Северо-Карельского пояса является наличие в нем метавулканитов бонинитовой серии [Щипанский, 2008].

Ириногорская структура представляет собой менее деформированную часть Тикшозерского пояса. Она сложена сходными стратотектоническими ассоциациями, но при этом в ней были обнаружены более сохранившиеся фрагменты офиолитов [Щипанский и др., 1999, 2001], что представляет собой уникальное для архея явление. Один из фрагментов офиолитов был обнаружен на северном берегу оз. Ириноzеро. Здесь обнажаются лавовый и габбровый комплексы и фрагменты комплекса параллельных даек с его переходом в вышележащие лавы, а также меланжевый комплекс в основании офиолитового покрова.

Бонинитовая серия Северо-Карельского пояса по своим петро- и геохимическим, а также изотопно-геохимическим характеристикам практически идентична верхним подушечным лавам офиолитов Троодоса, считающимся эталоном высоко-Ca бонинитовых серий. Такое сходство неоархейских и позднемезозойских бонинитовых серий предполагает и сходство петрогенетических условий их формирования.

В северной части *Северо-Карельской системы ЗП* известны также еще два более молодых комплекса. Первый из них – челозерский в одноименной структуре Тикшозерского ЗП. Он сложен главным образом метавулканитами среднего состава с реликтами миндалекаменной и шаровой текстур и осадочно-вулканогенными образованиями, реже – метабазальтами и высоко-Mg базитами. Возраст порфировидных андезибазальтов этого комплекса оценивается в 2750–2740 млн лет [Алексеев и др., 2004; Балаганский и др., 2011].

Еще более молодой комплекс кичанский слагает одноименную структуру Тикшозерского пояса [Степанов, Слабунов, 1989; Левченков и др., 2003; Слабунов, 2008]. Он состоит из трех стратотектонических ассоциаций: коматиит-толеитовой, средне-кислых вулканитов и осадочно-вулканогенной.

Коматиит-толеитовая толща сложена амфиболитами (плагиоклазовыми, гранатовыми), имеющими полосчатую, реже однородную текстуру, в них не установлены какие-либо реликты дометаморфических текстур. По особенностям состава их можно интерпретировать как базальты толеитовой серии. Содержание РЗЭ в метабазальтах в 8–15 раз выше хондритовых, график распределения РЗЭ близок к плоскому ($(La/Yb)_N$ = 0,9–1), они сходны с современными N-MORB. Среди амфиболитов этой пачки картируются тела метаультрабазитов Al-недеплетированного типа (Al_2O_3/TiO_2 – от 18 до 25, CaO/Al_2O_3 – 0,7–1,6; Zr/Y – 2–2,8). Спектр распределения РЗЭ в них дифференцированный ($(La/Yb)_N$ = 0,7–0,8): породы обеднены легкими РЗЭ ($(La/Sm)_N$ = 0,7–0,8).

Толща средне-кислых вулканитов представлена амфибол-биотитовыми сланцами, среди которых выделяются разновидности с хорошо сохранившейся текстурой агломератовых туфов, а также тонкополосчатые разновидности. По петрохимическим особенностям они относятся к андезибазальтам, андезитам и риолитам известково-щелочной серии, что подчеркивается низким отношением Sr/Y (около 20–25), при содержании Y 20–30 ppm. Спектр распределения РЗЭ в них дифференцированный ($(La/Yb)_N$ около 11–17), содержание легких РЗЭ превышает хондритовый уровень в 70–100 раз, средних – в 20–40 раз, а тяжелых – в 6–7 раз. В них отмечается отрицательная относительно Th и La аномалия Nb, типичная для островодужных вулканитов, формирующихся в ходе глубокой холодной субдукции. Время формирования вулканитов толщи оценивается в 2735 ± 20 млн лет [Милькевич и др., 2007]. При этом каймы цирконов, отвечающие времени метаморфизма, имеют возраст 1796 млн лет.

Осадочно-вулканогенная толща представлена лейкократовыми (гранат-кианит) – биотит-мусковитовыми сланцами (иногда с турмалином) – граувакками, с прослями биотит-амфиболовых сланцев – туфов или лав средне-кислого состава. Возраст последних оценивается в 2719,8 ± 4 млн лет [Левченков и др., 2003].

Таким образом, время формирования ассоциации средне-кислых островодужных пород кичанского комплекса 2720–2735 млн лет, и они могут быть генетически связаны с гридинскими неоархейскими эклогитами: вулканиты формировались в надсубдукционной зоне, а эклогиты – в погружающемся слэбе единой субдукционной системы [Hölttä et al., 2014 и ссылки в ней].

Гранитоиды этапа 2,8–2,65 млрд лет **[ργ124].** Большинство гранитоидов, состав которых отвечает тоналитам и трондьемитам, реже лейкогранитам, и их мигматизация формировались 2,78–2,70 млрд лет назад [Бибикова и др., 1999; Каулина, Богданова, 1999]. В раннем неоархее образуются интрузивы эндербитов (2777 ± 18 млн лет) и чарнокитов (2756 ± 16 млн лет) районов озер Нотозеро и Ковдозеро [Слабунов и др., 2011а].

В период 2,73–2,66 млрд лет здесь формируются гиперстеновые диориты (2728 ± 21 млн лет в районе дер. Поньгома и 2728 ± 4 млн лет – пос. Чупа [Левченков и др., 1996; Глебовицкий и др., 2000]), а также поля мигматитов

и лейкограниты (2710–2658 млн лет) [Бибикова и др., 2004; Слабунов и др., 2016]. Последние являются важными индикаторами коллизионных процессов. Кроме того, в неоархее формируются микроклиновые граниты, например в районе с. Гридино, где их возраст (LA-ICP-MS по цирконам) оценивается в 2652 ± 7 млн лет (см. отчет за 2016 год РФФИ, № 15-05-09288-а, рук. Слабунов А. И.).

Метаморфизм Беломорской провинции. Самой характерной отличительной чертой этой провинции является неоднократное проявление и в неоархее и в палеопротерозое высокобарического метаморфизма, включая эклогитовый [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Слабунов и др., 2016].

По особенностям неоархейского метаморфизма Беломорская провинция разделяется на восточный и западный домены [Володичев, 1990]. Для восточного домена (особенно для Гридинской зоны и района губы Поньгома) характерен *P-T-t* тренд «по часовой стрелке», включающий проградную ветвь эклогитового метаморфизма (T = 740–865 °С, P = 14–17,5 кбар) и ретроградную ветвь. Последняя отражает условия полистадийной субизотермической декомпрессии со снижением P от 14 до 6,5 кбар и T от 770 до 650 °С (древнее 2,72 млрд лет) при переходе от эклогитовой фации к высокобарической гранулитовой фации и затем к амфиболитовой высоких и умеренных давлений. Условия проградного развития эклогитов, скорее всего, соответствовали обстановке «теплой» субдукции, а тренд декомпрессии при ретроградном метаморфизме, вероятно, отражает эксгумацию эклогитов. На этой стадии фиксируется гранулитовый метаморфизм (T = 700–750 °С, P = 6–7 кбар), отмеченный мигматитовыми и интрузивными эндербитами, и амфиболитовый метаморфизм умеренных давлений, которые происходили около 2,72 млрд лет назад [Володичев и др., 2004; Li et al., 2015]. На следующей стадии (2691 ± 5 млн лет) породы были реметаморфизованы в высокобарическом режиме с пиком при T = 650–700 °С и P = 12–13 кбар, связанным, вероятно, с транспрессивным этапом беломорской коллизионной орогении.

Для западного домена (например, в районе озер Нотозеро и Ковдозеро) характерен тренд «против часовой стрелки»: наиболее древним (2855 ± 5 млн лет) является умеренно-барический гранулитовый метаморфизм (T > 700 °С, P = 5,5–6,5 кбар), который установлен в гранат-биотитовых гнейсах (часть из них является протолитами кианитовых гнейсов) и в основных кристаллосланцах [Володичев, 1990; Лобач-Жученко и др., 1993, 1995]. Позднее (~2,78–2,76 млрд лет) [Слабунов и др., 2011а] формируется гранулитовый комплекс, представленный кристаллосланцами, эндербитами и чарнокитами известково-щелочной и железистой толеитовой серий. Затем (~2,7 млрд лет) проявился высокобарический метаморфизм кианит-ортоклазовой субфации (T = 650–700 °С, P = 12–13 кбар) и интенсивная мигматизация. В северной части Беломорской провинции (Енский сегмент) P–T параметры первого этапа неоархейского метаморфизма составляют 620–680 °С и 7,6–8,8 кбар, а второго – 665–695 °С и 9,7–10,6 кбар, т. е. второй метаморфизм, как и в центральной части, был более высокобарическим.

Последний эпизод метаморфизма проявлен во всех доменах и, вероятно, был связан с неоархейской коллизией.

Архейские эклогиты Беломорской провинции являются древнейшими в мире коровыми эклогитами. Они установлены в районах с. Гридино (Белое море) [Володичев, 1990; Володичев и др., 2004; Li et al., 2015 и ссылки в ней] и проливов Узкая и Широкая Салма (оз. Экостровская Имандра, Кольский полуостров) [Глубинное строение..., 2010; Mints et al., 2010 и ссылки в ней; Щипанский и др., 2012].

В районе с. Гридино эклогитсодержащий комплекс слагает Гридинскую тектоническую пластину, прослеживаемую с СЗ на ЮВ примерно на 50 км при ширине до 10 км. Эклогитсодержащий комплекс представляет собой интенсивно мигматизированный меланж, гранитоидная составляющая которого превращена в гранитогнейсы. Они имеют тоналит-трондьемитовый состав и содержат реликты эндербитов, указывающие на проявление здесь гранулитового метаморфизма. Аллохтонная смесь обломочной составляющей комплекса представлена эклогитами, амфиболитами (в том числе гранатовыми и гранат-клинопироксеновыми), метаультрабазитами, метагабброидами, цоизититами (метаанортозитами), глиноземистыми и амфиболсодержащими гнейсами [Слабунов, 2008; Слабунов и др., 2015].

Неоархейские эклогиты состоят из омфацита (от 28 до 40 % жадеита) и граната (22–30 % пиропа и 22–30 % гроссуляра), их реликты сохраняются среди возникших при ретроградной декомпрессии симплектитовых эклогитов и гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Эклогиты были образованы при T = 740–865 °С и P = 14,0–17,5 кбар, т. е. на глубинах до 60–65 км. Возраст цирконов (NORDSIM) из эклогитов и симплектитовых эклогитов оценивается в 2720,7 ± 8 млн лет [Володичев и др.,

2004], что согласуется с новыми данными [Li et al., 2015]. Морфология этих цирконов характерна для высокобарных гранулитов и эклогитов, о парагеничности цирконов и эклогитовых минералов свидетельствует и обедненность первых ТРЗЭ. Зона меланжа пересекается постектоническими жилами трондьемитов с возрастом 2701,3 ± 8,1 млн лет и дайками палеопротерозойских габброноритов [Володичев и др., 2004]. Следует отметить, что в настоящее время проходит дискуссия [Мельник, 2015; Щипанский, Слабунов, 2015 и ссылки в ней] между изложенной выше точкой зрения и сторонниками того, что все эклогиты Беломорской провинции имеют палеопротерозойский возраст.

Эволюция режимов метаморфизма Беломорской провинции отражает смену субдукционных процессов коллизионными, которые подчеркиваются также развитием покровной тектоники [Миллер, Милькевич, 1995] и лейкогранитов [Бибикова и др., 2004].

ПРОТЕРОЗОЙ [2]

Палеопротерозой [21]

В палеопротерозойской эратеме выделяется шесть систем: сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий и вепсий. Ранее они рассматривались в качестве надгоризонтов карельского комплекса [Геология..., 1987].

Сумий [211]. Сумийские образования широко развиты на рассматриваемой территории. Они слагают реликты раннепалеопротерозойской рифтогенной системы, которые сохранились в основном в широкой (до 160 км) полосе вдоль границы Карельской провинции и Беломорской. Отдельные мелкие структуры известны в центральной и западной Карелии. Интрузивные комплексы – комагматы соответствующих вулканитов фиксируются как в Карельской провинции, так и в Беломорской.

Сумийская рифтогенная система представляла собой ансамбль отдельных рифтов, связанных единым источником мантийного магмообразования. В этой системе наиболее отчетливо выражены три рифтовые структуры: Пана-Кукасозерская, Шомбозерско-Лехтинская и Ветреный пояс. Разрезы вулканогенно-осадочных толщ в них не являются тождественными и обладают определенными чертами различия, отражающими специфику их формирования. Это обстоятельство при ограниченных геохронологических данных вызывает дискуссию об объеме сумийской системы и ее взаимоотношении с подстилающими архейскими образованиями.

Авторы считают, что сумийская система начинается с окуневской терригенной свиты и ее аналогов, залегающих на архейских комплексах с несогласием. В то же время этот базальный горизонт развит далеко не повсеместно, и часто разрезы сумия начинаются с вулканитов, которые несогласно перекрывают архейские толщи с прорывающими их гранитоидами. Традиционно считается, что голостратотип сумия находится в Лехтинской структуре, где выделяется три свиты: окуневская (терригенная), тунгудская (основные и средние вулканиты) и ожиярвинская (кислые вулканиты). Однако имеющиеся данные [Куликов и др., 2011] позволяют рассматривать разрез толщи палеорифта Ветреный пояс как наиболее полный в сумийской системе. Здесь в ее разрезе установлены следующие свиты (снизу вверх): токшинская (аркозы, кварцитопесчаники, кварциты, кварц-серицитовые сланцы), киричская (андезибазальты, базальты, изредка коматиитовые базальты, туффиты), кожозерская (базальты, кварциты, карбонатные породы), виленгская (ритмично слоистые песчаники, аргиллиты, кремнистые осадки и туффиты) и Ветреный пояс (коматиитовые базальты, коматиитовые андезибазальты, кумулятивные коматииты) с общей мощностью до 3–5 км [Kulikov et al., 2010; и др.].

Представляется, что формирование этих вулканитов происходило из специфической «ветренитовой» магмы, возникшей в результате контаминации мантийного коматиитового расплава кислым коровым веществом в основании континентальной коры [Куликов и др., 2010].

В Лехтинской, Шомбозерской и Панаярвинской структурах слабо представлены высокомагнезиальные вулканиты, но значительное развитие получили кислые вулканиты с повышенными значениями мантийных элементов (Cr, Mg и др.) в свитах ожиярвинской, миноварской, пайозерской и др. [Геология..., 1987]. Они обычно перекрывают основные вулканиты тунгудской свиты и ее аналогов.

Комагматы кислых вулканитов представлены в Беломорской провинции телами гранитов и чарнокитов **[v211]** с возрастом 2,45–2,41 млрд лет [Корсакова и др., 2011], а базитов – габброидами **[σv211]** комплекса лерцолитов-габброноритов [Stepanova, Stepanov, 2010 и ссылки в ней; Степанова и др., 2011].

В центральной Карелии вулканогенно-осадочные образования сумийской системы наиболее широко проявлены в Кумсинской структуре и мелких структурах в районе Красная Речка – Пальеозеро и представлены разрезами

глубокоозерской и кумсинской свит, в основании которых залегают кварциты [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. Следует особо подчеркнуть, что характер породной ассоциации постоянен во всех структурах. Лавовые толщи представлены в Кумсинской структуре 35 лавовыми потоками общей мощностью 1200 м, в Семченской структуре 21 потоком общей мощностью 560 м, в Койкарской структуре 18 потоками общей мощностью 630 м и в районе дер. Красная Речка 18 потоками, формирующими 270-метровый вулканический разрез [Светов и др., 2004].

Для сумийского интрузивного магматизма характерны расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы и отдельные тела, развитые в северной и восточной Карелии и на Ветреном поясе **[σv 211]**. Наиболее крупный Бураковский массив (около 630 кв. км) характеризуется вкрапленными хромитовыми рудами [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. Расслоенные массивы Киваккa, Луккулайсваара, Ципринга и другие широко представлены в северной Карелии [Геология..., 1987], а также в Беломорской провинции и на Ветреном поясе. Их возраст составляет 2,45–2,40 млрд лет [Amelin et al., 1995; Kulikov et al., 2010; и др.].

Образования сумия метаморфизованы различно в зависимости от места их положения относительно активных зон метаморфизма в палеопротерозое. Самые свежие породы характерны для коматиитовых базальтов свиты Ветреный пояс на одноименном кряже, а наиболее метаморфизованы магматиты в Беломорской провинции (амфиболитовая фация).

Первичные геологические структуры сумийского периода и их вещественный состав наиболее схожи с рифтогенными образованиями фанерозоя, однако имеются и отличия, которые позволяют более правильно именовать их проторифтовыми.

Сариолий [212]. Сариолийские отложения распространены в различных районах Карельской провинции. Они обычно прослеживаются в виде прерывистых узких зон на границе с перекрывающими их ятулийскими образованиями или отдельных, изолированных участков, иногда слагают выдержанные полосы длиной до 10 и более километров (оз. Вотулма, р. Кумса). Отчетливо устанавливается несогласное залегание сариолийских отложений на образованиях сумия и более древних гранитоидах [Кратц, 1963; Негруца, Негруца, 2007].

В центральной и южной Карелии находятся наиболее полные разрезы сариолийских отложений. Они описаны в районе пос. Гумарино – оз. Селецкого, оз. Сегозеро, а также на северо-западной периферии Северо-Онежской структуры. В восточной Карелии сариолийские образования известны во многих местах в районе оз. Вотулма – Шуезеро, на мысе Сабельники (оз. Выг), а также в районе Ветреного пояса. В северной Карелии они установлены в районах оз. Кукасозеро, оз. Паанаярви, в верховьях р. Оланга, а в западной Карелии встречаются севернее оз. Среднее Куйто и у оз. Большозеро.

В состав сариолийской системы входят селецкая, пальеозерская, пайозерская, онтолампинская, калгачинская свиты. По вещественному составу выделены два типа разреза сариолия: полный и сокращенный [Коросов, 1991]. Сокращенный тип характеризуется развитием только обломочных пород (конгломератов, песчаников, алевролитов), а полный – наличием, кроме обломочных базальных пород, толщи вулканитов андезибазальтового состава. Полный тип разреза сариолия установлен лишь в Лехтинской, Шомбозерской и Панаярвинской структурах.

Сариолийские дайки долеритов (Fe-Ti базитов) с U-Pb (ID TIMS) по бадделеиту возрастом 2310 млн лет известны в районе оз. Куйто [Степанова и др., 2014а; Stepanova et al., 2015]. Они имеют черты сходства с континентальными толеитами MORB-типа, но в отличие от них интенсивно контаминированы вследствие длительного нахождения в континентальной коре и фиксируют эпизод относительно спокойного растяжения, не сопровождавшегося расколом континентальной литосферы.

Конгломераты залегают на риодацитах сумия с возрастом 2,44 млрд лет и перекрываются ятулийскими породами с возрастом ~2,3 млрд лет.

Ятулий [213]. Отложения ятулийской системы неравномерно развиты на территории Карелии в основном в пределах Свекофеннской и Карельской провинций. В первой они прослеживаются вдоль ее северо-восточной границы в районе оз. Малое Янисъярви и далее в Финляндию до района Коли-Култимо, а во второй от Онежского озера – Туломозеро – Суоярви на северо-запад до озер Паанаярви и Куолаярви. На большей части Беломорской провинции за исключением района Кукасозера породы стратона пока достоверно не установлены. Ятулийские отложения залегают с резким угловым несогласием на эродированной поверхности разновозрастных доятулийских образований [Соколов, Хейсканен, 1966; Геология..., 1987].

Ятулийская система расчленяется по принципу изменения характера процесса осадконакопления на два отдела: нижний – сегозерский

и верхний – онежский [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011].

Сегозерский отдел **[2131]** по сгруппированным в нем породно-слоевым ассоциациям представлен преимущественно кварцитопесчаниками с пластовыми телами лав базальтового состава. В него включаются следующие свиты: янгозерская, медвежьегорская, северо-сегозерская, вороновоборская, койкарская и др., а также терригенная часть самых низов разреза туломозерской свиты (низы разреза терригенно-карбонатной толщи).

Онежский отдел **[2132]** включает в себя карбонатную и вулканогенную части туломозерской свиты (мощность отдела 900 м [Негруца, 1984]). Для дробного расчленения его используются слои с *Lithophyta*. В разрезе свиты Онежской параметрической скважины в Онежской структуре в районе дер. Улитина Новинка вскрыта галитовая толща мощностью около 200 м, перекрытая 300-метровой ангидрит-магнезитовой толщей, на которой залегают доломиты [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. Общая мощность верхнего отдела иногда достигает 600 м.

Базальтовый вулканизм в ятулии проявлялся в течение трех фаз [Геология..., 1987]. В некоторых крупных ятулийских структурах на ОГК выделены пачки вулканитов, которые отражают особенности их тектоники (Пана-Куолаярви, Лехтинская, Шомбозерская, Янгозерская), в других структурах вулканиты показаны совместно с осадками.

Людиковий [214]. Людиковийская система наиболее полно представлена в двух крупных палеопротерозойских структурах рассматриваемой территории – Онежской и Куолаярвинской. В других районах (Северное Приладожье, ЮВ Финляндия, Сегозерская, Шомбозерская, Кукасозерская структуры) сохранились ее фрагменты. Она разделяется многими исследователями на два отдела: нижний – заонежский и верхний – суйсарский. К нижнему относятся следующие свиты: соанлахтинская и питкярантская сортавальской серии, а также заонежская, соваярвинская, хирвинаволокская, гайкольская.

Отложения заонежского отдела, как правило, залегают в ядрах крупных синклинальных структур совместно с ятулийскими породами, а иногда и на доятулийском основании. Стратотип его расположен в Северо-Онежском синклинории и представлен породами заонежской свиты, которая включает в себя осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования. Характерной особенностью свиты, как и всего одноименного горизонта, является присутствие в шунгитовых породах в разной степени метаморфизованного органического вещества [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. Вулканиты сортавальской серии имеют Sm-Nd изохронный возраст 2069–2083 млн лет [Матреничев, Матреничев, 2009].

Практически все литотипы осадочных пород свиты содержат какие-либо ископаемые останки организмов. В карбонатных породах встречаются *Litophyta* (строматолиты и микрофитолиты), в терригенных породах (главным образом первично пелитовых) – акритархи, в кремнистых породах – стириолиты и микрофоссилии, в углеродистых (шунгитовых) породах – хемофоссилии.

Для суйсарского отдела, где доминирующими являются вулканогенные образования основного, частично ультраосновного и среднего состава, характерно существенное различие разрезов на юге (западное крыло Онежской структуры) и севере (Куолаярвинская структура). В Онежской структуре детальный разрез описан по опорной скв. 5 (Укшозерская) [Куликов и др., 1999]. Выделено четыре пачки, которые состоят из базальтов или пикробазальтов в переслаивании с туфами и туффитами, различаются по минеральному и химическому составу и имеют общую мощность 420 м.

Существенно иной состав суйсарского отдела описан в Куолаярвинской структуре, где выделяется три свиты [Куликов, Куликова, 2014]: 1 – апаярвинская (конгломераты, кварцитопесчаники, базальты, андезибазальты, трахибазальты с линзами карбонатсодержащих туффитов), мощность 530 м; 2 – кайральская (доломиты, кремнистые и слюдистые сланцы, туффиты), мощность 400 м, и 3 – соткойвинская (андезибазальты, коматиитовые базальты, базальты и кислые вулканиты), мощность более 1000 м.

Такой объем суйсарского отдела людиковийской системы не признается финляндскими геологами на западе Куолаярвинской структуры [Manninen, 1991; и др.], которые относят указанные свиты к более древним толщам сумия-сариолия, якобы надвинутым на ятулийские образования с северо-запада.

К людиковийским комплексам на ОГК отнесены интрузивы мафит-ультрамафитов в Шомбозерском и Куолаярвинском синклинориях и их обрамлении, а также в Онежской структуре **[v214]**.

Особое внимание привлекают новые данные о возрасте дифференцированных массивов Тикшозерского и Елетьозерского (северная Карелия), в составе которых выделяются щелочные породы (нефелиновые сиениты и др.) и карбонатиты наряду

с оливинитами и габброидами. Их возраст составляет 2070–2086 млн лет [Шарков и др., 2015], что древнее, чем считалось ранее (1,9–1,8 млрд лет).

Кратко суммируем другие данные по геохронологии людиковия Карелии. Для долеритов, секущих породы заонежского комплекса, получены датировки 1919 ± 18 млн лет (SIMS, n=12, MSWD = 0,18) [Priyatkina et al., 2014] и 1956 ± 5 млн лет (SIMS; n=9; MSWD = 0,18) [Степанова и др., 2014б; Stepanova et al., 2014], для высокоуглеродистых осадочных пород заонежского разреза – 2,05 млрд лет (Re-Os метод) [Hannah et al., 2006], цирконометрия вулканитов заонежского комплекса позволила получить датировки 1982 ± 4,5 и 1961,6 ± 5,1 млн лет (ID-TIMS) [Martin et al., 2015]. Совокупность изотопных датировок [Puchtel et al., 1998a; Куликов и др., 1999; Филиппов и др., 2007; Lubnina et al., 2016] долеритов **[ν214]**, залегающих среди ятулийских карбонатных и терригенных пород в Онежской структуре, не позволяет их считать ятулийскими, как это традиционно принималось [Геология..., 1987], а требует относить к людиковию. Суйсарские магматиты имеют следующие датировки: Re-Os изохрона по породе (перидотиты, габбро) и минеральным фракциям ильменита и ульвошпинели дает значение 1969 ± 18 млн лет; габброиды с привлечением данных по клинопироксену имеют Sm-Nd изохрону 1988 ± 34 млн лет (MSWD = 1,84; n = 13) и Pb-Pb возраст по породе и монофракциям (клинопироксен и плагиоклаз) 1985 ± 57 млн лет (MSWD = 3,0; n = 18) [Puchtel et al., 1999a]. Близкие возрасты получены по цирконам из кимберлитов оз. Кимозеро – 2009 ± 2 млн лет в Онежской структуре [Лохов и др., 2013], а также базитовой дайке в Сортавальском куполе – 1963 ± 19 млн лет [Шульдинер и др., 2000].

Калевий [215]. Калевийские образования развиты в Свекофеннской и Карельской провинциях. Стратотипом калевия для Карельского региона является ладожская серия в Северном Приладожье, включающая три свиты (снизу вверх): пялкярви, контиосаари, наатселька. Метаосадочные породы ладожской серии относятся к сланцевому поясу, протягивающемуся при ширине 20–30 км на 190 км из Приладожья в район оз. Хойтиайнен в Финляндии. Этот пояс рассматривается [Kohonen, 1995] как раннепротерозойская структура, которая развивалась на краю пассивной континентальной окраины Карельского кратона.

Калевийские отложения Северо-Ладожской зоны представлены метатурбидитами с локальным развитием вулкано-кластических пород, а в Свекофеннской зоне (Западное Приладожье) – их сильно метаморфизованными аналогами и вулканогенно-осадочными образованиями Куркиекско-Лахденпохского метаморфического комплекса, сопоставимыми с островодужными породными ассоциациями свекофеннид на территории южной Финляндии. Названные зоны разделены Мейерским надвигом [Балтыбаев и др., 2004]. Среди пород ладожской серии преобладают ритмично-слоистые биотитовые гнейсы и кварц-слюдяные сланцы, повсеместно содержащие в разных количествах порфиробласты андалузита, ставролита и граната, а также разнообразные конкреции. С углеродсодержащими сланцами в зоне амфиболитового метаморфизма связано месторождение графита Ихала.

Парастратотипом калевия в Онежской структуре является бесовецкая серия [Кайряк, 1973] со свитами падосской, шуйской, кондопожской и вашозерской **[215]**. Разрезы представлены чередованием алевролитов, глинистых сланцев, микалитов, аркозовых и кварцевых песчаников с ограниченным распространением гравелитов, силицитов, кислых туффитов.

Калевийский магматизм представлен преимущественно гранитоидами и в меньшей степени основными интрузиями. Главными интрузивными комплексами являются следующие.

Кааламский комплекс **[δνυ215]** (1888,3 ± 5,2 млн лет) [Богачев и др., 1999], включает одноименный крупный плутон (80 км^2), расположенный в 30 км к северу от г. Сортавала, и ряд его небольших сателлитов, Исоярвинский массив, шток Алатту и многочисленные дайки, варьирующие по составу от основных до кислых. В строении массивов участвуют оливиновые клинопироксениты, плагиопироксениты, горнблендиты, меланократовые габбро, габбро-нориты, габбро, меланодиориты, диориты, кварцевые диориты и тоналиты. В связи с Кааламским магматическим комплексом известно несколько рудопроявлений платиноидов, золота, никеля и меди.

Вялимякский комплекс **[δνε215]**, объединяет одноименный массив (1891,7 ± 4,9 млн лет) [Богачев и др., 1999], расположенный на северном берегу Ладожского озера в 5 км к югу от пос. Ляскеля, и небольшой интрузив острова Мякисало. В их строении участвуют метапироксениты, габбро, диориты, монцодиориты, монциониты, сиениты. В метапироксенитах встречаются Ti-V-содержащие железные руды и бедная благороднометалльная минерализация.

Два (Приозерско-Импиниемский и Яккимский) *диоритовых комплекса* **[γδ215]** (1871 ± 4 и 1878,5 ± 13,3 млн лет) [Балтыбаев, Кузьмина,

2002], варьирующих по составу – от габбро до гранитоидов, распространены преимущественно в ЮЗ Приладожье в зоне амфиболитовой фации метаморфизма.

Лахденпохский комплекс **[δνυ215]** (1881,4 ± 9,3 млн лет) [Балтыбаев и др., 2004], в состав которого входят метаморфизованные габбро-нориты, кварцевые диориты, эндербиты. Наиболее широко они распространены вблизи поселка Куркиёки и г. Лахденпохья на территории, характеризующейся обширной гравитационной аномалией, контуры которой ограничивают гранулитовый ореол метаморфизма.

Кузнеченско-Латвасюрский мигматит-гранитовый комплекс **[mγ215]**, занимает обширные площади от Латвасюрского купола до Карельского перешейка включительно. Наиболее характерны сильно огнейсованные двуполевошпатовые гранитоиды, гнейсограниты и мигматиты с возрастом 1871 ± 2,1 млн лет [Балтыбаев, Кузьмина, 2002].

Путсаарский монцодиорит-гранитовый комплекс **[γqμ215]** (1869 ± 7,7; 1868 ± 5,9 млн лет) [Балтыбаев и др., 2004], слагает одноименный остров и отличается крайне неоднородным строением (от габброидов до гранитов) и широким распространением тектонических и эруптивных брекчий.

Комплекс калиевых гранитов **[γ215]** с наиболее типичным представителем – Тервусским массивом (1866,9 ± 4,4 млн лет) [Балтыбаев и др., 2004].

Метаморфизм гранулитовой фации сопровождается внедрением эндербитов (1881,4 ± 9,3 млн лет). С промежуточной фазой метаморфизма сопряжено внедрение диорит-тоналитовых массивов с возрастом 1878,5 ± 13,3 млн лет, образование мигматитов 2-й генерации (1871–1876 млн лет) и калиевых гранатсодержащих гранитов (1866,9 ± 4,4 млн лет). Поздняя стадия свекофеннского метаморфизма в Приладожье сопровождается формированием небольших тел позднекинематических гранитов в интервале 1860,8 ± 2,6 – 1849,7 ± 4,4 млн лет [Балтыбаев и др., 2004].

Вепсий [216]. Вепсийские образования в основном развиты в южной части Карельской провинции, слагая Южно-Онежскую мульду площадью около 9 тыс. км^2. Вепсийская система включает две свиты: нижнюю петрозаводскую и верхнюю шокшинскую. Некоторые исследователи рассматривают их в ранге отделов, а другие относят петрозаводскую свиту к более древней калевийской системе [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. Петрозаводская свита, мощностью более 300 м, сложена преимущественно слоистыми сероцветными песчаниками, кварцитопесчаниками, алевролитами и аргиллитами, редко конгломератами.

Шокшинская свита представлена красноцветными (малиновые, розовые, буроватые) кварцитами и кварцитопесчаниками с линзами конгломератов возрастом около 1,8 млрд лет. Мощность их составляет не менее 500 м, верхняя граница не установлена, а нижняя с петрозаводской свитой обычно проводится по подошве пачки кварцитов, содержащих линзы конгломератов, гальки в которых сложены кварцем, реже гранитоидами, иногда песчаниками и углеродсодержащими сланцами.

Магматические образования вепсия в основном приурочены к Южно-Онежской мульде, а также установлены в СЗ Приладожье. Наиболее ярким представителем первых является Ропручейский силл габбро-долеритов, обнажающийся на протяжении около 100 км вдоль западного берега Онежского озера. Он образован тремя телами, которые непосредственно связаны между собой. Главное тело мощностью до 200 м сложено преимущественно среднезернистыми габбро-долеритами и габбро, а два других (перекрывающее и подстилающее) тела мощностью до 25 м представлены долеритами, в т. ч. мелкозернистыми, иногда с миндалекаменными текстурами в приконтактовых частях. Некоторые исследователи (А. П. Светов, А. И. Кайряк, А. И. Голубев) принимают их за лавовые потоки [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. U-Pb возраст габброидов силла оценивается в 1770–1750 (1770 ± 12 по циркону, 1751 ± 3 по бадделеиту) млн лет [Бибикова и др., 1990; Lubnina et al., 2012]. В СЗ Приладожье известны Элисенваарско-Вуоксинский шошонитовый и Маткаселькский пегматит-лейкогранитовый комплексы.

Первый **[μευ]** включает несколько массивов (Вуоксинский, Райвимяки, Кайвомяки, Оярви, Островский, Бородинский) и большое число даек. Он представлен гранитами, сиенитами, монцонитами, умереннощелочными габброидами, лампрофирами (минетты, керсантиты), породами, близкими к биотитовым пироксенитам, и разнообразными переходными разновидностями между ними. В соответствии с принадлежностью к шошонитовой серии все породы данного комплекса обогащены барием, стронцием, редкоземельными элементами цериевой группы, фосфором вплоть до образования нескольких рудопроявлений апатита. Возраст комплекса 1800 млн лет (U-Pb, циркон): Вуоксинский массив – 1802 ± 17 млн лет [Konopelko, Ivanikov, 1996];

Райвимякский – 1800 ± 6 млн лет [Mertanen et al., 2006], 1775 ± 65 млн лет [Иваников и др., 1996]; Островской – 1789,9 ± 1,1 млн лет [Богачев и др., 2004]; Бородинский – 1799 млн лет [Богачев и др., 2004]; Ояярви – 1800–1805 млн лет, K-Ar, амфибол [Иваников и др., 1996]; лампрофировые дайки – 1770 ± 30 млн лет, U-Pb, циркон [Shebanov et al., 2006].

Маткаселькский пегматит-лейкогранитовый комплекс **[Lγ 216]** развит в пределах западной группы гнейсогранитных куполов Северного Приладожья. В его состав входят одноименный массив и многочисленные небольшие жильные тела лейкогранитов, пегматоидных гранитов и мусковит-редкометалльных пегматитов. С этим комплексом связаны рудопроявления вольфрама в скарнах и редких металлов (Li, Ta, Nb) в пегматитах.

Мезопротерозой [22]

Нижний рифей [221]. Нижнерифейские образования развиты вдоль зоны сочленения Свекофеннской и Карельской провинций и перекрываются осадками Русской плиты в пределах Ладожского рифта. Они представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и плутоническими комплексами. Выделяются: анортозит-рапакивигранитный (Выборгский и Улялегско-Салминский массивы) и монцодолеритовый (Валаамский силл, дайки «сортавалитов» – умереннощелочных долеритов) комплексы: Улялегско-Салминский массив имеет возраст 1546,7 ± 1,7 – 1529,9 ± 0,6 [Ларин, 2011], а Выборгский – 1665–1615 млн лет [Vaasjoki et al., 1991; Ramo, 1999]. Массивы многофазные **[ργν221]**. Ранние фазы представлены преимущественно габброноритами, габбро-анортозитами, сиенитами; средние – выборгитами, питерлитами и крупнозернистыми гранитами рапакиви; поздние – литий-фтористыми гранитами и габброидами.

В связи с Улялегско-Салминским плутоном известны крупные месторождения облицовочного и строительного камня, керамических пегматитов, многочисленные скарново-грейзеновые месторождения Sn-Cu-Zn-Fe-Ag, разрабатывавшиеся в XIX и XX веках, а также открытые в XX веке месторождения бериллия, флюорита и рудопроявления титана и ниобия. В последние годы обоснованы их перспективы на индий, редкие земли, золото и платиноиды [Иващенко, Голубев, 2015].

Нижнерифейские вулканогенно-осадочные образования **[221]** с резким угловым несогласием залегают на коре выветривания архей-палеопротерозойского фундамента и гранитах рапакиви и прорываются Валаамским силлом. В целом в разрезе Ладожского рифта выделяется пять свит рифейского возраста – приозерская, салминская, пашская, приладожская, яблоновская [Михайлов, 2004]. В пределах Карелии развиты отложения только двух первых, мощность их варьирует в зависимости от эрозионного среза и глубины залегания фундамента. Они имеют двучленное терригенно-вулканогенное строение [Кайряк, Хазов, 1967; Купцова и др., 2011]. Мощность терригенной части разреза приозерской свиты в районе п. Карку 0–80 м, а в Пашском грабене – более 450 м. Он завершается лавами трахибазальтов с линзами туфобрекчий и туфов. Всего насчитывается 9 потоков общей мощностью до 113 м в районе п. Карку и не менее 389 м в Пашском грабене.

Вулканиты приозерской свиты через кору выветривания перекрываются отложениями салминской свиты, в базальной части которой залегают светлые кварц-полевошпатовые и полимиктовые разнозернистые песчаники с глинистым цементом, а в кровле – умереннощелочные базальты с прослоями туфов. Мощность салминской свиты в районе п. Карку составляет 125 м, в Пашском грабене – 150–200 м [Купцова и др., 2011].

С нижнерифейскими вулканогенно-осадочными образованиями связано формирование уранового месторождения «типа несогласия» Карху вблизи пос. Салми [Кушнеренко и др., 2004; Михайлов, 2004]. *Валаамский силл* **[νμ221]** монцодолеритов-ферродолеритов имеет мощность 200–250 м и площадь распространения ~16 тыс. км^2 [Свириденко, Светов, 2008]. Он полого (5–10°) падает на юго-восток. В основании силла габбродолериты обогащены титаномагнетитом. Вверх по разрезу они постепенно обогащаются калиевым полевым шпатом, становясь, по сути, монцодолеритами и трахидолеритами, рассекаемыми жилками гранит-аплитов (гранофиров?). Изотопный возраст монцодолеритов – 1457,4 ± 2,7 – 1459 ± 3 млн лет (U-Pb, бадделеит [Ramo et al., 2001]). Породы Валаамского силла имеют повышенное содержание титана и фосфора – до 4 и 2 % соответственно.

К среднему рифею относятся скрытые под водами Белого моря песчано-глинистые осадки, лампроитовые и кимберлитовые дайки в Костомукшской структуре с возрастом 1,2 млрд лет [Костомукшский рудный район…, 2015], долериты с возрастом 1,1 млрд лет дайки Салла в Куолаярвинской структуре [Lauerma, 1967] и ее продолжение на востоке (оз. Туттиярви).

Неопротерозой [23]

Объединяет образования верхнего рифея и венда.

Верхний рифей [231]. Представлен песчано-глинистыми осадками акватории Белого моря [Балуев и др., 2012] и астроблемой Янисъярви, расположенной к северу от Ладожского озера. Астроблема в виде древнего (725 ± 5 млн лет) глубоко эродированного импактного кратера с начальным диаметром ~14 км занята сейчас котловиной одноименного озера [Масайтис и др., 1980; Вишневский и др., 2004]. Мишенью кратера послужили регионально-метаморфизованные и дислоцированные метатурбидиты ладожской серии калевия и вулканогенно-осадочные образования соанлахтинской свиты людиковия.

В коренном залегании импактиты астроблемы представлены тагамитами и импактными брекчиями с переменным количеством стекла, от «сваренных» игнимбритовидных разностей до бедных стеклом щебне-глыбовых брекчий. Стекла зювитов пористые, вплоть до пемзовидных.

В импактитах астроблемы установлены коэсит, стишовит, самородное железо, вюстит и кристаллиты алмаза [Масайтис и др., 1980; Вишневский и др., 2004].

Венд [232]. Вендские отложения широко представлены на ОГК, окаймляя с юга и востока ФСЩ, и непосредственно перекрываются осадочными породами девона или карбона Русской плиты. В пределах щита они сохраняются в виде останцов преимущественно вдоль кряжа Ветреный пояс с северной и южной его сторон, а также на Поморской низменности и на дне Онежской губы Белого моря [Балуев и др., 2012]. В последнее время широкое развитие венда отмечено также в акватории Онежского озера [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011].

Осадочные породы венда с резким угловым несогласием субгоризонтально залегают на различных докембрийских образованиях. В основании разреза (редкинский горизонт) развита пачка гравелито-песчаников, конгломератов и разнозернистых песчаников буро-коричневого цвета. Галечный материал в конгломератах содержит все породы, развитые в окружающем районе; цемент нередко карбонатный. Вверх по разрезу грубообломочные породы постепенно переходят в тонкопереслаивающиеся аргиллиты, алевролиты, песчаники. Мощность базальной пачки в районе Ветреного пояса достигает 15 м. С ней связаны проявления россыпного золота. Залегающая выше пачка характеризуется чередованием прослоев светло-серого и буро-коричневого цвета аргиллитов, алевролитов и песчаников и имеет мощность до 100 м. Общая мощность венда достигает в районе р. Онеги 220 м [Богданов, 2000].

ФАНЕРОЗОЙ [3]

Палеозой [31]

Палеозойские отложения развиты на юго-восточной и восточной частях территории ОГК и представлены девонской, каменноугольной и пермской системами [Богданов, 2000].

Девон [314]. Образования франского яруса верхнего девона, имея субгоризонтальное залегание, с несогласием перекрывают отложения докембрия, включая и венд. Они представлены обычно песчаниками, алевролитами, песками и глинами. Окраска пород преимущественно красная и желтая, в верхних частях пестрая. Минеральный состав отложений зависит от состава близлежащих более древних образований.

В районе оз. Кенозеро разрез сложен известняками, доломитами и мергелями (~100 м), а верхи представлены песчано-глинистыми, местами пестроцветными отложениями (~200 м). Наиболее характерной фацией девона является *фация «древнего красного песчаника» (Old Red sandstone),* широко распространенная во всех странах Северного полушария. Находки органических остатков в красном песчанике (панцирные рыбы, филлоподы) позволяют рассматривать эти образования как результат смешения лагунно-континентальной и лагунно-морской фаций. Мощность девона до 300 м.

На ЮЗ Мурманской области и СВ Финляндии известны щелочно-ультраосновные массивы Вуориярви, Салланлатва и др. **[εύ314]**, сложенные оливинитами, перидотитами, пироксенитами, карбонатитами и щелочными породами (йолиты, якупирангиты и др.). Возраст составляет 383 ± 7 – 375 ± 7 млн лет [Баянова и др., 2002].

Карбон [315]. Представлен тремя отделами мощностью свыше 220 м, залегающими трансгрессивно на размытой поверхности древних разновозрастных отложений. Нижний отдел (~100 м) сложен пестроцветными глинами, бокситами, песками, мергелями, к ним приурочены залежи бокситов Северо-Онежского бокситового района. Средний отдел (~100 м) образован песчаниками, алевролитами, органогенными известняками. Верхний отдел слагают пестроцветные известняки и доломиты.

Пермь [316]. Пермские образования на территории ОГК слагают только два небольших участка в юго-восточном углу карты (Каргополь) и характеризуют западную окраину обширного пермского поля Русской плиты. Они представлены нижним отделом в составе ассельского и сакмарского ярусов [Богданов, 2000]. Первый сложен сильно доломитизированными, огипсованными органо-обломочными, реже хемогенными известняками и окремненными доломитами. Второй – внизу образован доломитами с прослоями ангидритов и гипсов (местами встречаются прослои конгломератов, песчаников и глин), а вверху – переслаиванием ангидритов, гипсов, огипсованных доломитов и каменной соли. Мощность от 50 до 200 м. Мезозойские и кайнозойские образования на ОГК не показаны, т. к. первые достоверно не установлены, а вторые развиты повсеместно и требуют составления специальной карты, выходящей за пределы данной работы.

Заключение

В ходе выполнения работ впервые была составлена ОГК масштаба 1:750 000 на основе материалов ИГ КарНЦ РАН и других производственных и научно-исследовательских организаций. В настоящей статье она уменьшена до масштаба приблизительно 1:2 000 000. Разработанная легенда к карте включает новые методические подходы авторов, учитывает передовой международный опыт, международную шкалу геологического времени, а также новые геохронологические данные по региону. При создании карты успешно использовались ГИС-технологии применительно к геологическим картам масштаба 1:500 000 – 1:1 000 000. ОГК может служить экспериментальным примером при создании геологических карт других регионов развития докембрия, в том числе для обновления международной геологической карты ФСЩ и Евразии. ОГК найдется применение при создании нового поколения карт по тектонике, магматизму, метаморфизму, минерагении и др. Она, безусловно, станет базой для геодинамических исследований докембрия. Кроме того, будет использоваться как учебное пособие для студентов вузов по курсу «Геология России». Карта прошла апробацию на XII Всероссийском петрографическом совещании в Петрозаводске [Куликов и др., 2015]; XLVIII Тектоническом совещании в Москве [Куликов, Полин, 2016]; XXXV Международном геологическом конгрессе в Кейптауне [Svetov et al., 2016]; IX Международном симпозиуме «Lithosphere-2016» в Хельсинки [Slabunov et al., 2016].

Авторы благодарят директора Института геологии КарНЦ РАН д. г.-м. н. В. В. Щипцова за всестороннюю поддержку исследований, ценные замечания и предложения, высказанные в ходе проведения работы и подготовки макета карты.

Данное исследование выполнено в рамках НИР «Ранняя земная кора ЮВ Фенноскандии: модели формирования и преобразования в архее и протерозое», № Госрегистрации 01201357017, с частичной поддержкой грантов РФФИ: 13-05-91162, 13-05-90909, 13-05-00402, 14-35-50191, 15-05-09288, 15-35-50162, 16-05-00486.

Литература

Алексеев Н. Л., Балаганский В. В., Зингер Т. Ф. и др. Позднеархейская история зоны сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона, Балтийский щит: новые изотопные данные // ДАН. 2004. Т. 397, № 3. С. 369–373.

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.

Балаганский В. В., Алексеев Н. Л., Хухма Х. и др. Происхождение базальных сланцев сумия и возраст метавулканитов лопия на границе архея и протерозоя в Кукасозерской структуре, Северо-Карельская зона карелид, Балтийский щит // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 4. С. 3–20.

Балаганский В. В., Минц М. В., Дэйли Дж. С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPROBE / Под ред. А. Ф. Морозова, Н. И. Павленковой. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 158–171.

Балтыбаев Ш. К., Кузьмина Е. В. Периодизация, длительность и петролого-геохимические условия развития коровых магматических очагов в пределах свекофеннид // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: сборник. М., 2002. Т. 2. С. 43–44.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Бережная Н. Г. и др. Время и длительность свекофеннской плутонометаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита, Приладожье // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 374–393.

Балуев А. С., Журавлев В. А., Терехов Е. Н., Пржиялговский Е. С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000) // Труды Геологического института. М.: ГЕОС, 2012. Вып. 597. 104 с.

Баянова Т. Б., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф. и др. Каталог геохронологических данных по СВ части Балтийского щита. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 53 с.

Бибикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 256 с.

Бибикова Е. В., Бергман И. А., Грачева Т. В., Макарова В. А. Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геохронология и проблемы рудообразования. М., 1977. С. 25–32.

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

Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И., Лазарев Ю. И. и др. U-Pb изотопный возраст вепсия Карелии // ДАН СССР. 1990. Т. 310, № 1. С. 212–216.

Бибикова Е. В., Самсонов А. В., Петрова А. Ю., Кирнозова Т. И. Геохронология архея западной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 5. С. 3–20.

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

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 115–140.

Богачев В. А., Иваников В. В., Козырева И. В. и др. U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестник СПбГУ. 1999. Сер. 7, вып. 3, № 21. С. 23–31.

Богачев В. А., Салтыкова Т. Е., Буслович А. Л., Путинцева Е. В. Легенда Балтийской серии листов государственной геологической карты РФ м-ба 1:1 000 000 (третье поколение). Отчет. Фонды СЗРГЦ. СПб., 2004.

Богданов Ю. Б. (ред.). Государственная геологическая карта м-ба 1:1000000. Лист P-35–37. Петрозаводск; СПб., 2000. 323 с.

Вишневский С. А., Иващенко В. И., Райтала Й. и др. Ударно-метаморфизованное углеродистое вещество и вмещающие импактиты из астроблемы Янисъярви, Карелия: новые данные // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. Вып. 7. С. 185–192.

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

Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. № 6. С. 609–631.

Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.

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

Глебовицкий В. А., Зингер Т. Ф., Беляцкий Б. В. О возрасте гранулитов Западно-Беломорского пояса и покровообразования в нем // ДАН. 2000. Т. 371, № 1. С. 63–64.

Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В., Другова Г. М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 53–63.

Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России» / Под ред. А. Ф. Морозова. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1, вып. 4. 408 с.

Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР: Стратиграфия. Киев: Наукова думка, 1988. 192 с.

Иваников В. В., Конопелько Д. Л., Пушкарев Ю. Д. и др. Апатитсодержащие ультрамафит-мафитовые породы СЗ Ладожского региона – раннерифейские рифтогенные или протерозойские посторогенные // Вестник С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. Геол. и географ. 1996. № 28. С. 76–81.

Иващенко В. И., Голубев А. И. Новые аспекты металлогении скарнов Питкярантского рудного района // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 127–148. doi: 10.17076/geo149

Кайряк А. И. Бесовецкая серия в Онежской структуре. Л.: Недра, 1973. 176 с.

Кайряк А. И., Хазов Р. А. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья // Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1967. Вып. 2, № 12. С. 62–72.

Каулина Т. В., Богданова М. Н. Новые U-Pb изотопные данные для процессов магматизма и метаморфизма северо-западного Беломорья // ДАН. 1999. Т. 366, № 5. С. 677–679.

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

Кожевников В. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. и др. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–41.

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

Кожевников В. Н., Скублов С. Г., Марин Ю. Б. и др. Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // ДАН. 2010. Т. 431, № 1. С. 1–5.

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

Корсаков А. К., Межеловская С. В., Межеловский А. Д. Вероятные источники обломочного материала при формировании кварцитов токшинской свиты Ветреного Пояса по данным анализа детритовых цирконов // Известия вузов. Геология и разведка. 2014. № 5. С. 11–17.

Корсакова М. А., Красоткин С. И., Мирадымов Г. Ш., Стромов В. А. Металлогеническая карта российской части Фенноскандинавского щита 1:1000000 // Геодинамика магматизм, седиментогенез и минерагения СЗ России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007а. С. 187–190.

Корсакова М. А., Красоткин С. И., Мурадымов Г. Ш., Стромов В. А. Металлогеническая карта российской части Фенноскандинавского щита м-ба 1:1000000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007б.

Корсакова М. А., Мыскова Т. Н., Иванов Н. М. Комплексы сумийских гранитоидов юго-восточной части северо-карельской зоны // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2011. № 14. С. 57–71.

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. М.; Л.: АН СССР, 1963. 212 с.

Куликов В. С., Володичев О. И., Голубев А. И. и др. Магматические и метаморфические формации и комплексы на новой геологической карте ЮВ Фенноскандии м-ба 1:750 000 // Петрография магматических и метаморфических горных пород: материалы XII Всероссийского петрографического совещания. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 444–446.

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

Куликов В. С., Куликова В. В., Федюк А. В., Сухолетова Г. Н. К стратиграфии лопия Каменноозерской структуры Ветреного Пояса: опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1982. С. 27–30.

Куликов В. С., Куликова В. В. О национальной стратиграфической шкале нижнего докембрия России // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства: материалы всероссийской конференции / Геологический институт РАН (Москва, 23–25 мая 2013 г.). Moscow, 2013. P. 66–67.

Куликов В. С., Куликова В. В. Куолаярвинский синклинорий: новый взгляд на геологическое строение и сводный разрез // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 28–38.

Куликов В. С., Куликова В. В., Бычкова Я. В. Новый «ветренитовый» тип высокомагнезиальных магм // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Екатеринбург, 2010. Т. 1. С. 348–349.

Куликов В. С., Куликова В. В., Бычкова Я. В. Ветреный пояс: тектоно- и петротип палеопротерозоя ЮВ Фенноскандии // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 156–169.

Куликов В. С., Куликова В. В., Бычкова Я. В. Водлозерский блок как базовый фрагмент земной коры для изучения древнейших докембрийских комплексов СЗ России // Роль науки в решении проблем региона и страны: фундаментальные и прикладные исследования: материалы Всерос. науч. конф. с междунар. участием, посв. 70-летию КарНЦ РАН (Петрозаводск, 24–27 мая 2016 г.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2016. С. 40–43.

Куликов В. С., Полин А. К. Эволюция тектонических режимов территории ЮВ Фенноскандии от палеоархея до палеозоя // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ: матер. XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. Т. 1. С. 306–310.

Куликов В. С., Симон А. К., Куликова В. В. и др. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.

Куликова В. В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 255 с.

Куликова В. В. Магматизм архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита: автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1983. 26 с.

Куликова В. В. Сумозерский зеленокаменный пояс // Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. 1988. С. 89–114.

Куликова В. В., Куликов В. С., Бычкова Я. В., Бычков А. Ю. История Земли в галактических и солнечных циклах. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.

Купцова А. В., Худолей А. К., Дэвис В. и др. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 2. С. 3–19.

Кушнеренко В. К., Петров Ю. В., Пичугин В. А. и др. Геологическое строение и последовательность эпигенетического минералообразования уранового месторождения Карку (Северо-Восточное Приладожье) // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М.: ВИМС, 2004. Вып. 146. С. 11–22.

Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области и изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.

Левченков О. А., Зингер Т. Ф., Дук В. Л. и др. U-Pb возраст цирконов из гиперстеновых диоритов и гранодиоритов острова Поньгом-наволок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона) // ДАН. 1996. Т. 349. С. 852–854.

Левченков О. А., Милькевич Р. И., Миллер Ю. В. и др. U-Pb возраст метаандезитов верхней части разреза Тикшозерского зеленокаменного пояса (озеро Верхние Кичаны, северная Карелия) // ДАН, 2003. Т. 389, № 3. С. 378–381.

Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Милькевич Р. И. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000а. Т. 8, № 4. С. 319–326.

Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Другова Г. М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 657–677.

Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Другова Г. М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера северо-западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 593–621.

Лобач-Жученко С. Б., Глебовицкий В. А., Арестова Н. А. Мантийные источники вещества Водлозерского домена Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009. Т. 429, № 2. С. 223–226.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии: геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000б. № 6. С. 26–42.

Лохов К. И., Глебовицкий В. А., Пиндюрина Е. О. и др. Изотопная Lu-Hf-система в цирконах как индикатор генезиса высокоглиноземистых пород в метаморфических комплексах // ДАН. 2013. Т. 453, № 6. С. 654–656.

Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Мащак М. С. и др. Астроблема Янисьярви // Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. С. 27–32.

Матреничев А. В., Матреничев В. А. Новые данные о строении и возрасте сортавальской серии, Северное Приладожье // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги: Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 116–118.

Мельник А. Е. Эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса: геохимическая характеристика и время метаморфизма: дис. … канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2015. 196 с.

Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93

Милькевич Р. И., Мыскова Т. А., Глебовицкий В. А. и др. Каликорвинская структура и ее положение в системе Северо-Карельских зеленокаменных поясов: геохимические и геохронологические данные // Геохимия. 2007. С. 483–506.

Михайлов В. А. Особенности геологического строения и эпигенеза зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия в Пашско-Ладожском грабене и перспективы его ураноносности // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М.: ВИМС, 2004. Вып. 146. С. 31–36.

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. 82–85.

Мыскова Т. А., Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В. и др. Супракрустальные толщи Беломорского подвижного пояса: первичный состав, возраст и происхождение // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 6. С. 3–19.

Негруца В. З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.

Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литогенетические основы палеодинамических реконструкций нижнего докембрия. Восточная часть Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2007. 281 с.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 22 с.

Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.

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

Островский В. Н., Островский Л. А., Шахнова Р. К. Методические рекомендации по составлению геологической карты м-ба 1:1000000–1:500000 М.: ВСЕГЕИ НГЕО, 1994. 28 с.

Пухтель И. С., Богатиков О. А., Куликов В. С. и др. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам Онежского плато. Балтийский щит // Петрология. 1995. Т. 3, № 4. С. 397–419.

Пухтель И. С., Журавлев Д. З., Куликова В. В. и др. Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 1. С. 197–202.

Ранний докембрий Балтийского щита / В. А. Глебовицкий (отв. ред.). СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Ручьев А. М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. Вып. 2. С. 12–25.

Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Пухтель И. С. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: 1-я международная конференция, 8–11 сентября 1996, Санкт-Петербург. СПб.: Минерал, 1996. С. 74–75.

Самсонов А. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2001. С. 109–143.

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

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 230 с.

Светов С. А. Мезоархейские коматиит-базальтовые комплексы: литогеохимические типы и их

роль в архитектуре ранней континентальной коры // Материалы XII Всероссийского петрографического совещания, ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2015. С. 26–29.

Светов С. А., Гоголев М. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Ксенолиты и автолиты в древнейшей адакитовой серии Фенноскандинавского щита // Труды Карельского научного центра РАН. № 3. 2012. С. 122–136.

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

Светов С. А., Кудряшов Н. М., Ронкин Ю. Л. и др. Мезоархейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологические данные // Доклады РАН. 2006. Т. 406, № 3. С. 370–374.

Светов С. А., Светова А. И. Архейская субдукция: маркерные породные ассоциации и архитектура // Геология Карелии от архея до наших дней: материалы конференции. Петрозаводск, 2011. С. 22–32.

Светов С. А., Светова А. И. РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Доклады РАН. Т. 394, № 3. 2004. С. 393–398.

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2010. №. 13. С. 5–12.

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1988. 148 с.

Светова А. И., Светов С. А., Назарова Т. Н. Мезоархейские седиментационные ансамбли в пределах офиолитоподобных комплексов Центрально-Карельского террейна // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 135–141.

Свириденко Л. П., Светов А. П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.

Сергеев С. А., Бибикова Е. В., Матуков Д. И., Лобач-Жученко С. Б. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP II) // Геохимия. № 2. 2007. С. 229–236.

Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. 1989. 24 с.

Слабунов А. И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.

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

Слабунов А. И., Бибикова Е. В., Володичев О. И. U-Pb изотопные возрасты эндербитов и чарнокитов Нотозерского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса Беломорской провинции // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: материалы конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011а. С. 217–220.

Слабунов А. И., Володичев О. И., Ли Сяоли, Максимов О. А. Архейские цоизититы Гридинского эклогитсодержащего меланжа (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита): геология, U-Pb возрасты цирконов и геодинамические следствия // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 85–105. doi: 10.17076/geo121

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

Слабунов А. И., Степанова А. В., Бибикова Е. В. Мезоархейский фрагмент океанической коры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса Беломорской провинции: новые геохронологические данные // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги: материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 154–156.

Слабунов А. И., Хёлтта П., Шаров Н. В., Нестерова Н. С. 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных // Геология Карелии: от архея до наших дней: материалы конференции, посвященной 50-летию ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011б. С. 13–21.

Смолькин В. Ф., Шарков Е. В. Древний циркон (3,8 млрд лет) в раннепротерозойских вулканитах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры // Геология: история, теория, практика: матер. междунар. конференции, посв. 250-летию ГГМ им. В. И. Вернадского РАН, 14–16 октября 2009 г. М., 2009. С. 232–234.

Смолькин В. Ф., Шарков Е. В., Лохов К. И. и др. Генезис высокомагнезиальных вулканитов Ветреного Пояса палеопротерозоя по данным исследований U-Pb- и Lu-Hf- систем в цирконах (Восточная Карелия) // ДАН. 2011. Т. 439, № 4. С. 528–533.

Соколов В. А., Хейсканен К. И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии // Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1966. Вып. 1. С. 176–185.

Сочеванов Н. Н., Арестова Н. А., Матреничев В. А. и др. Первые данные о Sm-Nd возрасте архейских базальтов Карельской гранит-зеленокаменной области // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 1. С. 175–180.

Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 176 с.

Степанов В. С., Слабунов А. И., Степанова А. В. Породообразующие и акцессорные минералы

позднеархейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. Вып. 6. С. 17–25.

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 // ДАН. 2014а. Т. 457. С. 460–466.

Степанова А. В., Самсонов А. В., Ларионов А. Н. Заключительный эпизод магматизма среднего палеопротерозоя в Онежской структуре: данные по долеритам Заонежья // Труды КарНЦ РАН. 2014б. № 1. С. 3–16.

Степанова А. В., Степанов В. С., Слабунов А. И. Достижения и проблемы в изучении основного магматизма Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Геология Карелии: от архея до наших дней: материалы конференции, посвященной 50-летию ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 79–90.

Стратиграфический кодекс России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.

Филиппов Н. Б., Трофимов Н. Н., Голубев А. И. и др. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбродолеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2007. Вып. 10. С. 49–68.

Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. Новые данные о возрасте древнейшей тоналит-трондьемитовой ассоциации Балтийского щита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009а. Т. 17, № 2. С. 124–128.

Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна – ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009б. Т. 428, № 4. С. 508–510.

Шарков Е. В., Беляцкий Б. В., Богина М. М. и др. Кристаллогенезис и возраст циркона из щелочных и основных пород Елетьозерского магматического комплекса, Северная Карелия // Петрология. 2015. Т. 23, № 3. С. 285–307.

Шульдинер В. И., Левченков О. А., Яковлева С. З. и др. Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. № 6. С. 20–33.

Щербак Н. П., Горьковец В. Я., Додатко А. Д. и др. Схема корреляции стратиграфических подразделений железисто-кремнистых формаций докембрия Европейской части СССР // Геологический журнал. Киев: Наукова думка, 1986. Т. 46, № 2. С. 5–17.

Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008. 560 с.

Щипанский А. А., Бабарина И. И., Крылов К. А. и др. Древнейшие офиолиты на Земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // ДАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 376–380.

Щипанский А. А., Самсонов А. В., Богина М. М. и др. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов // ДАН. 1999. Т. 365, № 6. С. 817–820.

Щипанский А. А., Слабунов А. И. Природа «свекофеннских» цирконов Беломорского подвижного пояса Балтийского щита и некоторые геодинамические следствия // Геохимия. 2015. № 10. С. 888–912.

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

Amelin Yu. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Sheld: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. 1995. Vol. 75. P. 31–46.

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

Bibikova E. V., Skiöld T., Bogdanova S. V. Age and geodynamic aspects of the oldest rocks in the Precambrian Belomorian Belt of the Baltic (Fennoscandian) Shield // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. London Geological society. Special publication. 1996. No. 112. P. 55–67.

Bogdanova S. V., Bibikova E. V. The “Saamian” of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constrains // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 131–152.

Borisova E. Yu., Bibikova E. V., Lvov A. B., Miller Yu. V. U – Pb age and nature of magmatic complex of Seryak mafic zone (the Belomorian Mobile Belt) Baltic Shield // Terra Nova. 1997. Vol. 9. Abs. Suppl. 1. 132 p.

Bridgwater D., Scott D. J., Balagansky V. V. et al. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. Vol. 13. P. 32–37.

Hannah J. L., Stein H. J., Zimmerman A., Yang G. et al. Precise 2004 ± 9 Ma Re-Os age for Pechenga black shale: comparison of sulfides and organic material. Geochim. Cosmochim. Acta 70, 2006. A228.

Hanski E. J., Melezhik V. A. Litho- and chronostratigraphy of the Paleoproterozoic Karelian Formations // Reading the Archive of Earthes Oxygenation. Vol. 1. Berlin: Springer, 2012. P. 39–110.

Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al. The Archaean of the Karelia province in Finland // Geological survey of Finland. Special paper. 2012. Vol. 54. P. 73–174.

Höltta P., Heilimo E., Huhma H. et al. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield // Evolution of Archean Crust and Early Life / Dilek Y., Furnes H. (Eds.). Modern Approaches in SolidEarth Sciences. Springer. 2014. Vol. 7. P. 55–102.

Kohonen J. From continental rifting to collisional crustal shortening – Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Hoytianen area in North Karelia, Finland // Geol. Surv. Finland Bul. 1995. No. 380. 82 p.

Koistinen T., Stephens M. B., Bogachev V., Nordgulen Ø., Wennerström M., Korchonen J. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2000000. Trondheim: Geological Survey of Norway, Uppsala: Geological Survey of Sweden, Moscow: Ministry of Natural Resources of Russia, Espoo: Geological Survey of Finland, 2001.

Konopelko D. L., Ivanikov V. V. Postorogenic intrusions of the NW Ladoga region // In: Haapala I., Ramo O. T., Kostinen P. The Seventh International Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Helsinki. Abstract vol., Helsinki Univ. Press, 1996. P. 37.

Kulikov V. S., Bychkova Ya. V., Kulikova V. V., Ernst R. The Vetreny Poyas (Vetreny Belt) A essential component of the ca. 2,5–2.4 Ga Sumian large igneous province // Precambrian Research. 2010. Vol. 183. P. 589–601.

Lauerma R. Kalliopera kartta 4621+4623 Salla, Suomen geologinen kartta 1:1000000. 1967.

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.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Sergeev S. A. Archaean rocks from southern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precambrian Res. 1993. Vol. 62. P. 375–379.

Lobach-Zhuchenko S. B., Levchenkov O. A., Chekulaev V. P., Krylov I. N. Geological evolution of the Karelian granite-greenstone terrain // Precambrian Research. 1986. Vol. 33. P. 46–66.

Lubnina N. V., Mertanen S., Soderlund U. et al. A new key pole for the East European Craton at 1452 Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia) // Precambrian Research. 2016. Vol. 183. P. 442–462.

Lubnina N. V., Pisarevsky S. A., Söderlund U. et al. New palaeomagnetic and geochronological data from the Ropruchey sill (Karelia, Russia): implications for late Paleoproterozoic palaeogeography // Supercontinent Symposium 2012. Programme and Abstracts / Mertanen S., Pesonen L. J. and Sangchan P. (eds). Geological Survey of Finland, Espoo, Finland. 2012. P. 81–82.

Manninen T. Sallan alueen vulkaniitit. Lapin vulkaniittiprojektin raportti. Espoo, 1991. 97 p.

Martin A. P., Prave A. R., Condon D. J. et al. Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions // Earth and Planetary Science Letters 424 (2015) 226–236.

Mertanen S., Eklund O., Shebanov A., Frank-Kamcnetsky D., Vasilieva T. Paleo- and Mesoproterozoic dyke swarms in the Lake Ladoga area, NW Russia – paleomagnetic studies // Dyke Swarms – Time Markers of Crustai Evolution / E. Hanski, S. Mertanen, T. Ramo, J. Vuoilo (eds). London: Taylor & Francis Group, 2006. P. 63–74.

Mints M. V., Belousova E. A., Konilov A. N. et al. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. 2010. Vol. 38. P. 739–742.

Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland // Geol. Soc. Finland Bull. 2003. Vol. 75, no. 1–2. P. 51–68.

Ogg J. G., Ogg G., Gradstein F. M. The Concise Geologic Time Scale. Cambridge. 2008. 177 p.

Precambrian Ophiolites and Related Rocks (Developments in Precambrian Geology) / (Ed. by T. M. Kusky). Elsevier Science. 2004. Vol. 13. 772 p.

Priyatkina N., Khudoley A. K., Ustinov V. N., Kullerud K. 1.92 Ga kimberlitic rocks from Kimozero, NW Russia: their geochemistry, tectonic setting and unusual field occurrence // Precambrian Res. 2014. 249. P. 162–179.

Puchtel I. S., Arndt N. T., Hofmann A. W. et al. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2,0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998a. No. 130. P. 134–153.

Puchtel I. S., Brugmann G. E., Hofmann A. W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a maficultramafic sill in the 2,0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Planet. Sc. Lett. 1999a. Vol. 170. P. 447–461.

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1998b. Vol. 155. P. 57–74.

Puchtel I., Hofmann A., Amelin Y., Garbe-Schönberg C. D. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, the Baltic shield: isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999b. Vol. 63, no. 21. P. 3579–3595.

Puchtel I. S., Humayun M., Walker R. J. Os-Pb-Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield // Precambrian Research. 2007. Vol. 158. P. 119–137.

Ramo O. T., Manttari I., Vaasjoki M., Upton B. G. J., Sviridenko L. P. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia // Geol. Soc. of Amer. Abstract with Programs. 2001. Vol. 33. P. 6.

Ramo O. T. Sr isotopic composition of Finnish rapakivi granites: the Suomenniemi batholiths // Bull. Geol. Soc. Finl. 1999. Vol. 71. P. 339–345.

Ramsay W. Uber die prakambrischen Systemeim ostlischen Teil von Fennoskandia // Central. Min. Geol. Paleont. 1907.

Robertson A. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites In the Eastern Mediterranean Tethyan region // Lithos. 65. 2002. P. 1–67

Shebanov A., Eklund O., Helenius E., Frank-Kaminetsky D. Probing the hidden Archaean-Proterozoic boundary in Karelia using zircons in lamprophyres // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2006. Special Issue 1. P. 144.

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V. et al. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. London: The Geological Society Publishing House, 2006. P. 18–38.

Slabunov A. I. Svetov S. A., Kulikov V. S., Polin A. K. A new geological map of the SE Fennoscandian Shield as a tool for the Early Precambrian Crustal Evolution

study (exemplified by the Archean) // Lithosphere 2016. Ninth Symposium on stucture, composition and evolution of the lithosphere in Fennoscandia. Programme and Extended abstracts. Institute of Seismology, University of Helsinki. Finland. Report S-65. 2016. P. 131–134.

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland / Nurmi P. A., Sorjonen-Ward P. (eds). Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 17. 1993. P. 9–102.

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. 2015. Vol. 259. P. 43–57.

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. 2014. Vol. 55, no. 9. P. 1719–1751.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2010. Vol. 183, no. 3. P. 602–616.

Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikov V. S. A new geological map of the SE Fennoscandian Shield as a basis for the study of the evolution of the early earth crust // 35th International Geological Congress, Cape Town, South Africa. Abstracts. Alexandria: American Geosciences Institute. 2016. P. 3935. URL: http://www.americangeosciences.org/information/igc (дата обращения: 15.09.2016)

Timmerman M. J., Daly J. S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res. 1995. Vol. 72. P. 97–107.

Vaasjoki M., Ramo O. T., Sakko M. New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraintson the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite-diabase dyke association of southeastern Finland // Precambrian Granitoids-Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny. Prec. Res. Eds I. Haapala, K. C. Condie. 1991. Vol. 51. P. 227–243.

Поступила в редакцию 11.05.2016

References

Bajanova T. B., Pozhilenko V. I., Smol'kin V. F., Kudrjashov N. M., Kaulina T. V., Vetrin V. R. Katalog geohronologicheskih dannyh po SV chasti Baltijskogo shhita. Geologija rudnyh rajonov Murmanskoj oblasti [Catalogue of geochronological data on the norteastern Baltic Shield. Geology of ore districts of the Murmansk Region]. Apatity: KNC RAN, 2002. 53 p.

Balaganskij V. V., Mints M. V., Dali Dzh. S. Paleoproterozojskij Laplandsko-Kol'skij orogen [Paleoproterozoic Lapland-Kola orogen]. Stroenie i dinamika litosfery Vostochnoj Evropy. Rezul'taty issledovanij po programmam EUROPROBE [Structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. Results of studies under the EUROPROBE programme]. Eds A. F. Morozov, N. I. Pavlenkova. Moscow: GEOKART, GEOS, 2006. P. 158–171.

Baltybaev Sh. K., Kuz'mina E. V. Periodizacija, dlitel'nost' i petrologo-geohimicheskie uslovija razvitija korovyh magmaticheskih ochagov v predelah svekofennid [Periodisation, duration, petrological and geochemical characteristics of crustal magma chambers development within Svecofennian]. Geologija, geohimija i geofizika na rubezhe XX i XXI vekov [Geology, geochemistry and geophysics at the turn of the XX–XXI centuries]. Moscow, 2002. Vol. 2. P. 43–44.

Baluev A. S., Zhuravlev V. A., Terehov E. N., Przhijalgovskij E. S. Tektonika Belogo morja i prilegajushhih territorij (Ob'jasnitel'naja zapiska k "Tektonicheskoj karte Belogo morja i prilegajushhih territorij" masshtaba 1:1500000) [Tectonics of the White Sea and adjacent territories (Explanatory notes to the "Tectonic map of the White sea and adjacent territories" on a scale 1:1500000)]. *Trudy Geologicheskogo instituta* [*Proceedings of the Geological Institute*]. Moscow: GEOS, 2012. Iss. 597. 104 p.

Bibikova E. V. Uran-svincovaja geohronologija rannih jetapov razvitija drevnih shhitov [Uranium-lead geochronology of the early evolutionary stages of ancient shields]. Moscow: Nauka, 1989. 256 p.

Bibikova E. V., Bergman I. A., Gracheva T. V., Makarova V. A. Arhejskij vozrast zhelezorudnyh formacij Karelii [Archean age of iron formations in Karelia]. *Geohronologija i problemy rudoobrazovanija* [*Geochoronology and problems of ore-formation*]. Moscow, 1977. P. 25–32.

Bibikova E. V., Kirnozova T. I., Lazarev Ju. I. i dr. U-Pb izotopnyj vozrast vepsija Karelii [U-Pb isotopic age of Vepsian in Karelian]. *DAN SSSR* [*Proceedings of the USSR Academy of Sciences*]. 1990. Vol. 310, no. 1. P. 212–216.

Bogachev V. A., Ivanikov V. V., Kozyreva I. V., Konopel'ko D. L., Levchenkov O. V., Shul'diner V. I. U-Pb cirkonovoe datirovanie sinorogennyh gabbro-dioritovyh i granitoidnyh intruzij Severnogo Priladozh'ja [U-Pb zircon dating of synorogenic gabbro-diorite and granitoid intrusions of the Northern Ladoga region]. *Vestnik SPbGU* [*Vestnik of St. Petersburg University*]. 1999. Ser. 7, iss. 3, no. 21. P. 23–31.

Bogachev V. A., Saltykova T. E., Buslovich A. L., Putintseva E. V. Legenda Baltiiskoi serii listov gosudarstvennoi geologicheskoi karty RF m-ba 1:1 000 000 (tret'e pokolenie) [Explanatory notes to a set of the state geological maps of the Russian Federation. The Baltic region series. Scale 1:1 000 000 (third generation)]. Report. Res. of the North-Western Reg. Geol. Center. St. Petersburg, 2004.

Bogdanov Yu. B. (ed.). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta m-ba 1:1000000. List R-35–37 [The state geological map of the Russian Federation. Scale 1:1000000. Sheet R-35-37]. Petrozavodsk; St. Petebsburg, 2000. 323 p.

Chekulaev V. P., Arestova N. A., Berezhnaya N. G., Presnyakov S. L. Novye dannye o vozraste drevneishei tonalit-trond'emitovoi assotsiatsii Baltiiskogo shchita [New data on the age of the oldest tonalite-trondhjemite association in the Baltic Shield]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [*Stratigraphy and Geol. Correlation*]. 2009a. Vol. 17, no. 2. P. 124–128.

Filippov N. B., Trofimov N. N., Golubev A. I., Sergeev S. A., Khukhma Kh. Novye geokhronologicheskie dannye po Koikarsko-Svyatnavolokskomu i Pudozhgorskomu gabbro-doleritovym intruzivam [Isotopic age data on the Koikary-Svyatnavolok and Pudozhgora sheeted intrusions]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [*Geology and useful minerals of Karelia*]. Petrozavodsk. 2007. Iss. 10. P. 49–68.

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

Glubinnoe stroenie, jevoljucija i poleznye iskopaemye rannedokembrijskogo fundamenta Vostochno-Evropejskoj platformy: Interpretacija materialov po opornomu profilju 1-EV, profiljam 4B i TATSEJS. Serija analiticheskih obzorov "Ocherki po regional'noj geologii Rossii" [Deep structure, evolution and mineral deposits of the Early Precambrian basement of the East European Platform: an interpretation of the data obtained for normal 1-EV profile, 4-B profiles and TATSEIS]. Ed. A. F. Morozova. Moscow: GEOKART; GEOS, 2010. Vol. 1, iss. 4. 408 p.

Ivanikov V. V., Konopel'ko D. L., Pushkarev Yu. D. et al. Apatitsoderzhashchie ul'tramafit-mafitovye porody SZ Ladozhskogo regiona – rannerifeiskie riftogennye ili proterozoiskie postorogennye [Apatite-bearing ultramafic/mafic rocks of the northwestern Ladoga region – Early Riphean rift orogenic or Proterozoic postorogenic rocks]. *Vestnik S.-Peterb. un-ta. Ser. 7, Geol. i geograf.* [*Vestnik of St. Petersburg Univ. Series 7, Geology. Geography*]. 1996. No. 28. P. 76–81.

Ivashhenko V. I., Golubev A. I. Novye aspekty metallogenii skarnov Pitkjarantskogo rudnogo rajona [New metallogenic aspects of skarns from the Pitkaranta ore province]. *Trudy KarNTs RAN* [*Transactions of KarRC of RAS*]. 2015. No. 7. P. 127–148. doi: 10.17076/geo149

Kajrjak A. I. Besoveckaja serija v Onezhskoj structure [The Besovets series in the Onega structure]. Leningrad: Nedra, 1973. 176 p.

Kajrjak A. I., Hazov R. A. Iotnijskie obrazovanija Severo-Vostochnogo Priladozh'ja [Iotnic formations in northeastern Ladoga region]. *Vestnik LGU. Ser. geol. i geogr*. [*Vestnik LSU. Ser. Geol. and Geogr.*]. 1967. Iss. 2, no. 12. P. 62–72.

Korosov V. I. Geologija dojatulijskogo proterozoja vostochnoj chasti Baltijskogo shhita (sumij, sariolij) [The geology of Pre-Jatulian Proterozoic of the eastern part of the Baltic Shield (Sumian, Sariolian)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1991. 118 p.

Korsakov A. K., Mezhelovskaja S. V., Mezhelovskij A. D. Verojatnye istochniki oblomochnogo materiala pri formirovanii kvarcitov tokshinskoj svity Vetrenogo Pojasa po dannym analiza detritovyh cirkonov [The probable sources of the clastic material during the formation of quartzites of Tokshinsk formation of the Windy Belt from the data of detritus zircons analysis]. *Izvestija vuzov. Geologija i razvedka* [*Proceedings of higher educational establishments. Geology and exploration*]. 2014. No. 5. P. 11–17.

Korsakova M. A., Krasotkin S. I., Miradymov G. Sh., Stronov V. A. Metallogenicheskaja karta rossijskoj chasti Fennoskandinavskogo shhita 1:1000000. Geodinamika magmatizm, sedimentogenez i mineragenija SZ Rossii [Metallogenic map of the Russian part of the Fennoscandian Shield 1:1000000. Geodynamics, magmatism, sedimentation, and mineralogeny of NW Russia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2007. P. 187–190.

Korsakova M. A., Krasotkin S. I., Muradymov G. Sh., Stromov V. A. Metallogenicheskaya karta rossiiskoi chasti Fennoskandinavskogo shchita m-ba 1:1000000 [Metallogenic map of the Russian Fennoscandian Shield. Scale 1:1000000]. St. Petebsburg: VSEGEI, 2007.

Korsakova M. A., Myskova T. N., Ivanov N. M. Kompleksy sumijskih granitoidov jugo-vostochnoj chasti severo-karel'skoj zony [Sumian granitoid complexes in the southeastern North Karelian zone]. *Geologija i poleznye iskopaemye Karelii* [*Geology and useful minerals of Karelia*]. 2011. No. 14. P. 57–71.

Kostomukshskij rudnyj rajon (geologija, glubinnoe stroenie i mineragenija) [Kostomuksha ore area (geology, deep structure and mineralogeny)]. Eds V. Ja. Gor'kovec, N. V. Sharov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2015. 322 p.

Kozhevnikov V. N. Arhejskie zelenokamennye pojasa Karel'skogo kratona kak akkrecionnye orogeny [Archean greenstone belts of the Karelian Craton as accreationary orogens]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2000. 223 p.

Kratc K. O. Geologija karelid Karelii [Geology of the Karelian karelides]. Moscow; Leningrad: AN SSSR, 1963. 212 p.

Kulikov V. S., Volodichev O. I., Golubev A. I., Gor'kovets V. Ya., Ivashchenko V. I., Kulikova V. V., Svetov S. A., Slabunov A. I., Gogolev M. A., Polin A. K. Magmaticheskie i metamorficheskie formatsii i kompleksy na novoi geologicheskoi karte YuV Fennoskandii m-ba 1:750 000 [Magmatic and metamorphic formations and complexes on a new geological map of the southeastern Fennoscandia (scale 1:750 000)]. Petrografiya magmaticheskikh i metamorficheskikh gornykh porod: materialy XII Vserossiiskogo petrograficheskogo soveshchaniya [Petrography of Magmatic and Metamorphic Rocks: Proceed. of the XII All-Russian Petrographic Conf.]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2015. P. 444–446.

Kulikov V. S., Kulikova V. V., Lavrov B. S., Pisarevskij S. A., Puhtel' P. S., Sokolov S. Ja. Sujsarskij pikrit-bazal'tovyj kompleks paleoproterozoja Karelii (opornyj razrez i petrologija) [The Proterozoic Suisar' picrite-basalt complex in Karelia (reference section and petrology)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1999. 96 p.

Kulikov V. S., Kulikova V. V., Fedjuk A. V., Suholetova G. N. K stratigrafii lopija Kamennoozerskoj struktury Vetrenogo Pojasa: oper.-inform. materialy [The Lopian stratigraphy of Kamennoozero structure of the Windy belt: express information materials]. Petrozavodsk. 1982. P. 27–30.

Kulikov V. S., Kulikova V. V. O natsional'noi stratigraficheskoi shkale nizhnego dokembriya Rossii [Russia's national lower Precambrian stratigraphic scale]. Obshchaya stratigraficheskaya shkala Rossii: sostoyanie i perspektivy obustroistva: materialy vserossiiskoi

konferentsii [General stratigraphic scale of Russia: current state and ways of perfection: proc. pan-Russian conf.]. Geologicheskii institut RAN [GIN RAS] (Moscow, 23–25 may 2013). Moscow. 2013. P. 66–67.

Kulikov V. S., Kulikova V. V. Kuolajarvinskij sinklinorij: novyj vzgljad na geologicheskoe stroenie i svodnyj razrez [Kuolajarvi synclinorium: a new concept of geological structure and composite section]. *Trudy KarNTs RAN* [*Transactions of KarRC of RAS*]. 2014. No. 1. P. 28–38.

Kulikov V. S., Kulikova V. V., Bychkova Ja. V. Vetrenyj pojas: tektono- i petrotip paleoproterozoja JuV Fennoskandii [The vetreny poyas: early Proterozoic tectonic and petrologic type of southeastern Fennoscandia]. Geologija Karelii ot arheja do nashih dnej [Geology of Karelia from the Archean to the present]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. P. 156–169.

Kulikov V. S., Kulikova V. V., Bychkova Ja. V. Novyj "vetrenitovyj" tip vysokomagnezial'nyh magm [New "vetrenite" type of high-Mg magmas]. *Magmatizm i metamorfizm v istorii Zemli* [*Magmatism and metamorphism in the Earth's history*]. Ekaterinburg, 2010. Vol. 1. P. 348–349.

Kulikov V. S., Kulikova V. V., Bychkova Ya. V. Vodlozerskii blok kak bazovyi fragment zemnoi kory dlya izucheniya drevneishikh dokembriiskikh kompleksov SZ Rossii [The Vodlozero block as a large segment of the Earth's crust for studying ancient Precambrian complexes of NW Russia]. Rol' nauki v reshenii problem regiona i strany: fundamental'nye i prikladnye issledovaniya: materialy Vseros. nauch. konf. s mezhdunar. uchastiem, posv. 70-letiyu KarNTs RAN (Petrozavodsk, 24–27 maya 2016 g.) [The role of science in solving the problems of the region and the country: fundamental and applied research: proc. pan-Russian sci. conf. with intern. inv. devoted to the 70th anniversary of the KarRC RAS (Petrozavodsk, May 24–27, 2016)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2016. P. 40–43.

Kulikov V. S., Polin A. K. Evolyutsiya tektonicheskikh rezhimov territorii YuV Fennoskandii ot paleoarkheya do paleozoya [Evolution of tectonic regimes of the southeastern Fennoscandia from the Palaeoarchean to the Palaeozoic]. Tektonika, geodinamika i rudogenez skladchatykh poyasov i platform: mater. XLIII Tektonicheskogo soveshchaniya [Tectonics, Geodynamics and Ore Genesis of the Fold Belts and Platforms: Proceed. of the XLIII Tectonic Conf.]. Moscow: GEOS, 2016. Vol. 1. P. 306–310.

Kulikov V. S., Simon A. K., Kulikova V. V. i dr. Evolyutsiya magmatizma Vodlozerskogo bloka Karel'skoi granit-zelenokamennoi oblasti v arkhee [Magmatic evolution of the Vodlozero block of the granite-greenstone terrane in the Archean]. Geologiya i geokhronologiya dokembriya Vostochno-Evropeiskoi platform [Precambrian geology and geochronology of East European platforms]. Leningrad: Nauka, 1990. P. 92–100.

Kulikova V. V. Magmatizm arhejskih zelenokamennyh pojasov jugo-vostochnoj okrainy Baltijskogo shhita [Magmatism of the Archean greenstone belts of the southeastern part of the Baltic Shield]: Summary of PhD (Cand. of Geol.-Min.) thesis. Moscow: IGEM RAN, 1983. 26 p.

Kulikova V. V. Sumozerskij zelenokamennyj pojas [The Sumozero greenstone belt]. Komatiity i vysokomagnezial'nye vulkanity rannego dokembrija Baltijskogo shhita [Komatiites and high-Mg volcanics in the early Precambrian of the Baltic Shield]. 1988. P. 89–114.

Kulikova V. V. Volockaja svita – stratotip nizhnego arheja Baltijskogo shhita [The Volotsk formation as the lower Archean stratotype of the Baltic Shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1993. 255 p.

Kulikova V. V., Kulikov V. S., Bychkova Ja. V., Bychkov A. Ju. Istorija Zemli v galakticheskih i solnechnyh ciklah [The history of the Earth in galactic and solar cycles]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. 250 p.

Kushnerenko V. K., Petrov Ju. V., Pichugin V. A., Gromov Ju. A., Shurilov A. V., Polehovskij Ju. S., Tarasova I. P., Britvin S. N. Geologicheskoe stroenie i posledovatel'nost' jepigeneticheskogo mineraloobrazovanija uranovogo mestorozhdenija Karku (Severo-Vostochnoe Priladozh'e) [Geological structure and succession of epigenetic mineral formation in the Karku uranium deposits (northeastern Ladoga region)]. Materialy po geologii mestorozhdenij urana, redkih i redkozemel'nyh metallov [Materials on geology of uranium deposits, rare and rare earth metals]. Moscow: VIMS, 2004. Iss. 146. P. 11–22.

Larin A. M. Granity rapakivi i associirujushhie porody [Rapakivi granites and related rocks]. St. Petersburg: Nauka, 2011. 402 p.

Levchenkov O. A., Lobach-Zhuchenko S. B., Sergeev S. A. Geohronologija Karel'skoj granit-zelenokamennoj oblasti i izotopnaja geohronologija dokembrija [Geochronology of the Karelian granite-greenstone terrain and isotope geochronology of the Precambrian]. Leningrad: Nauka, 1989. P. 63–72.

Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Drugova G. M. i dr. Geohronologija i petrologija magmaticheskogo kompleksa Tupoj guby Severo-Zapadnogo Belomor'ja [Geochronology and petrology of the magmatic complex of Tupaya Bay, northwestern Belomorian area]. *Petrologija* [*Petrology*]. 1993. Vol. 1, no. 6. P. 657–677.

Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Drugova G. M. i dr. Arhejskij magmatizm rajona oz. Notozera severo-zapadnogo Belomor'ja: izotopnaja geohronologija i petrologija [Archean magmatism in the region of Notozero Lake, northwestern Belomorian area: isotopic geochronoloty and petrology]. *Petrologija* [*Petrology*]. 1995. Vol. 3, no. 6. P. 593–621.

Masajtis V. L., Danilin A. N., Mashchak M. S., Raikhlin A. I., Selivanovskaya T. V., Shadenkov E. M. Astroblema Janis'jarvi [The Janisjärvi astroblem]. Geologija astroblem [The geology of astroblemes]. Leningrad: Nedra, 1980. P. 27–32.

Matrenichev A. V., Matrenichev V. A. Novye dannye o stroenii i vozraste sortaval'skoi serii, Severnoe Priladozh'e [New data on the structure and age of the Sortavala Group, Northern Ladoga region]. Granit-zelenokamennye sistemy arkheya i ikh pozdnie analogi: Materialy nauchnoi konferentsii i putevoditel' ekskursii [Granite-greenstone Systems of the Archean and their Later Analogues: Proceed. of the Scientific Conf. and the Excursion Guide]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2009. P. 116–118.

Mel'nik A. E. Jeklogity severo-zapadnoj chasti Belomorskogo podvizhnogo pojasa: geohimicheskaja

harakteristika i vremja metamorfizma [Eclogites in the northwestern Belomorian mobile belt: geochemical characteristics and time of metamorphism]: DSc (Cand. of Geol.-Min.) thesis. St. Petersburg: IGGD RAN, 2015. 196 p.

Mihajlov V. A. Osobennosti geologicheskogo stroenija i jepigeneza zony predrifejskogo strukturno-stratigraficheskogo nesoglasija v Pashsko-Ladozhskom grabene i perspektivy ego uranonosnosti [Geology and epigenesis of the zone of Pre-Riphean unconformity in the Pasha-Ladoga graben and perspective of its uranium resource potential]. Materialy po geologii mestorozhdenij urana, redkih i redkozemel'nyh metallov [Materials on geology of uranium deposits, rare and rare earth metals]. Moscow: VIMS, 2004. Iss. 146. P. 31–36.

Miller Ju. V., Mil'kevich R. I. Pokrovno-skladchataja struktura Belomorskoj zony i ee sootnoshenie s Karel'skoj granit-zelenokamennoj oblast'ju [Fold-and-thrust structure of the Belomorian tectonic zone and its relations with the Karelian granite-greenstone terrane]. *Geotektonika* [*Geotectonics*]. 1995. No. 6. P. 80–93

Negrutsa V. Z., Negrutsa T. F. Litogeneticheskie osnovy paleodinamicheskih rekonstrukcij nizhnego dokembrija. Vostochnaja chast' Baltijskogo shhita [Lithogenetic principles of paleodynamic reconstructions of the lower Precambrian of the Eastern Baltic Shield]. Apatity: KNC RAN, 2007. 281 p.

Negrutsa V. Z. Ranneproterozoiskie etapy razvitiya vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Early Proterozoic evolutionary stages of the Eastern Baltic Shield]. Leningrad: Nedra, 1984. 270 p.

Obshchaya stratigraficheskaya shkala nizhnego dokembriya Rossii [General stratigraphic scale of the lower Precambrian of Russia]. Apatity: KNTs RAN, 2002. 22 p.

Onezhskaja paleoproterozojskaja struktura (geologija, tektonika, glubinnoe stroenie i mineragenija) [Palaeoproterozoic Onega Structure (geology, tectonics, deep structure and mineralogeny)]. Eds L. V. Glushanin, N. V. Sharov, V. V. Shhipcov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 431 p.

Ostrovskii V. N., Ostrovskii L. A., Shakhnova R. K. Metodicheskie rekomendatsii po sostavleniyu geologicheskoi karty m-ba 1:1000000–1:500000 [Methodological recommendations for compilation of geological map on the scales 1:1000000–1:500000]. Moscow: VSEGEI NGEO, 1994. 28 p.

Ovchinnikova G. V., Matrenichev V. A., Levchenkov O. A., Sergeev S. A., Jakovleva S. Z., Gorohovskij O. A. U-Pb i Pb-Pb izotopnye issledovanija kislyh vulkanitov Hautavaarskoj zelenokamennoj struktury, Central'naja Karelija [U-Pb and Pb-Pb isotope studies on acid volcanites from the Hautavaara greenstone structure, Central Karelia]. *Petrologija* [*Petrology*]. 1994. Vol. 2, no. 3. P. 266–281.

Puhtel' I. S., Bogatikov O. A., Kulikov V. S., Kulikova V. V., Zhuravlev D. Z. Rol' korovyh i mantijnyh istochnikov v petrogenezise kontinental'nogo magmatizma: izotopno-geohimicheskie dannye po ranneproterozojskim pikritam Onezhskogo plato. Baltijskij shhit [The role of crustal and mantle sources in the petrogenesis of continental magmatism: isotope and geochemical evidence from the early Proterozoic picrites of the Onega Plateau. Baltic Shield]. *Petrologija* [*Petrology*]. 1995. Vol. 3, no. 4. P. 397–419.

Puhtel' I. S., Zhuravlev D. Z., Kulikova V. V., Samsonov A. V., Simon A. K. Komatiity Vodlozerskogo bloka (Baltijskij shhit) [Komatiites of the Vodlozero block (Baltic Shield)]. *DAN SSSR* [*Proceedings of the USSR Academy of Sciences*]. 1991. Vol. 317, no. 1. P. 197–202.

Rannij dokembrij Baltijskogo shhita [Early Precambrian of the Baltic Shield]. Ed. V. A. Glebovickij. St. Petersburg: Nauka, 2005. 711 p.

Ruch'ev A. M. O protolite severokarel'skih gnejsov chupinskoj svity belomorskogo kompleksa [Protolith of North Karelian gneisses in the Chupa series of the Belomorian complex]. Geologija i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and useful minerals of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2000. Iss. 2. 12 25 p.

Samsonov A. V., Berzin R. G., Zamozhnjaja N. G., Shhipanskij A. A., Bibikova E. V., Kirnozova T. I., Konilov A. N. Processy formirovanija rannedokembrijskoj kory Severo-Zapadnoj Karelii, Baltijskij shhit: rezul'taty geologicheskih, petrologicheskih i glubinnyh sejsmicheskih (profil' 4V) issledovanij [Early Precambrian crust-forming processes in NW-Karelia, Baltic Shield: evidences from geological, petrological and deep seismic (4B profiles) studies]. Glubinnoe stroenie i jevoljucija zemnoj kory vostochnoj chasti Fennoskandinavskogo shhita: profil' Kem' – Kalevala [Deep structure and crustal evolution of the Eastern Fennoscandian Shield: Kem' – Kalevala reflection profile]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2001. P. 109–143.

Samsonov A. V., Bibikova E. V., Puhtel' I. S. Izotopnye i geohimicheskie razlichija kislyh vulkanicheskih porod zelenokamennyh pojasov Karelii i ih geotektonicheskoe znachenie [Isotopic and geochemical differences of acid igneous rocks of the greenstone belts of Karelia and their geotectonic significance]. Korreljacija geologicheskih kompleksov Fennoskandii: 1-ja mezhdunarodnaja konferencija, 8–11 sentjabrja 1996, Sankt-Peterburg [Correlation of geological complexes of Fennoscandia: the 1st intern. conf., Sept. 8–11, 1996, St. Petersburg]. St. Petersburg: Mineral, 1996. P. 74–75.

Sergeev S. A. Geologija i izotopnaja geohronologija granit-zelenokamennyh kompleksov arheja Central'noj i Jugo-Vostochnoj Karelii [Geology and isotope geochronology of Archean granite-greenstone complexes in central and southeastern Karelia]: Summary of PhD (Cand. of Geol.-Min.) thesis. 1989. 24 p.

Shherbak N. P., Gor'kovec V. Ja., Dodatko A. D. i dr. Shema korreljacii stratigraficheskih podrazdelenij zhelezisto-kremnistyh formacij dokembrija Evropejskoj chasti SSSR [Correlation stratigraphic scheme of ferruginous-siliceous formations of the Precambrian of the European part of the USSR]. *Geologicheskij zhurnal* [*Geological Journal*]. Kiev: Naukova dumka, 1986. Vol. 46, no. 2. P. 5–17.

Shhipanskij A. A. Subdukcionnye i mantijno-pljumovye processy v geodinamike formirovanija arhejskih zelenokamennyh pojasov [Subduction-related and mantle plum processes in the geodynamics of formation of Archean greenstone belts]. Moscow: LKI, 2008. 560 p.

Shul'diner V. I., Levchenkov O. A., Yakovleva S. Z. i dr. Verkhnii karelii v stratigraficheskoi shkale Rossii: vybor nizhnei granitsy i regional'nye podrazdeleniya

stratotipicheskoi oblasti [The late Karelian in the stratigraphic scale of Russia: determination of its lower boundary and regional units in the stratotype area]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [*Stratigraphy and Geol. Correlation*]. 2000. № 6. P. 20–33.

Slabunov A. I. Verhnearhejskaja Keretskaja granit-zelenokamennaja sistema Karelii [Upper Archean Keret granite-greenstone system of Karelia]. *Geotektonika* [*Geotectonics*]. 1993. No. 5. P. 61–74.

Slabunov A. I. Geologija i geodinamika arhejskih podvizhnyh pojasov (na primere Belomorskoj provincii Fennoskandinavskogo shhita) [Geology and geodynamics of Archean mobile belts (example from the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. 298 p.

Slabunov A. I., Hjoltta P., Sharov N. V., Nesterova N. S. 4-D model' formirovanija zemnoj kory Fennoskandinavskogo shhita v arhee kak sintez sovremennyh geologicheskih dannyh [A 4-D framework of the Fennoscandian Shield Earth crust growth in Archean: synthesis of the shelf geological datat]. Geologija Karelii: ot arheja do nashih dnej: materialy konferencii, posvjashhennoj 50-letiju IG KarNC RAN [Geology of Karelia from the Archean to the present: proc. of the conf. on the 50th anniversary of IG KarRC RAS]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. P. 13–21.

Slabunov A. I., Stepanova A. V., Bibikova E. V. Mezoarhejskij fragment okeanicheskoj kory Central'no-Belomorskogo zelenokamennogo pojasa Belomorskoj provincii: novye geohronologicheskie dannye [Mesoarchean segment of ocean crust, Central-Belomorian greenstone belt of the Belomorian province: new geochronological data]. Granit-zelenokamennye sistemy arheja i ih pozdnie analogi: materialy nauchnoj konferencii i putevoditel' jekskursij [Archean granite-greenstone systems and their younger analogues: extended abstracts and guidebook of field trips]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2009. P. 154–156.

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Li Xiaoli, Maksimov O. A. Arhejskie coizitity Gridinskogo jeklogitsoderzhashhego melanzha (Belomorskaja provincija Fennoskandinavskogo shhita): geologija, U-Pb vozrasty cirkonov i geodinamicheskie sledstvija [Archean zoisitites of the gridino eclogitebearing melange, Belomorian province of the Fennoscandian shield: geology, U-Pb zircon ages and geodynamic setting]. *Trudy KarNTs RAN* [*Transactions of KarRC of RAS*]. 2015. No. 7. P. 85–105. doi: 10.17076/geo121

Smol'kin V. F., Sharkov E. V. Drevnij cirkon (3,8 mlrd let) v ranneproterozojskih vulkanitah Vostochnoj Karelii kak svidetel'stvo sushhestvovanija rannearhejskoj kory [Ancient zircon (3.8 Ga) in early Proterozoic volcanic rocks of Eastern Karelia as evidence of early Archean crust]. Geologija: istorija, teorija, praktika: mater. mezhdunar. konferencii, posv. 250-letiju GGM im. V. I. Vernadskogo RAN, 14–16 oktjabrja 2009 g [Geology: history, theory, practice: Proc. intern. conf. on the 250th anniversary of the Vernadsky State Geological Museum, Oct. 14–16, 2009]. Moscow, 2009. P. 232–234.

Smol'kin V. F., Sharkov E. V., Lokhov K. I., Kapitonov I. N., Sergeev S. A. Genezis vysokomagnezial'nykh vulkanitov Vetrenogo Poyasa paleoproterozoya po dannym issledovanii U-Pb- i Lu-Hf- sistem v tsirkonakh (Vostochnaya Kareliya) [Genesis of high-magnesium volcanic rocks of the Palaeoproterozoic Vetreny Belt (Eastern Karelia) according to the data from the study of U-Pb and Lu-Hf systems in zircons]. *DAN* [*Dokl. Earth Sciences*]. 2011. Vol. 439, no. 4. P. 528–533.

Sochevanov N. N., Arestova N. A., Matrenichev V. A., Lobach-Zhuchenko S. B., Guseva V. F. Pervye dannye o Sm-Nd vozraste arhejskih bazal'tov Karel'skoj granit-zelenokamennoj oblasti [First data on Sm-Nd age of Archean basalts in Karelian granite-greenstone region]. *DAN SSSR* [*Proceedings of the USSR Academy of Sciences*]. 1991. Vol. 318, no. 1. P. 175–180.

Sokolov V. A., Hejskanen K. I. Geologo-litologicheskaja harakteristika proterozojskih (jatulijskih) kor vyvetrivanija v Karelii [Geological and geochemical characteristics of Proterozoic (Jatulian) weathering crusts in Karelia]. Problemy osadochnoj geologii dokembrija [Problems of sedimentary geology of the Precambrian]. Moscow, 1966. Iss. 1. P. 176–185.

Stepanov V. S., Slabunov A. I. Amfibolity i rannie bazit-ul'trabazity dokembrija Severnoj Karelii [Amphibolites and early basite-ultrabasites of the Precambrian in Northern Karelia]. Leningrad: Nauka, 1989. 176 p.

Stepanov V. S., Slabunov A. I., Stepanova A. V. Porodoobrazujushhie i akcessornye mineraly pozdnearhejskih peridotitov rajona ozera Serjak (Belomorskij podvizhnyj pojas Fennoskandinavskogo shhita) [Rock-forming and accessory minerals of Late Archean peridotites from the Lake Seryak area (Belomorian mobile belt, Fennoscandian Shield)]. Geologija i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and useful minerals of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2003. Iss. 6. 17–25 p.

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Larionov A. N. Zakljuchitel'nyj jepizod magmatizma srednego paleoproterozoja v Onezhskoj strukture: dannye po doleritam Zaonezh'ja [The final episode of the middle Proterozoic magmatism in the Onega structure: data on Trans-Onega dolerites]. *Trudy KarNTs RAN* [*Transactions of KarRC of RAS*]. 2014. No. 1. P. 3–16.

Stepanova A. V., Stepanov V. S., Slabunov A. I. Dostizhenija i problemy v izuchenii osnovnogo magmatizma Belomorskoj provincii Fennoskandinavskogo shhita [Achievements and problems in the study of mafic magmatism in the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield]. Geologija Karelii: ot arheja do nashih dnej: materialy konferencii, posvjashhennoj 50-letiju IG KarNC RAN [Geology of Karelia from the Archean to the present: proc. of the conf. on the 50th anniversary of IG KarRC RAS]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. P. 79–90.

Stratigraficheskii kodeks Rossii [Stratigraphic Code of Russia]. St. Petersburg: VSEGEI, 2006. 96 p.

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

Svetov S. A. Magmaticheskie sistemy zony perehoda okean-kontinent v arhee vostochnoj chasti Fennoskandinavskogo shhita [Archean magmatic systems of the ocean-continent transition zone in the eastern Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. 230 p.

Svetov S. A. Mezoarhejskie komatiit-bazal'tovye kompleksy: litogeohimicheskie tipy i ih rol' v arhitekture

rannej kontinental'noj kory [Mesoarchean komatiite-basalt complexes: lithogeochemical types and their role in the early architecture of the continental crust]. Materialy XII Vserossijskogo petrograficheskogo soveshhanija, IG KarNC RAN [Proc. XII All-Russian petrographic conf., IG KarRC RAS]. Petrozavodsk, 2015. P. 26–29.

Svetov S. A., Gogolev M. A., Svetova A. I., Nazarova T. N. Ksenolity i avtolity v drevneishei adakitovoi serii Fennoskandinavskogo shchita [Xenoliths and autoliths in the ancient adakite series of the Fennoscandian Shield]. *Trudy KarNTs RAN* [*Transactions of KarRC of RAS*]. 2012. No. 3. P. 122–136.

Svetov S. A., Svetova A. I. Arhejskaja subdukcija: markernye porodnye associacii i arhitektura [Archaean subduction: marker rock assemblages and architecture]. Geologija Karelii ot arheja do nashih dnej: materialy konferencii [Geology of Karelia from the Archean to the present: conf. proc.]. Petrozavodsk, 2011. P. 22–32.

Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N. Vedlozersko-Segozerskij zelenokamennyj pojas Central'noj Karelii – novye geohronologicheskie dannye i interpretacija rezul'tatov [Vedlozero-Segozero greenstone belt, Central Karelia: new geochronological data and interpretation of results]. *Geologija i poleznye iskopaemye Karelii* [*Geology and useful minerals of Karelia*]. 2010. No. 13. P. 5–12.

Svetova A. I. Arhejskij vulkanizm Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo pojasa Karelii [Archean volcanism in the Vedlozero-Segozero greenstone belt of Karelia]. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR, 1988. 148 p.

Svetova A. I., Svetov S. A., Nazarova T. N. Mezoarhejskie sedimentacionnye ansambli v predelah ofiolitopodobnyh kompleksov Central'no-Karel'skogo terrejna [Mesoarchaean sedimentary ensembles in ophilolite-like complexes of the Central Karelian Terrane]. *Geologija i poleznye iskopaemye Karelii* [*Geology and useful minerals of Karelia*]. Petrozavodsk: KarRC of RAN, 2008. P. 135–141.

Sviridenko L. P., Svetov A. P. Valaamskij sill gabbro-doleritov i geodinamika kotloviny Ladozhskogo ozera [Valaam gabbro-dolerites sill and geodynamics of Lake Ladoga basin]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. 123 p.

Vishnevskij S. A., Ivashhenko V. I., Rajtala J., Pal'chik N. A., Leonova I. V. Udarno-metamorfizovannoe uglerodistoe veshhestvo i vmeshhajushhie impaktity iz astroblemy Janis'jarvi, Karelija: novye dannye [Shock metamorphism of carbonaceous matter in impactites of the Janisjärvi astrobleme, Karelia: new data]. Geologija i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and useful minerals of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2004. Iss. 7. P. 185–192.

Volodichev O. I. Belomorskij kompleks Karelii (geologija i petrologija) [The Belomorian complex of Karelia (geology and petrology)]. Leningrad: Nauka, 1990. 245 p.

Vulkanizm arhejskih zelenokamennyh pojasov Karelii [Volcanism in the Archean greenstone belts of Karelia]. Leningrad: Nauka, 1981. 154 p.

Zhelezisto-kremnistye formacii dokembrija Evropejskoj chasti SSSR: Stratigrafija [Precambrian ferruginous-siliceous formations in the European part of the USSR: Stratigraphy]. Kiev: Naukova dumka, 1988. 192 p.

Alekseev N. L., Balagansky V. V., Zinger T. F., Levchenkov O. A., Glebovitsky V. A., Makeev A. F., Jakovleva S. Z. Late Archean evolution of the junction between the Belomorian mobile belt and Karelian craton, Baltic Shield: Evidence from new isotope data. *Doklady Earth Sciences*. 2004. Vol. 397, no. 6. P. 743–746.

Amelin Yu. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Sheld: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting, *Precambrian Research*. 1995. Vol. 75. P. 31–46.

Arestova N. A., Chekulaev V. P., Matveeva L. V., Kucherovsky G. A., Lepekhina E. N., Sergeev S. A. New age data on the Archean rocks of the Vodlozero domain, Baltic Shield, and their significance for geodynamic reconstructions]. *Doklady Earth Sciences*. 2012. Vol. 442, no. 1. P. 1–7.

Balagansky V. V., Alekseev N. L., Huhma H., Azimov P. Ja., Levsky L. K., Pin'kova L. O. Provenance of the Sumian basal schists and age of the Lopian metavolcanic rocks at the Archean-Proterozoic boundary in the Kukasozero structure, North-Karelia zone of the Karelides, Baltic Shield. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2011. Vol. 19, no. 4. P. 369–384.

Baltybaev Sh. K., Levchenkov O. A., Berezhnaya N. G., Levsky L. K., Makeev A. F., Yakovleva S. Z. Age and duration of Svecofennian plutono- metamorphic activity in the Ladoga area, southeastern Baltic Shield. *Petrology*. 2004. Vol. 12, no. 4. P. 340–347.

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

Bibikova E. V., Bogdanova S. V., Glebovitsky V. A., Claesson S., Skiöld T. Evolution of the Belomorian belt: NORDSIM U–Pb zircon dating of the Chupa paragneisses, magmatism, and metamorphic stages. *Petrology.* 2004. Vol. 12, no. 3. P. 195–210.

Bibikova E. V., Samsonov A. V., Petrova A. Ju., Kirnozova T. I. The Archean geochronology of western Karelia. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2005. Vol. 13, no. 5. P. 459–475.

Bibikova E. V., Samsonov A. V., Shchipansky A. A., Bogina M. M., Gracheva T. V., Makarov V. A. The Hisovaara structure in the northern Karelian greenstone belt as a late Archean accreted island arc: Isotopic geochronological and petrological evidence. *Petrology*. 2003. Vol. 11, no. 3. P. 261–290.

Bibikova E. V., Slabunov A. I., Bogdanova S. V., Skiöld T., Stepanov V. S., Borisova E. Yu. Early magmatism of the Belomorian mobile belt, Baltic Shield: Lateral zoning and isotopic age. *Petrology*. 1999. Vol. 7, no. P. 123–146.

Bibikova E. V., Skiöld T., Bogdanova S. V. Age and geodynamic aspects of the oldest rocks in the Precambrian Belomorian Belt of the Baltic (Fennoscandian) Shield. Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. London Geological society. Special publication. 1996. No. 112. P. 55–67.

Bogdanova S. V., Bibikova E. V. The "Saamian" of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constrains. *Precambrian Res*. 1993. Vol. 64. P. 131–152.

Borisova E. Yu., Bibikova E. V., Lvov A. B., Miller Yu. V. U-Pb age and nature of magmatic complex of Seryak mafic zone (the Belomorian Mobile Belt) Baltic Shield. *Terra Nova*. 1997. Vol. 9. Abs. Suppl. 1. 132 p.

Bridgwater D., Scott D. J., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Marker M., Bushmin S. A., Alexeyev N. L. and Daly J. S. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data. *Terra Nova*. 2001. Vol. 13. P. 32–37.

Chekulaev V. P., Arestova N. A., Lobach-Zhuchenko S. B., Sergeev S. A. Age of dikes in ancient tonalites of the Vodlozero terrane as the key to Archean evolution of basic magmatism of the Fennoscandian Shield. *Doklady Earth Sciences*. 2009. Vol. 428, no. 7. P. 1117–1119.

Glebovitsky V. A., Miller Ju. V., Drugova G. M., Mil'kevich R. I., Vrevskii A. B. The Structure and metamorphism of the Belomoride – Lapland collision zone. *Geotectonics*. 1996. No. 1. P. 53–63.

Glebovitsky V. A., Zinger T. F., Belyatskii B. V. The age of granulites and nappe formation in the western White Sea belt. *Doklady Earth Sciences*. 2000. Vol. 371, no. 2. P. 255–258.

Hannah J. L., Stein H. J., Zimmerman A., Yang G., Markey R. J., Melezhik V. A. 2006. Precise 2004 ± 9 Ma Re-Os age for Pechenga black shale: comparison of sulfides and organic material. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70. 2006. A228.

Hanski E. J., Melezhik V. A. Litho- and chronostratigraphy of the Paleoproterozoic Karelian Formations. *Reading the Archive of Earthes Oxygenation*. Vol. 1. Berlin: Springer, 2012. P. 39–110.

Höltta P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A. and Sorjonen-Ward P. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield. *Evolution of Archean Crust and Early Life*. Dilek Y., Furnes H. (Eds). Modern Approaches in Solid-Earth Sciences. Springer. 2014. Vol. 7. P. 55–102.

Höltta P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A. and Sorjonen-Ward P. The Archaean of the Karelian province in Finland. Geological survey of Finland. Special paper. 2010. Vol. 54. P. 73–174.

Kaulina T. V., Bogdanova M. N. New U-Pb data on magmatic and metamorphic processes in the northwestern White sea region. *Doklady Earth Sciences*. 1999. Vol. 367, no. 5. P. 677–679.

Kohonen J. From continental rifting to collisional crustal shortening – Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Hoytianen area in North Karelia, Finland. Geol. Surv. Finland Bul. 1995. No. 380. 82 p.

Koistinen T., Stephens M. B., Bogachev V., Nordgulen Ø., Wennerström M., Korchonen J. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. Trondheim: Geological Survey of Norway, Uppsala: Geological Survey of Sweden, Moscow: Ministry of Natural Resources of Russia, Espoo: Geological Survey of Finland, 2001.

Konopelko D. L., Ivanikov V. V. Postorogenic intrusions of the NW Ladoga region. In: Haapala I., Ramo O. T., Kostinen P. The Seventh International Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Helsinki. Abstract vol., Helsinki Univ. Press, 1996. P. 37.

Kozhevnikov V. N., Berezhnaya N. G., Presnjakov S. L., Lepehina E. N., Antonov A. V., Sergeev S. A. Geochronology (SHRIMP-II) of zircons from Archean stratotectonic associations of Karelian greenstone belts: signigicance for stratigraphic and geodynamic reconstructions. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2006. Vol. 14, no. 3. P. 240–259.

Kozhevnikov V. N., Skublov S. G. Detritic zircons from the Archean quartzites of the Matlakhta greenstone belt of the Karelian craton: hydrothermal alterations, mneral inclusions, and isotope age. *Doklady Earth Sciences*. 2010. Vol. 430, no. 2. P. 223–227.

Kozhevnikov V. N., Skublov S. G., Marin Ju. B., Medvedev P. V., Systra Ju., Valensia V. Hadean – Archean detrital zircons from Jatulian quartzites and conglomerates of the Karelian craton. *Doklady Earth Sciences*. 2010. Vol. 431, no. 1. P. 318–323.

Kulikov V. S., Bychkova Ya. V., Kulikova V. V., Ernst R. The Vetreny Poyas (Vetreny Belt) A essential component of the ca. 2,5–2.4 Ga Sumian large igneous province. *Precambrian Research*. 2010. Vol. 183. P. 589–601.

Kuptsova A. V., Khudoley A. K., Davis W., Rainbird R. H., Kovach V. P., Zagornaya N. Yu. Age and provenances of sandstones from the Riphean Priozersk and Salmi formations in the eastern Pasha-Ladoga basin (southern margin of the Baltic Shield). *Stratigraphy and Geological correlation*. 2011. Vol. 19, no. 2. P. 125–140.

Lauerma R. Kalliopera kartta 4621+4623 Salla, Suomen geologinen kartta 1:1000000. 1967.

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.

Levchenkov O. A., Mil'kevich R. I., Miller Ju. V., Zinger T. F., L'vov A. B., Myskova T. A., Shuleshko I. K. U-Pb isotope age of metaandesites in the upper sequence of the Tikshozero greenstone belt (Lake Verkhnie Kichany, Northern Karelia). *Doklady Earth Sciences*. 2003. Vol. 389, no. 3. P. 384–387.

Levchenkov O. A., Zinger T. F., Duk V. L., Jakovleva S. Z., Baikova V. S., Shuleshko I. K., Matukov D. I. U-Pb zircon age of the hypersthene diorite and granodiorite of Pan'gomnavolok Island (Baltic Shield, White sea tectonic zone). *Doklady Earth Sciences*. 1996. Vol. 349, no. 5. P. 852–854.

Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Mil'kevich R. I., Levchenkov O. A., Sergeev S. A. Stratigraphy of the Kostomuksha belt in Karelia (upper Archean) as inferred from geochronological, geochemical and isotopic data. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2000a. Vol. 8, no. 4. P. 319–326.

Lobach-Zhuchenko S. B., Glebovitskii V. A., Arestova N. A. Mantle sources of rocks in the Vodlozero Domain of the Fennoscandian Shield]. *Doklady Earth Sciences*. 2009. Vol. 429, no. 8. P. 1284–1287.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Levskii L. L., Kovalenko A. V. Archean terrains in Karelia: geological and isotopic-geochemical evidence. *Geotectonics*. 2000b. Vol. 34, no. 6. P. 452–466.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Sergeev S. A., Levchenkov O. A., Krylov I. N. Archaean rocks from southern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain). *Precambrian Res*. 1993. Vol. 62. P. 375–379.

Lobach-Zhuchenko S. B., Levchenkov O. A., Chekulaev V. P., Krylov I. N. Geological evolution of the Karelian granite-greenstone terrain. *Precambrian Research*. 1986. Vol. 33. P. 46–66.

Lokhov K. I., Glebovitsky V. A., Pindyurina E. O., Gol'tsin N. A., Bushmin S. A. Lu-Hf isotope system in zircons as an indicator of genesis of high-alumina rocks from metamorphic complexes. *Doklady Earth Sciences*. 2013. Vol. 453, no. 2. P. 1197–1199.

Lubnina N. V., Mertanen S., Soderlund U., Bogdanova S., Vasilieva T. I., Frank-Kamenetsky D. A new key pole for the East European Craton at 1452 Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia). *Precambrian Research*. 2016. Vol. 183. P. 442–462.

Lubnina N. V., Pisarevsky S. A., Söderlund U., Nilsson M., Sokolov S. J., Khramov A. N., Iosifidi A. G., Ernst R., Romanovskaya M. A., Pisakin B. N. New palaeomagnetic and geochronological data from the Ropruchey sill (Karelia, Russia): implications for late Paleoproterozoic palaeogeography. Supercontinent Symposium 2012. Programme and Abstracts. Mertanen S., Pesonen L. J. and Sangchan P. (eds). Geological Survey of Finland, Espoo, Finland. 2012. P. 81–82.

Manninen T. Sallan alueen vulkaniitit. Lapin vulkaniittiprojektin raportti. Espoo, 1991. 97 p.

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

Mertanen S., Eklund O., Shebanov A., Frank-Kamcnetsky D., Vasilieva T. Paleo- and Mesoproterozoic dyke swarms in the Lake Ladoga area, NW Russia – paleomagnetic studies. Dyke Swarms – Time Markers of Crustai Evolution / E. Hanski, S. Mertanen, T. Ramo, J. Vuoilo (eds). London: Taylor & Francis Group, 2006. P. 63–74.

Mil'kevich R. I., Myskova T. A., Glebovitsky V. A., L'vov A. B., Berezhnaja N. G. Kalikorva structure and its position in the system of the northern Karelian greenstone belts: geochemical and geochronological data. *Geochemistry International*. 2007. Vol. 45, no. 5. P. 428–450.

Mints M. V., Belousova E. A., Konilov A. N., Natapov L. M., Shchipansky A. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Dokukina K. A., Kaulina T. V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*. 2010. Vol. 38. P. 739–742.

Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Geol. Soc. Finland Bull*. 2003. Vol. 75, no. 1–2. P. 51–68.

Myskova T. A., Berezhnaya N. G., Glebovitsky V. A., Mil'kevich R. I., Lepekhina E. N., Matukov D. I., Antonov A. V., Sergeev S. A., and Shuleshko I. K. Findings of the Oldest (3600 Ma) Zircons in Gneisses of the Kola Group, Central Kola Block, Baltic Shield: Evidence from U–Pb (SHRIMP-II) Data. *Doklady Earth Sciences*. 2005. Vol. 402, no. 4. 2005. P. 547–550.

Myskova T. A., Glebovitsky V. A., Miller Ju. V., L'vov A. B., Kotov A. B., Kovach V. P., Zagornaja N. Ju. Su-pracrustal sequences of the Belomorian mobile belt: protoliths, age, and origin. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2003. Vol. 11, no. 6. P. 535–549.

Ogg J. G., Ogg G., Gradstein F. M. The Concise Geologic Time Scale. Cambridge. 2008. 177 p.

Precambrian Ophiolites and Related Rocks (Developments in Precambrian Geology). (Ed. by T. M. Kusky). Elsevier Science. 2004. Vol. 13. 772 p.

Priyatkina N., Khudoley A. K., Ustinov V. N., Kullerud K. 1.92 Ga kimberlitic rocks from Kimozero, NW Russia: their geochemistry, tectonic setting and unusual field occurrence. *Precambrian Res*. 2014. 249. P. 162–179.

Puchtel I. S., Arndt N. T., Hofmann A. W. et al. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2,0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. No. 130. P. 134–153.

Puchtel I. S., Brugmann G. E., Hofmann A. W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a maficultramafic sill in the 2,0 Ga Onega plateau (Baltic Shield). *Earth Planet. Sc. Lett.* 1999a. Vol. 170. P. 447–461.

Puchtel I., Hofmann A., Amelin Y., Garbe-Schönberg C. D., Samsonov A., Shchipansky A. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, the Baltic shield: isotope and trace element constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999b. Vol. 63, no. 21. P. 3579–3595.

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 155. P. 57–74.

Puchtel I. S., Humayun M., Walker R. J. Os-Pb-Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield. *Precambrian Research*. 2007. Vol. 158. P. 119–137.

Ramo O. T., Manttari I., Vaasjoki M., Upton B. G. J., Sviridenko L. P. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia. *Geol. Soc. of Amer. Abstract with Programs*. 2001. Vol. 33. P. 6.

Ramo O. T. Sr isotopic composition of Finnish rapakivi granites: the Suomenniemi batholiths. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1999. Vol. 71. P. 339–345.

Ramsay W. Uber die prakambrischen Systemeim ostlischen Teil von Fennoskandia. Central. Min. Geol. Paleont. 1907.

Robertson A. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites In the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*. 65. 2002. P. 1–67.

Sergeev S. A., Bibikova E. V., Matukov D. I., Lobach-Zhuchenko S. B. Age of the magmatic and metamorphic processes in the Vodlozero complex, Baltic Shield: an ion microprobe (SHRIMP II) U-Th-Pb isotopic study

of zircons]. *Geochemistry International*. 2007. Vol. 45, no. 2. P. 198–205.

Sharkov E. V., Belyatskii B. V., Bogina M. M., Chistyakov A. V., Shchiptsov V. V., Antonov A. V., Lepekhina E. N. Genesis and age of zircon from alkali and mafic rocks of the Elet'ozero Complex, North Karelia. *Petrology*. 2015. Vol. 23, no. 3. P. 259–280.

Shebanov A., Eklund O., Helenius E., Frank-Kaminetsky D. Probing the hidden Archaean-Proterozoic boundary in Karelia using zircons in lamprophyres. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2006. Special Issue 1. P. 144.

Shchipansky A. A., Babarina I. I., Krylov K. A., Samsonov A. V., Bogina M. M., Bibikova E. V., Slabunov A. I. The oldest ophiolites: the late Archean suprasubduction zone complex Iringora structure, North Karelian greenstone belt. *Doklady Earth Sciences*. 2001. Vol. 377, no. 3. P. 283–287.

Shchipansky A. A., Khodorevskaya L. I., Slabunov A. I. The geochemistry and isotopic age of eclogites from the Belomorian Belt (Kola Peninsula): evidence for subducted Archean oceanic crust. *Russian Geol. and Geophys*. 2012. Vol. 53. P. 262–280.

Shchipansky A. A., Samsonov A. V., Bogina M. M., Slabunov A. I., Bibikova E. V. High-Mg, low-Ti quartz amphibolites of the Khizovaara greenstone belt, Northern Karelia: Archean metamorphosed boninites? *Doklady Earth Sciences*. 1999. Vol. 365, no. 3. P. 422–425.

Shchipansky A. A., Slabunov A. I. Provenance of "Svecofennian" zircons in the Belomorian mobile belt, Baltic shield, and some geodynamic implications. *Geochemistry International*. 2015. No. 10. P. 869–891.

Slabunov A. I., Azimov P. Ya., Glebovitsky V. A., Zhang L., Kevlich V. I. Archean and Paleoproterozoic migmatization in the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: petrology, geochronology and geodynamic setting. *Doklady Earth Sciences*. 2016. Vol. 467, no. 1. P. 71–74.

Slabunov A. I., Bibikova E. V., Volodichev O. I. U-Pb isotopic ages of en- derbites and charnockites from the Notozero granulite-enderbite-charnockite complex, Belomorian province. Granulite and eclogite complexes in the Earth's history. Extended Abstract and Field Guide. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011a. P. 217–220.

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O. I., Shchipansky A. A., Svetov S. A., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield. European Lithosphere Dynamics. London: The Geological Society Publishing House, 2006. P. 18–38.

Slabunov A. I., Svetov S. A., Kulikov V. S., Polin A. K. A new geological map of the SE Fennoscandian Shield as a tool for the Early Precambrian Crustal Evolution study (exemplified by the Archean) // Lithosphere 2016. Ninth Symposium on stucture, composition and evolution of the lithosphere in Fennoscandia. Programme and Extended abstracts. Institute of Seismology, University of Helsinki. Finland. Report S-65. 2016. P. 131–134.

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Nurmi P. A., Sorjonen-Ward P. (eds). Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 17. 1993. P. 9–102.

Stepanova A. V., Sal'nikova E. B., Samsonov A. V., Larionova Ju. O., Stepanov V. S. 2.3 Ga intraplate magmatism on the Karelian craton: implications for the problem of "endogenic shutdown" in the Paleoproterozoic. *Doklady Earth Sciences*. 2014. Vol. 457. P. 965–970.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*. 2010. Vol. 183, no. 3. P. 602–616.

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.* 2014. Vol. 55, no. 9. P. 1719–1751.

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*. 2015. Vol. 259. P. 43–57.

Svetov S. A., Golubev A. I., Svetova A. I. Geochemistry of Sumian basaltic andesites of Central Karelia. *Geochemistry International*. 2004. No. 7. P. 630–640.

Svetov S. A., Kudrjashov N. M., Ronkin Ju. L., Huhma H., Svetova A. I., Nazarova T. N. Mesoarchean island- arc association in the Central Karelian Terrane, Fennoscandian Shield: new geochronological data. *Doklady Earth Sciences*. 2006. Vol. 406, no. 1. P. 103–106.

Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikov V. S. A new geological map of the SE Fennoscandian Shield as a basis for the study of the evolution of the early earth crust // 35th International Geological Congress, Cape Town, South Africa. Abstracts. Alexandria: American Geosciences Institute. 2016. P. 3935. URL: http://www.americangeosciences.org/information/igc (accessed: 15.09.2016)

Svetov S. A., Svetova A. I. The REE systematics of upper Archean sedimentary assemblages in Central Karelia. *Doklady Earth Sciences*. 2004. Vol. 394, no. 1. P. 104–108.

Timmerman M. J., Daly J. S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway. *Precambrian Res*. 1995. Vol. 72. P. 97–107.

Vaasjoki M., Ramo O. T., Sakko M. New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraintson the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite-diabase dyke association of southeastern Finland. Precambrian Granitoids-Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny. *Prec. Res*. Eds I. Haapala, K. C. Condie. 1991. Vol. 51. P. 227–243.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Bibikova E. V., Konilov A. N., Kuzenko T. I. Archean eclogites in the Belomorian mobile belt, Baltic Shield. *Petrology*. 2004. No. 6. P. 540–560.

Received May 11, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Куликов Вячеслав Степанович
главный научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: kulikov@krc.karelia.ru

Светов Сергей Анатольевич
зам. директора, руководитель лаб., д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская 11, г. Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

Слабунов Александр Иванович
заведующий лаб., д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: slabunov@krc.karelia.ru
тел.: +79814024207

Куликова Виктория Владимировна
ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: vkulikova@yandex. ru

Полин Александр Константинович
ведущий научный сотрудник, к. ф.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: polin@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 783630

Голубев Анатолий Иванович
заведующий лаб., к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: golubev@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 769824

Горьковец Валентин Яковлевич
ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: gorkovet@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

Иващенко 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

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:

Kulikov, Vyacheslav
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: kulikov@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
tel.: (8142) 782753

Slabunov, Alexandr
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: slabunov@krc.karelia.ru
tel.: +79814024207

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

Polin, Alexandr
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: polin@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 783630

Golubev, Anatoly
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: golubev@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 769824

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

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

Gogolev, Maxim
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: mag>333@mail. ru
tel.: (8142) 782753

Труды Карельского научного центра РАН
№ 2. 2017. С. 42–59
Опубликовано в онлайн-версии в декабре 2016
DOI: 10.17076/geo384

УДК 553.04 [553.491+553.411+553.078] (470.22)

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА РЕСУРСНОЙ БАЗЫ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ПЕРСПЕКТИВНЫХ РУДНЫХ РАЙОНАХ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА

А. И. Голубев, В. И. Иващенко

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Показано, что перспективы наращивания ресурсной базы золота и платиноидов в Карельском регионе связываются как с известными в его пределах ведущими генетическими типами благороднометалльного оруденения (малосульфидный Pt-Pd в расслоенных плутонах и габбродолеритах, Cu-U-Mo-V-Pt-Pd-Au полигенный – падминский, золоторудный орогенный мезотермальный и комплексный золото-порфировый), так и с нетрадиционными, новыми для него (стратиформным черносланцевым, железооксидным с медью и золотом – IOCG, золото-урановым – типа Ромпас). Приведены краткие минералого-геохимические характеристики благороднометалльной минерализации в метапироксенитах Кааламского и Вялимякского магматических комплексов, апоскарновых метасоматитах Латвасюрья в Приладожье, черных сланцах Заонежья. Определены минералого-геохимические индикаторы благороднометалльного рудогенеза в палеопротерозойских траппах Карелии, апробированные на Пудожгорском магматическом комплексе и Чинозерском силле. Установлена вариативность PT-параметров рудогенных процессов в Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоне, рассматриваемая как один из действенных критериев ее прогнозно-металлогенической оценки на орогенное золото.

Ключевые слова: докембрий; Карелия; золото; платина; палладий; малосульфидный Pt-Pd тип оруденения; расслоенные плутоны; габбродолериты; Пудожгорское месторождение; орогенное мезотермальное золото; сдвиговые зоны.

A. I. Golubev, V. I. Ivashchenko. PROGNOSTIC ESTIMATE OF NOBLE-METAL RESOURCES IN PROMISING ORE DISTRICTS OF THE KARELIAN REGION

The gold and platinoid resources of the Karelian region are expected to increase. Our prediction is based on the leading genetic types of noble-metal mineralization known in the region such as the low-sulphide Pt-Pd type in layered plutons and gabbro-dolerites, Cu-U-Mo-V-Pt-Pd-Au polygenic Padma type, orogenic mesothermal gold type and complex gold-porphyry type, as well as new types not reported earlier such as stratiform black shale type, iron oxide type with copper and gold (IOCG) and Rompas gold-uranium type. Noble-metal mineralization in the metapyroxenites of the Kaalamo and Välimäki igneous complexes, Latvasyrja aposkarn metasomatic rocks in Priladozhye (Lake Ladoga area) and Zaonezhye (Trans-Onega) black shales are described briefly mineralogically and geochemically. The mineralogical and geochemical indicators of noble-metal ore formation in Karelia's Paleoproterozoic trapps, tested at the Pudozhgorsky igneous complex

and the Chinozero sill, are identified. Variations in the PT-parameters of ore formation in the Koikary-Vygozero shear zone are interpreted as a reliable criterion for its predictive metallogeny evaluation for orogenic gold.

K e y w o r d s: Precambrian; Karelia; gold; platinum; palladium; low-sulphide Pt-Pd type of mineralization; layered plutons; gabbro-dolerites; Pudozhgorskoye deposit; orogenic mesothermal gold; shear zones.

Введение

Объектами исследований по прогнозной оценке благороднометалльной ресурсной базы перспективных рудных районов Карелии являлись Пудожгорский, Кааламский и Вялимякский магматические комплексы и их аналоги, углеродсодержащие (шунгитовые) сланцы Заонежья, метасоматиты и оруденение Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоны, золоторудные проявления южного окончания архейского зеленокаменного пояса Иломантси-Хатту-Ялонвара и апоскарновых метасоматитов Приладожья. Методической основой исследований служил системный анализ. Наряду с классическими стандартными геологическими методами проводились прецизионные аналитические исследования пород, руд и минералов с использованием современного научного оборудования – сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH с микроанализатором INCA ENERGY 350, ICP-MS, ЭПР и др. Анализы на золото и платиноиды выполнялись в ЦНИГРИ пробирно-масс-спектрометрическим и пробирно-атомно-абсорбционным методами. Изотопные определения возраста (Re-Os) пород и руд выполнялись в Изотопном центре ВСЕГЕИ.

Результаты исследований

На территории Карелии известно несколько десятков перспективных рудных объектов, относящихся как к традиционным, так и к новым для региона типам благороднометалльного оруденения (рис. 1; табл. 1, 2).

Ведущими типами платинометалльного оруденения в Карельском регионе (табл. 1) являются: магматические малосульфидный платино-палладиевый в расслоенных плутонах (Бураковский, Олангская группа) и платино-палладиевый с золотом в габбродолеритах (Пудожгорская и Койкарско-Святнаволокская интрузии), полигенный Cu-U-Mo-V-платино-палладиевый с Au (падминский подтип) в альбит-карбонатных метасоматитах черносланцевых толщ зон складчато-разрывных дислокаций (СРД) и смятия (Падма, Весеннее, Царевское, Космозеро и др.).

Малосульфидный платино-палладиевый тип оруденения приурочен к ритмично-расслоенным и дифференцированным мафит-ультрамафитовым комплексам – Бураковскому и Олангскому (рис. 1). В Бураковском плутоне минералы платиновой группы представлены преимущественно теллуридами и висмутидами платины и палладия, реже – интерметаллидами и сульфидами. Содержание металлов платиновой группы (МПГ) в микрорасслоенных горизонтах достигает 3 г/т в клинопироксенитовой зоне и до 6 г/т в полосчатой подзоне при постоянном преобладании Pd над Pt. Среднее содержание МПГ – 0,42 г/т, золота – 0,49. Между содержанием платиноидов и сульфидов отмечается прямая корреляционная зависимость. Прогнозные ресурсы благородных металлов в Бураковском плутоне, по данным ЗАО «Норит», составляют ~600 т, по другим оценкам [Логинов и др., 2007] – ~2000 т, что представляется крайне завышенным.

В интрузивах Олангской группы платинометалльное оруденение приурочено преимущественно к норитовой серии дифференциатов. В массиве Луккулайсваара выявлено семь рудных зон мощностью 12–150 м и протяженностью до 5 км, содержащих бедную сульфидную вкрапленность (1–2 %) с МПГ [Клюнин и др., 1994 и др.]. Содержание МПГ – от 1,5–2 до 20 г/т. По результатам разведочных работ, проводившихся ЗАО «Норит», запасы и ресурсы МПГ и золота на рудопроявлениях массива Луккулайсваара составляют 74 т со средним содержанием Σ Pt, Pd, Au 1,75 г/т. В массиве Кивакка продуктивна на МПГ зона ритмично расслоенных норитов с вкрапленностью (до 1 %) сульфидов. Содержание ΣМПГ не превышает 4,6 г/т (Pt/Pd – от 0:3 до 2:1). Минералы МПГ и золота образуют микровключения в сульфидах. Общие прогнозные ресурсы благородных металлов по Олангской группе проявлений составляют ($P_1 + P_2$) ~200 т, в т. ч. золота ~20 т.

Проявления малосульфидного платино-палладиевого типа оруденения выявлены также в метапироксенитах Кааламского и Вялимякского магматических комплексов (~1,89 млрд лет) в Приладожье (см. рис. 1, 2) [Иващенко, Лавров, 1997; Иващенко и др., 2016].

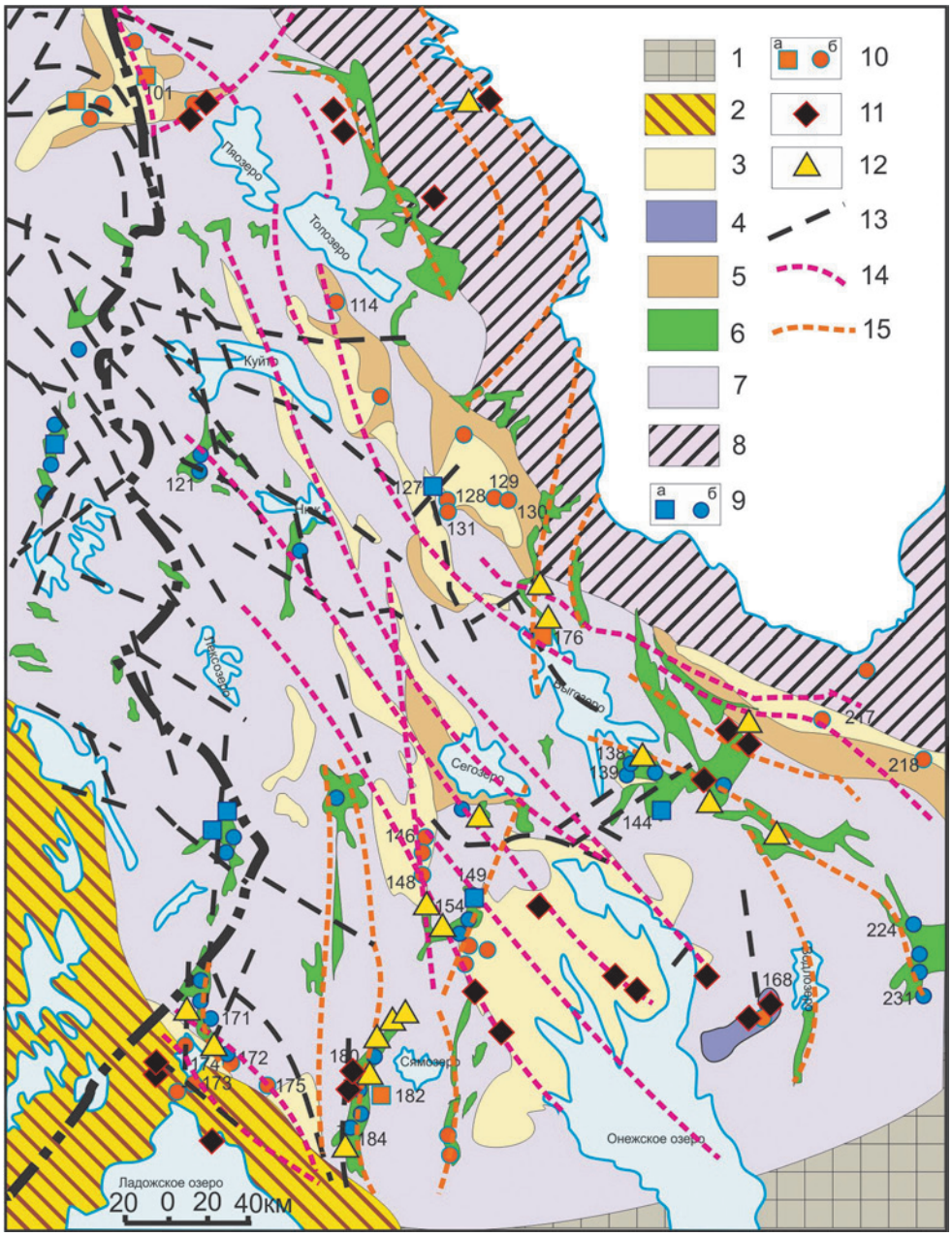


Рис. 1. Схема размещения благороднометалльных и серноколчеданных месторождений и проявлений на территории Карелии; с использованием данных: [Ахмедов и др., 2001; Коровкин и др., 2003; Минерально-сырьевая база..., 2005]:

1 – платформенный чехол; 2 – Свекофеннский складчатый пояс; 3–7 – Карельский кратон: 3 – ятулий, людиковий, калевий, вепсий нерасчлененные, 4 – Бураковский рассло-енный ультрамафитовый массив (PR_1); 5 – сумий и сариолий нерасчлененные, 6 – лопий, 7 – комплекс основания; 8 – Беломорский мобильный пояс; 9, 10 – золоторудные объекты (а – месторождения, б – проявления): 9 – архейские, 10 – протерозойские (101 – Майское, 114 – Шомбозерское, 121 – Таловейс, 127 – Лобаш-1, 128 – Железные Ворота, 129 – Шуезерское, 130 – Риговарака, 131 – Нигалма, 138 – Заломаевское, 139 – Южно-Заломаевское, 144 – Рыбозерское, 146 – Питкулампинское, 148 – Ятулий-1, 149 – Педролампи, 154 – Эльмус, 168 – Меридиональная зона, 171 – Соанварское, 172 – Ялонвара, Хатуноя, 173 – Пякюля, Янис, 174 – Райконкоски, 175 – Фаддейнкелья, 176 – Воицкое, 180 – Центральное, 182 – Новые Пески, 184 – Няльмозерское, Ведлозерское, 217 – Нименьга, 218 – Кожозерское, 224 – Надвиговое, 231 – Кенозерское); 11 – платинометалльные проявления; 12 – серноколчеданные месторождения; 13 – тектонические нарушения, контролирующие размещение мелких золоторудных проявлений и пунктов минерализации; 14, 15 – зоны сдвиговых дислокаций с золотоносными метасоматитами: 14 – протерозойские, 15 – архейские

Таблица 1. Рудно-формационные типы платинометалльных объектов перспективных рудных районов Карельского региона

Рудные формации	Тип, подтип	Геологические формации	Месторождения, проявления	Возраст, млн лет
1. Класс эндогенных месторождений 1.1. Собственно-магматическая группа				
Малосульфидная платинометалльная	Платино-палладиевый	Мафит-ультрамафитовая (расслоенные комплексы)	Бураковское, Луккулайсваара, Киваккa, Ципринга и др.	U-Pb 2449 ± 1,5 U-Pb 2442 ± 1,9 U-Pb 2444 ± 1 U-Pb 2442,3 ± 1,7
		Диорит-габбронорит-пироксенитовая	Ю. Кааламо	U-Pb 1883,3 ± 5,2
Платиносодержащая хромитовая	Платино-палладиевый с Ru-Os	Мафит-ультрамафитовая	Бураковский (ГХГ)	U-Pb 2449 ± 1,5
Платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием	Платино-палладиевый с золотом (пудожский тип)	Трапповая толеит-базальтовая (габбро-долеритовая)	Пудожгорское, Койкарско-Святнаволокское	U-Pb 1984 ± 7,0 U-Pb 1983,4 ± 6,5
1.2. Постмагматическая группа				
Медносульфидная платинометалльная	Платино-палладиевый	Диорит-габбронорит-пироксенитовая	Кааламо, Сурисуо	U-Pb 1883,3 ± 5,2
Золото-платиноидно-содержащая медно-молибден-порфировая	Re-^{187}Os радиогенный в молибдените	Диорит-грано-диорит-гранитовая	Лобаш, Пяваара Ялонваара	U-Pb 2807,7 ± 1,4 Re-Os 2772 ± 11 Re-Os 2741 ± 11
	Полисульфидный с Au, Pt и Pd	Березиты, пропилиты	Ялонваара, Хатуноя	
2. Класс полигенных месторождений				
Платино-полиметалльная в углеродистых сланцах и метасоматитах (онежский тип)	Cu-U -Mo-V платино-палладиевый с Au и ^{187}Os (падминский подтип)	Альбит-карбонатные метасоматиты зон СРД в углеродистых сланцах	Ср. Падма, Падма, Весеннее, Царевское, Космозеро, Губа Великая	U-Pb 1724 ± 4,2

Таблица 2. Генетические типы золоторудной минерализации перспективных рудных районов Карельского региона

Генетический тип	Геологические структуры	Возраст, млрд лет	Месторождения, проявления (ресурсы Au, т)
Орогенный мезотермальный (мезозональный)	AR зеленокаменные пояса: Ялонвара-Иломантси, Костомукша, Сумозеро, Хаутоваара	AR 2,7	Рыбозеро (18,3), Педролампи (12,5), Хатуноя (4–8), Нов. Пески, Соанйоки, Хюрсюля, Фаддейнкелья
	PR зеленокаменные пояса: Лапландский (на территории Карелии)	PR 1,9–1,85	Майское (~1,0), Кайралы, Воицкое (0,1), Шапочка
	Свекофеннский складчатый пояс: Сев. Приладожье	PR 1,87–1,83	Пякюля (20,0), Алатту, Янис (11,2), Райконкоски
Порфировый (Intrusion-related)	AR зеленокаменные пояса: Авнеозеро-Парандовский, Ялонвара-Иломантси	AR 2,8–2,7	Лобаш-1 (34,4), Ялонвара (20,0), Хатуноя, Кадди-лампи, Заломаевское (45,0), Таловейс (12,2)
Эпитермальный (+метаморфизм)	Свекофеннский складчатый пояс: Сев. Приладожье	PR 1,9–1,85	Райконкоски
Скарновый (IOCG?)	Свекофеннский складчатый пояс: Сев. Приладожье	PR 1,9–1,5	В. Люпикко

Примечание. Ресурсы Au с использованием данных: [Иващенко, Голубев, 2011; Минерально-сырьевая база..., 2005].

В Кааламском комплексе они представлены сингенетичными (Ю. Кааламское, Рантамяки, Араминлампи) и эпигенетичными (Сурисуо, Кеккоселька) рудными объектами [Иващенко и др., 2016]. Содержание Σ Pt, Pd, Au – 0,9–1,1 г/т, а по данным [Лавров, 2013], достигает 8–9 г/т. Процесс сингенетического рудогенеза начинался на позднемагматической стадии (~800 °С), последовательно эволюционируя от рудных фаз системы Pt-Rh-As-S с медно-никелевыми сульфидами, мертеитом и Pd-мелонитом к висмутотеллуридам палладия и завершаясь в гидротермально-метасоматическую стадию (< 271 °С) кристаллизацией минералов системы Bi-Te-Se-Pb, полиметалльных сульфидов

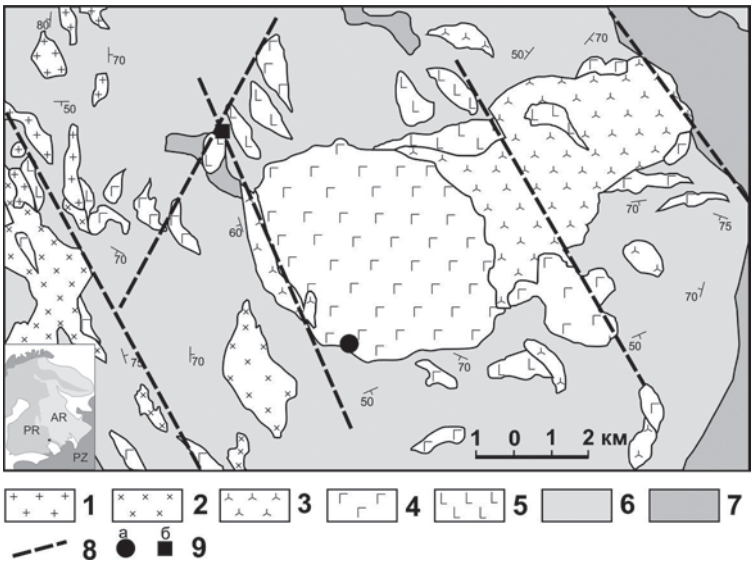


Рис. 2. Схема геологического строения Кааламского массива, по [Степанов и др., 2004] с изменениями и дополнениями:

1 – граниты, лейкограниты, пегматоидные граниты (Маткаселькский комплекс, ~1,8 млрд лет); 2 – амфиболовые, биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты (Яккимский комплекс, ~1,85 млрд лет); 3–5 – Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс (~1,89 млрд лет): 3 – амфиболовые, амфибол-биотитовые диориты, кварцевые диориты, тоналиты; 4 – габбро-нориты, габбро, меланодиориты; 5 – оливиновые клинопироксениты, плагиоклинопироксениты, меланократовые габбро-нориты и габбро; 6 – кварц-биотитовые сланцы, углеродсодержащие кварц-биотитовые сланцы, кварцито-песчаники, аркозовые песчаники, кварциты, гнейсосланцы с гранатом, андалузитом (нерасчлененная ладожская серия); 7 – сланцы слюдистые, филлитовидные, графитсодержащие, прослои песчаников, амфиболовых сланцев и амфиболитов, линзы мраморов, пироксеновых скарноидов (нерасчлененная сортавальская серия); 8 – тектонические нарушения; 9 – проявления благороднометалльной минерализации: а – сингенетический тип (Южно-Кааламское), б – эпигенетический тип (Сурисуо)

и самородных металлов (Au, Cu, Bi). Эпигенетическое оруденение формировалось при температуре от ~500 до <230 °С в зонах интенсивного проявления сдвиговых деформаций и низкотемпературного метасоматоза, что способствовало образованию широкого спектра рудных минералов систем Bi-Te-Se-Pb и Pd-Bi-Te, характеризующихся сложным и разнообразным изоморфизмом (рис. 3). Геолого-структурные, минералогические и физико-химические особенности эпигенетического оруденения указывают на наложенный его характер и вероятный период формирования (~1,85 млрд лет) на коллизионной стадии свекофеннского тектоно-магматического цикла. Учитывая геологическую позицию Кааламского комплекса в пределах Раахе-Ладожской металлогенической зоны, характеризующейся широким и интенсивным проявлением сдвиговых дислокаций, эпигенетический тип оруденения представляется более перспективным.

В Вялимякском массиве установлено несколько пунктов благороднометалльной минерализации малосульфидного платино-палладиевого типа (содержание Σ Pt, Pd, Au – до 0,7 г/т) в тесной пространственной ассоциированности с титаномагнетитовыми рудными телами [Иващенко, Лавров, 1997; Иващенко, Голубев, 2011]. Особенности распределения, минеральные ассоциации и видовой состав благороднометалльной минерализации (табл. 3) свидетельствуют о наибольшей вероятности ее эпигенетического происхождения.

Платино-палладиевый титано-магнетитовый с золотом и ванадием тип оруденения связан с Fe-Ti-V месторождениями Пудожгорской и Койкарско-Святнаволокской пластовых интрузий габбродолеритов (1983,4 ± 6,5 млн лет), расположенных в краевых частях Онежской структуры (см. рис. 1).

В Пудожгорской интрузии благороднометалльное оруденение представлено теллуридами Pt и Pd (котульскитом, меренскитом, сопчеитом, кейтконнитом), сперрилитом, самородным золотом и электрумом, ассоциирующимися с сульфидами (халькопирит+борнит)

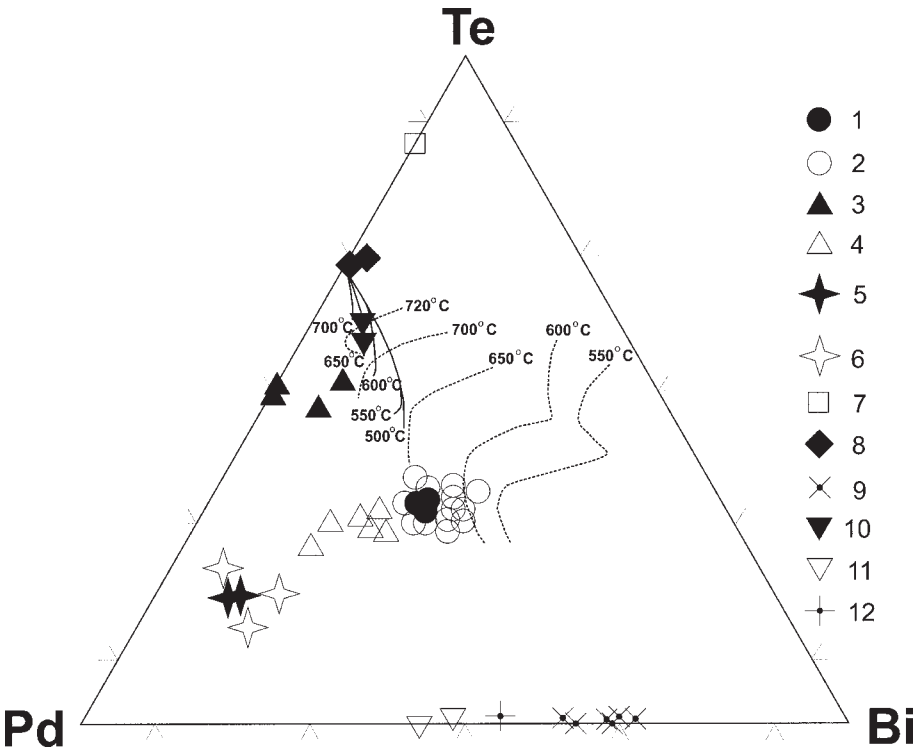


Рис. 3. Состав минералов системы Pd-Bi-Te благороднометалльного оруденения Кааламского массива:

1, 2 – майченерит, Pd, Bi, Te; 3, 4 – котульскит, Pd (Te, Bi); 5, 6 – кейтконит, Pd_3Te; 7 – гексатестибиопаникелит, $(Ni_{0,75}Pd_{0,25})$ $(Te_{0,75}Sb_{0,25})$; 8 – мончеит, (Pt, Pd) $(Te, Bi)_2$; 9 – фрудит, $PdBi_2$; 10 – меренскиит, Pd $(Te, Bi)_2$; 11 – соболевскит, PdBi; 12 – урванцевит (Pd $(BiPb)_2$. Залитый черным значок – сингенетический тип оруденения, незалитый – эпигенетический. Сплошные линии отображают составы меренскиита при различных температурах образования; пунктирные – составы сосуществующих расплавов по экспериментальным данным [Hoffman, MacLean, 1976]

в титаномагнетитовых рудах, слагающих псевдостратифицированный горизонт мощностью около 20 м между габбровой (нижней) и диоритовой (верхней) зонами интрузий. Пики концентраций Pt, Pd и Au в рудном горизонте совмещены. Между содержанием Au, МПГ, Cu и Fe отмечается корреляционная зависимость (рис. 4).

В Койкарско-Святнаволокской интрузии благороднометалльная минерализация более разнообразна [Borozdin et al., 2014] с доминированием Pt-Pd арсенидов (сперрилит, арсенопалладинит, палладоарсенид, паларстанид, холлингвортит), стибиоарсенидов (мертеит-I, мертеит-II, изомертеит, винцентит) и меньшим распространением висмутотеллуридов (котульскит, меренскиит, мончеит), сульфидов (брэггит, куперит, высоцкит, $(Pt, Cu, Co)_4S_5$), станнидов (паоловит, атокит), а также золота, электрума, гессита и науманнита.

На Пудожгорском месторождении установлен четкий минералогический контроль резкого увеличения концентраций благородных металлов (БМ) при смене пирит-халькопиритовой ассоциации на халькопирит-борнитовую, т. е. с высокосернистой на более дефицитную по сере. Сульфиды и БМ-минерализация ассоциируют с поздним высокожелезистым парагенезисом – Cl-феррочермакит, Fe-Cl-актинолит±биотит±хлорит±ильменит-II. По разрезу интрузий концентрации хлора в биотите и амфиболе закономерно меняются. Наиболее низкие (0,2–0,6 %) – в подрудном горизонте и наиболее высокие, но сильно варьирующие (0–2,5 %) – в надрудном.

Содержание Σ Au, МПГ достигает 1,0–2,0 г/т при среднем около 1,0 г/т для обоих месторождений. В пределах титаномагнетитового горизонта встречаются слои мощностью 5–7 м, обогащенные МПГ со средним содержанием 1,5–2 г/т. В Пудожгорском месторождении обогащена нижняя часть рудного горизонта, а в Койкарско-Святнаволокском – верхняя. Суммарные ресурсы (т) и средние содержания (г/т) благородных элементов (БЭ) для Пудожгорского интрузива соответственно составляют: Пудожгорское месторождение (P_1 = 293,9; Pt – 17; Pd – 0,43;

Таблица 3. Видовой минеральный состав пунктов благороднометалльной минерализации Вялимякского массива

Минералы Fe, Ti, Cu, Ni, Co
Титаномагнетит, магнетит (V – до 2,8 %, Cr – до 1,8 %), ильменит (Mn – 1,2–5,3 %), гематит, кобальтин, зигенит, халькопирит, борнит, ковеллин, хейкокит, пирит, пирротин, марказит, гетит
Минералы As, Bi, Te, Se, Pb, Zn
Арсенопирит, леллингит, галенит, сфалерит (Fe – до 8,3 %, Cu – до 5 %), теллуровисмутит, хедлейит, цумоит, сульфоцумоит, тетрадимит, висмут самородный
Минералы Pt, Pd, Rh, Au, Ag
Котульскит, майченерит, меренскиит, мертиит-II, сперрилит, теллуропалладинит, соболевскит, фрудит, миассит-заппинит?, золото, электрум ($Au_{0,63-0,69}Ag_{0,31-0,37}$), мальдонит, гессит, штютцит, аргентопентландит
Второстепенные нерудные и акцессорные минералы
Апатит, титанит, рутил, циркон, бадделеит, барит (Sr до 3 %), шеелит, молибденит, кюрит, ричетит, турмалин, кварц, шпинель-плеонаст, анортоклаз, оливин, ортит, паризит, графит, касситерит, медь самородная, уранинит, торит
Минералы рудовмещающих пород
Клинопироксены (авгит-салит f – 0,24–0,42), диопсид f – 0,18–0,22), амфибол (роговая обманка f – 0,37–0,58, актинолит f – 0,27–0,31), плагиоклаз (№ 16–54), биотит (f – 0,37–0,55), флогопит (f – 0,20), ортоклаз (Ba до 3 %), эпидот (f – 0,22–0,28), альбит, серицит, хлорит (f – 0,73), кальцит, иддингсит, пренит, кварц

Таблица 4. Параметры рудных тел по участкам на Семченской площади

Участок	Параметры				Рудный потенциал	
	Сред. содерж. в усл. Pd, г/т	Мощность, м	Глубина оценки, м	Протяженность, м	Руда, млн т	Усл. Pd, т
Викша	2,12	6,6	100–150	9800	60,8	130
Кенти	2,18	6,4	150	7000	55,1	120
Шаргилампи	2,0	5	150	7400	30,5	61
Итого					146,4	311

Примечание. По данным: [http://www.polymetal.ru/operations-landing/stand-alone-exploration-projects/semcha.aspx?sc_lang=ru-RU].

Au – 0,32; ΣБЭ – 0,93); Тубозерское проявление (P_1 = 264,4; Pt – 0,09; Pd – 0,22; Au – 0,09; ΣБЭ – 0,40); для Койкарско-Святнаволокского (P_1 = 343,6; Pt – 0,31; Pd – 0,41; Au – 0,37; ΣБЭ – 1,09) и в целом для Пудожгорского магматического комплекса P_1 = 901,1. К настоящему времени эти ресурсы с учетом результатов разведочных работ, проведенных в пределах Койкарско-Святнаволокского силла ООО «Индустрия», могут быть существенно увеличены. В данном силле выделены три рудных участка с общими прогнозными ресурсами платиноидов 311 т (табл. 4), один из которых (Викша) детально разведан и переведен в ранг месторождения для карьерной разработки с запасами 130,62 т усл. Pd (ср. содержание 2,12 г/т) до глубины 100 м. Выдержанные по простиранию и мощности (3–8,5 м) рудные зоны с благороднометалльным (Au, Pt, Pd) оруденением приурочены к титаномагнетитовой залежи, прослеженной на 23 км при максимальной мощности до 40 м (http://www.polymetal.ru/operations-landing/stand-alone-exploration-projects/semcha. aspx?sc_lang=ru-RU).

Установленные комплексные геологические и минералого-геохимические индикаторы благороднометалльного рудогенеза в Пудожгорской и Койкарско-Святнаволокской интрузиях в приложении к их формационно-возрастным аналогам (силлы Габбневский, Тубозерский, Чинозерский и др.) указывают на наибольшую вероятную перспективность среди них Чинозерского силла (рис. 5) в Янгозерской структуре, что подтверждается предварительными данными (содержание МПГ – до 1 г/т, Au – до 3 г/т; сперрилит, крисстанлеит, науманнит, аргентит, электрум, золото самородное) (рис. 6).

Полигенный Cu-U-Mo-V-платино-палладиевый с золотом тип в альбит-карбонатных метасоматитах зон складчато-разрывных дислокаций в черносланцевых толщах развит в Онежской структуре (см. рис. 1). Комплексное МПГ-содержащее оруденение локализовано в шунгитсодержащих сланцах и алевролитах на крутопадающих и опрокинутых крыльях и в сводовых частях осевых и фланговых антиклиналей. Выделяются дорудные и рудные метасоматиты, в совокупности образующие зональный ореол, центральные части которого вмещают наиболее богатое золото-уран-ванадиевое оруденение. В среднем

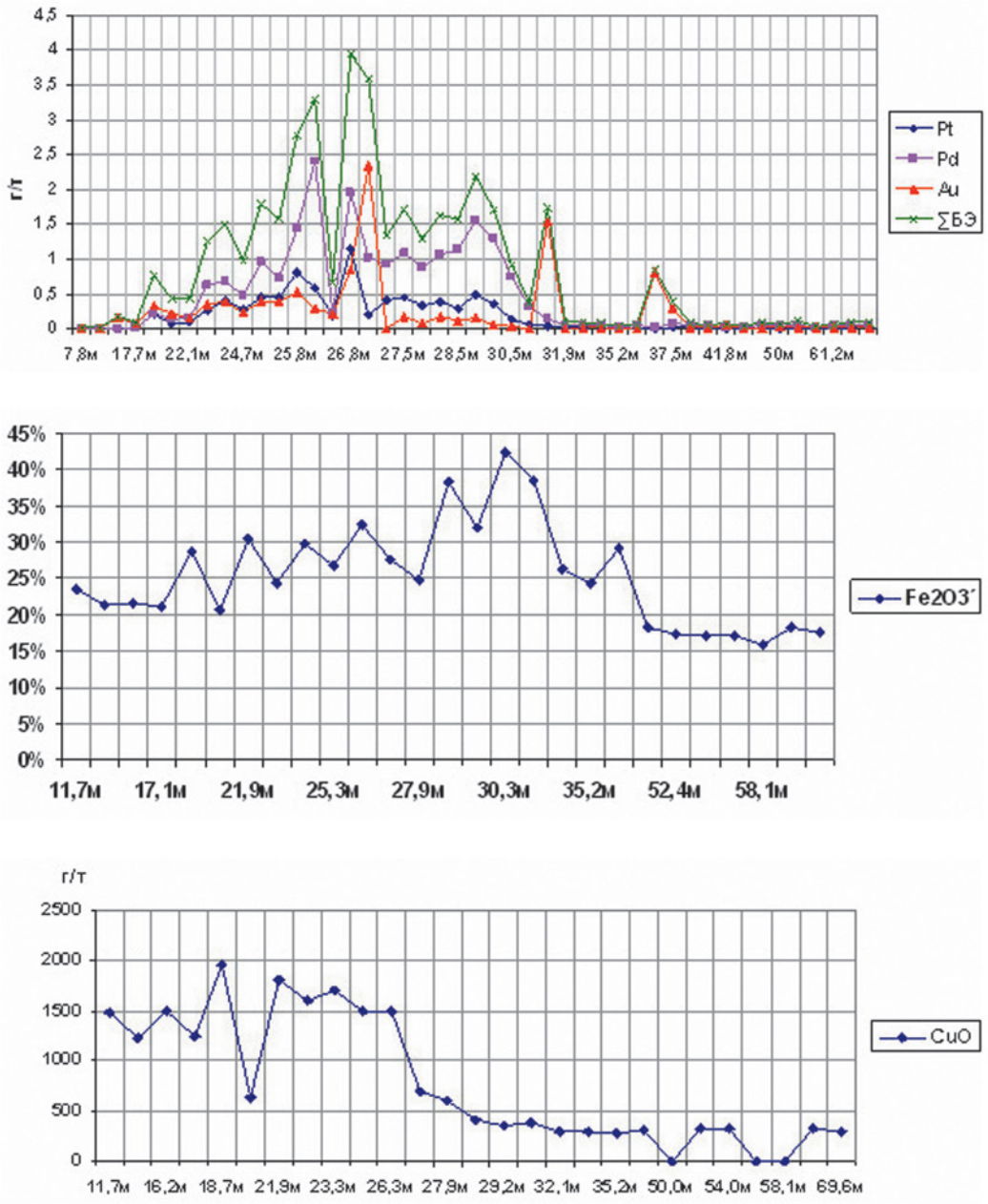


Рис. 4. Корреляция содержания благородных металлов, железа и меди в рудах Пудожгорского месторождения

по объектам данного типа (Падминская группа месторождений и др.) содержание МПГ составляет не более 0,2–0,3 г/т (Pt/Pd – 10/1), но на отдельных участках мощностью до 1,5–2,5 м выявлены ураганные концентрации (в г/т): Pt – 56, Pd – 140, Rh – 1, Au – 126 [Билибина и др., 1991]. Минеральные формы платиноидов представлены висмутидами, селенидами, селеносульфидами Pd и Pt, ассоциирующимися с многочисленными редкими рудными минералами, среди которых доминируют селениды [Полеховский, Кацнельсон, 2015].

Прогнозная оценка этого типа благороднометалльного оруденения может существенно возрасти в связи с выявлением комплекса признаков, свидетельствующих об участии в его формировании процессов глубинного гипергенеза [Мельников, Шумилин, 1995; Черников, 2001] и вследствие этого возможного масштабного концентрирования МПГ и Au вне уран-ванадиевых рудных тел. Подтверждением этого является установление максимальных концентраций благородных металлов на месторождении Падма (по единичным анализам)

Рис. 5. Схема геологического строения юго-восточной части Чинозерской интрузии (с использованием данных КГЭ):

1 – янгозерская свита, лавы основного состава; 2 – северосегозерская свита, кварцевые гравелито-конгломераты, карбонатсодержащие песчаники; 3, 4 – Чинозерская дифференцированная интрузия: 3 – габбро, 4 – диориты; 5 – тектонические нарушения; 6 – элементы залегания пластовой отдельности; 7 – профили опробования и номера проб

за пределами установленных рудных тел в нижних частях приповерхностной зоны окисления (Au – n10 г/т, Pd > 100 г/т, Ag >1000 г/т) и в глубинной (гематитизированной) зоне окисления (Pd – 22 г/т, Au – 2,5 г/т, Pt – 1,1 г/т, Ag – 330 г/т) [Черников, 2001].

Кроме падминского типа оруденения в черных сланцах Онежской структуры установлены также незначительные проявления стратиформной благороднометалльной минерализации, которая в силу контрастности восстановительного углеродного барьера в разрезе распределена резко локально, с вероятной преимущественной концентрацией рудного вещества в металлоорганических комплексах, распадавшихся при метаморфизме с образованием микро- и наноразмерной минерализации золота и платиноидов (рис. 7). Это в совокупности с установленными во многих местах Онежской структуры повышенными фоновыми содержаниями Au, Pt и Pd в шунгитах на уровне 0,01–0,2 г/т (ИНАА, РФА) подтверждает соответствующий ресурсный потенциал углеродсодержащих комплексов Заонежья. Последующие процессы мобилизации рудного вещества проявились в первую очередь в зонах интенсивных деформаций (антиклинальные складки), в пространственной ассоциации с инъекциями максовитов и пеперайт-структурами (экзоконтакты внедрившихся силлов). А наиболее масштабное развитие они получили в зонах складчато-разрывных дислокаций.

Прогнозные ресурсы МПГ и золота в черносланцевых толщах Онежской структуры, по разным оценкам, ввиду недостаточной изученности сильно варьируют – 100–1100 т.

В целом для территории Карелии по всем формационно-генетическим типам платинометалльного оруденения прогнозные ресурсы МПГ оцениваются в ~2000 т и сопутствующего золота – в ~400 т.

Ведущими генетическими типами золоторудной минерализации на территории Карелии являются орогенный мезотермальный и порфировый. На Фенноскандинавском щите наиболее значимые месторождения орогенного типа известны в архейском зеленокаменном поясе Ялонвара-Хатту-Иломантси и палеопротерозойском Лапландском. В российской части этих структур выявлено несколько мезотермальных проявлений золота (рис. 8) и одно разрабатывавшееся в конце XX века месторождение – Майское. Наиболее перспективным из них является рудопроявление Хатуноя в Ялонварской структуре с прогнозными ресурсами золота по категории P_2 до глубины 100 м 4,05–7,8 т [Иващенко, Голубев, 2011]. В целом по всем известным золоторудным проявлениям российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Иломантси прогнозные ресурсы золота составляют ~50 т [Юдин и др., 2008].

Среди золоторудных объектов орогенного мезотермального типа в других архейских зеленокаменных поясах Карельского региона по масштабам и степени изученности выделяются месторождения Рыбозеро, Педролампи, Новые Пески [Минерально-сырьевая база..., 2005; Булавин и др., 2013; Кулешевич, Тытык, 2014 и др.]. Новые данные по месторождениям Педролампи и Новые Пески, полученные при геолого-разведочных (ООО «Индустрия» и «Онего-золото») и научно-исследовательских (ИГ КарНЦ РАН) работах, показали их незначительные масштабы по запасам (Педролампи ~1 т, 4–5 г/т; Новые Пески ~1 т, 4,68 г/т) и вероятное полигенно-полихронное происхождение [http://pryazha.karelia.info/1291036233/gornopromishlennii_kompleks.html; Булавин и др., 2013].

Порфировый тип оруденения представлен комплексными месторождениями Лобаш-1, Ялонвара и несколькими проявлениями – Таловейс, Заломаевские и др. с прогнозными ресурсами золота ~90 т. Наращивание золоторудных ресурсов этого типа оруденения

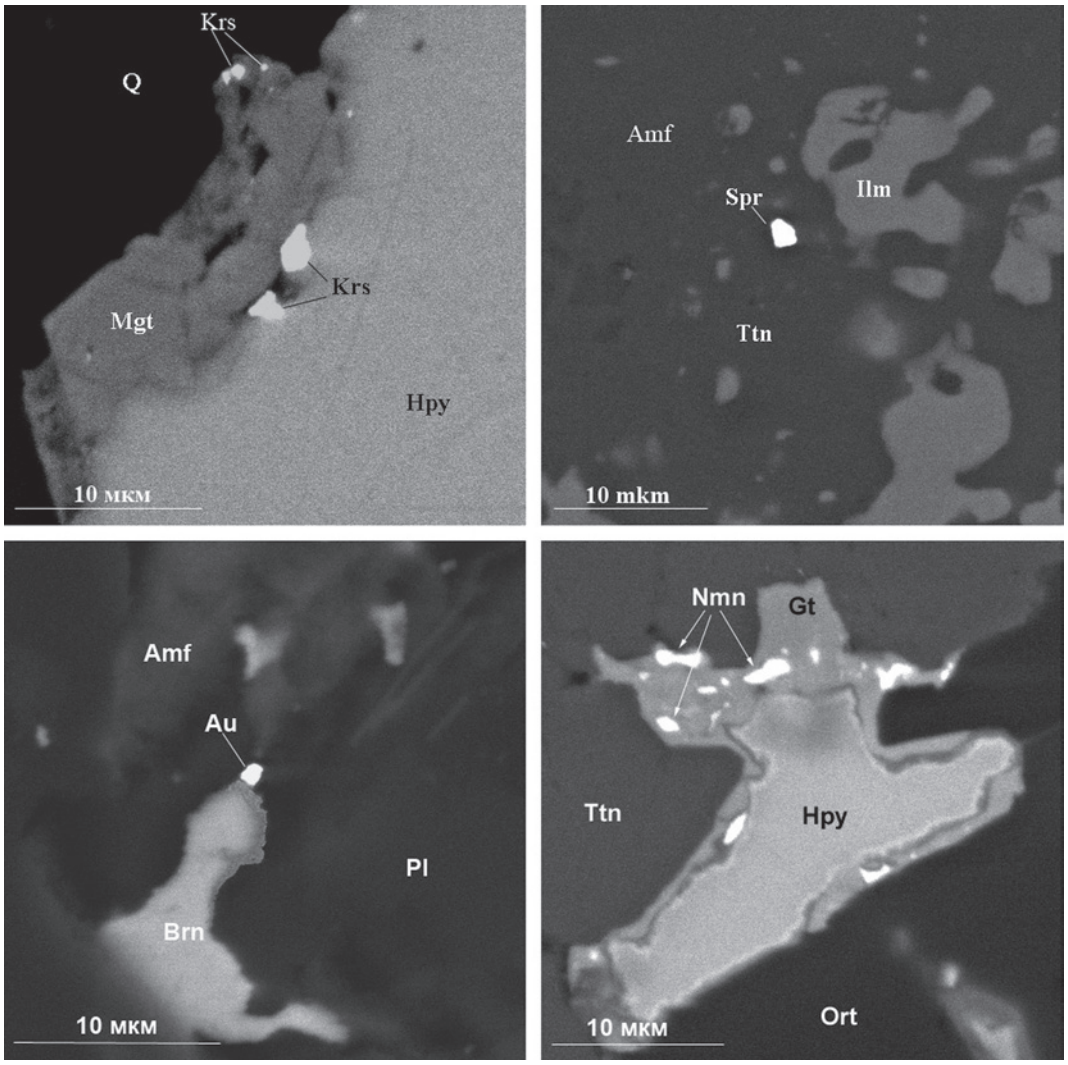


Рис. 6. Благороднометалльная минерализация в габбродолеритах Чинозерской интрузии:

Amf – амфибол, Au – золото самородное, Gt – гетит, Hpy – халькопирит, Ilm – ильменит, Krs – кристаллейт, Mgt – магнетит, Nmn – науманнит, Ort – ортоклаз, Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Spr – сперрилит, Ttn – титанит

возможно в южной части зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Иломантси, где известно несколько перспективных проявлений (Пертинъярви, Кадилампи и др.), на части из которых в настоящее время ведутся поисково-оценочные и разведочные работы (ОАО «Аврора-менеджмент»).

Кроме архейских золоторудных объектов орогенного мезотермального типа в ряде структур (Куолаярвинская, Ладожская, Ветреный Пояс и др.) Карельского региона известны также и однотипные проявления протерозойского возраста (см. рис. 1). Более того, основываясь на результатах изохронного Rb-Sr датирования проявлений золота в архейских зеленокаменных поясах Карелии [Ларионова, 2008 и др.], в большинстве своем укладывающихся в интервал 2,0–1,45 млрд лет, и считая их истинно отражающими возраст оруденения, а не время наложенных метаморфо-метасоматических преобразований, делается вывод о протерозойском возрасте оруденения золота в них и, соответственно, о крайне низкой перспективности архея Карелии на золото. В отдельных случаях эти результаты Rb-Sr датирования резко противоречат установленным геологическим фактам о генетической связи оруденения с определенным интрузивным массивом (Хатуноя, Ялонвара). Из чего следует, что установленные возрасты отражают время последнего изменения изотопной системы минералов либо вообще не несут никакого геологического смысла. Это обусловлено, во-первых, «легкостью» нарушения K–Ar, Rb–Sr и Pb–Pb изотопных систем в датируемых минералах, во-вторых, эти минералы формируются

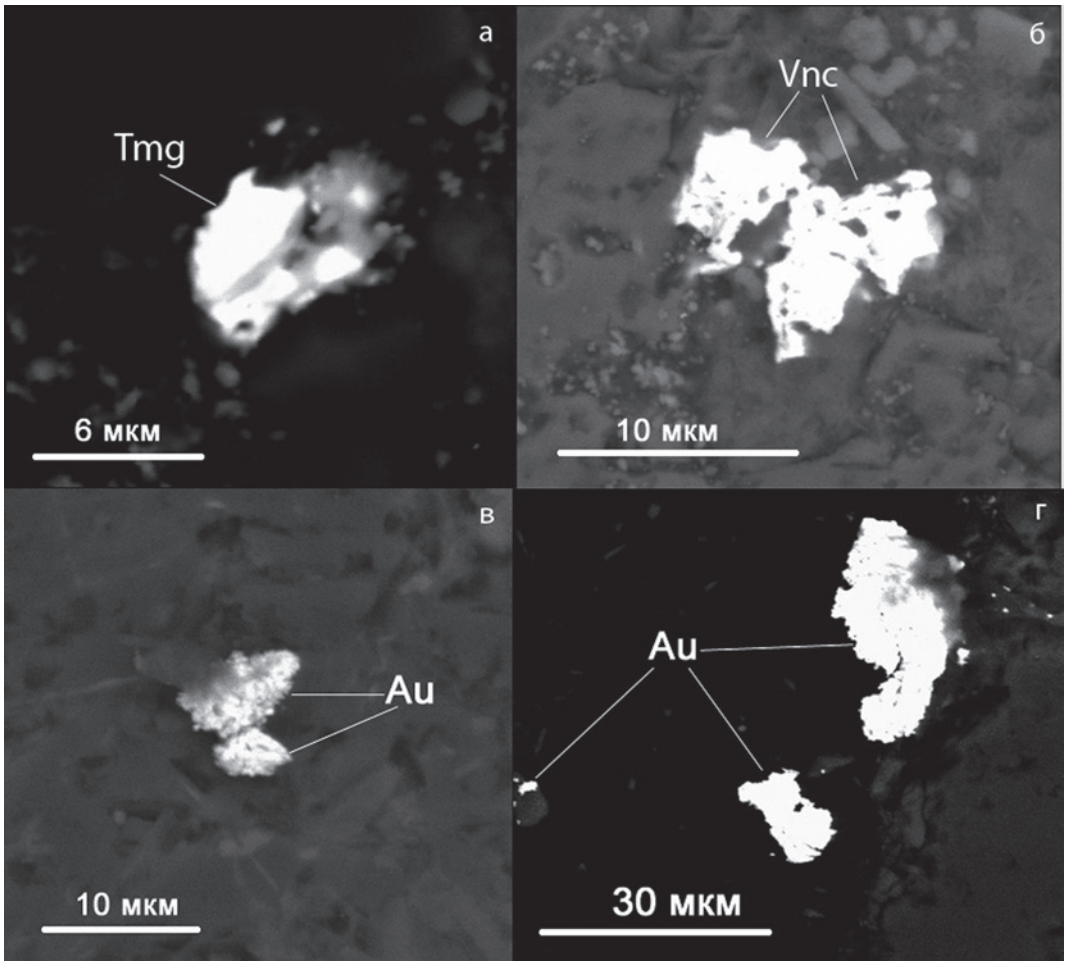


Рис. 7. Благороднометалльная минерализация в углеродсодержащих (шунгитовых) сланцах:

а, б – уч-к Мироновский, в – уч-к Ламбас-ручей, г – уч-к Педра-Кара. Tmg – темагамит (Pd_3HgTe_3), Vnc – винцентит ($(Pd, Hg)_3$ (As, Sb, Te, Bi), Au – золото

в континентальной коре, обогащенной K, Ar, Rb, Sr и Pb в гидротермальных условиях открытой системы со смешением разных изотопных источников вещества. В связи с этим представляется исключительно важным определение возраста рассматриваемых золоторудных проявлений Re-Os методом, признанным в настоящее время [Luck, Allegre, 1982 и др.] наиболее перспективным и информативным для датирования сульфидных руд, а также выяснение характера взаимосвязи эндогенных процессов в орогенных мезотермальных золоторудных системах Карельского региона и определение критериев оценки перспектив золотоносности отдельных региональных сдвиговых зон в его пределах.

Полученные нами совместно с ВСЕГЕИ, СПГУ и ГГУП «Минерал» изохронные Re-Os датировки комплексных (золотосодержащих) молибден-порфировых месторождений Лобаш (2720 ± 36 млн лет) и Ялонвара (2760 ± 38 млн лет) архейского Карельского кратона и проявления Пякюля-Алатту (1914 ± 34 млн лет) в Свекофеннском поясе [Богачев и др., 2013] показывают устойчивость изотопной Re-Os системы молибденитов к интенсивному и неоднократному метаморфизму и ее пригодность для датирования рудных процессов в раннем докембрии. Они также однозначно свидетельствуют о наличии уже в позднем архее рудно-магматических систем с промышленными гидротермальными рудами порфирового типа и об отсутствии их существенного переотложения в более позднее время.

Главным рудоконтролирующим фактором для орогенного мезотермального типа оруденения золота в Карельском регионе являются системы разноранговых сдвиговых зон, объединяющиеся в региональные зоны сдвиговых дислокаций, имеющие, как правило, полихронное развитие. На Карельском кратоне они в большинстве своем наследуют глубинные разломы, контролировавшие изначально размещение колчеданных месторождений

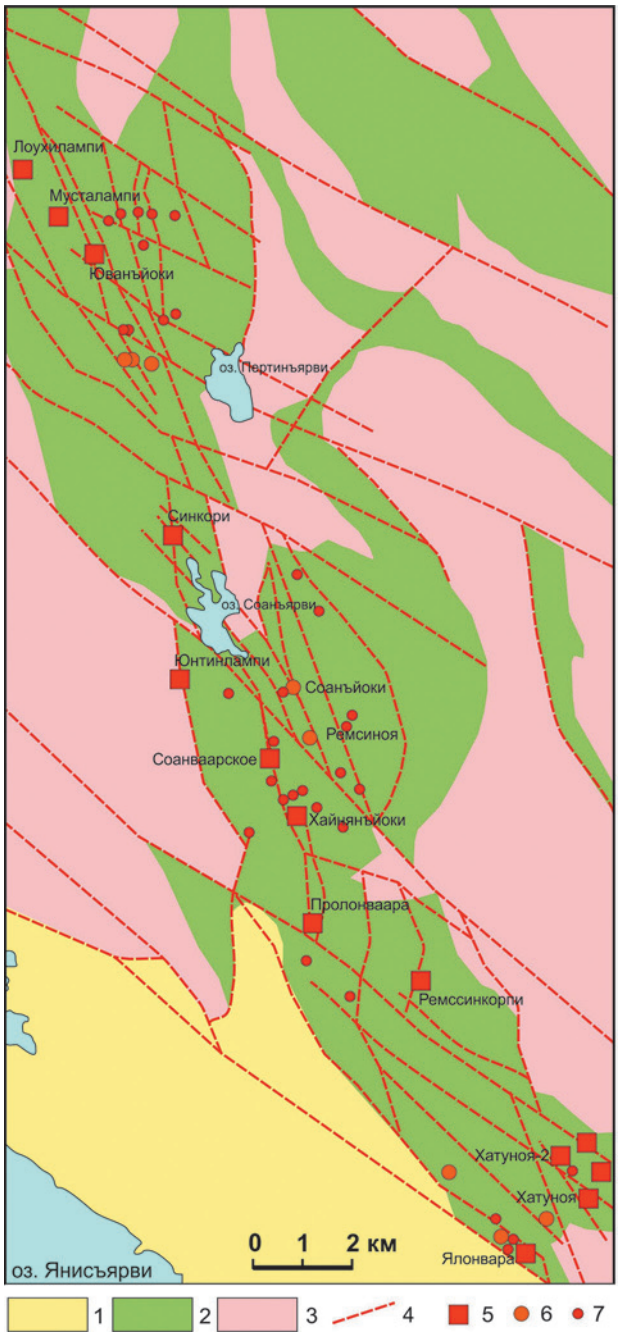


Рис. 8. Схема геологического строения российской части архейского зеленокаменного пояса Иломантси-Хатту-Ялонвара (Соанлахтинская поисковая площадь), по [Юдин и др., 2008] с изменениями:

1 – палеопротерозой (вулканогенно-терригенные комплексы ливия, людиковия и ятулия); 2 – лопийский зеленокаменный комплекс (вулканиты, осадки, «внутренние» гранитоиды санукитоидного типа); 3 – архей (нерасчлененный комплекс гнейсов, гнейсогранитов и гранитоидов); 4 – тектонические нарушения (преимущественно сдвигового характера); 5–7 – золоторудные объекты: 5 – проявления с апробированными прогнозными ресурсами, 6 – проявления и пункты минерализации, 7 – геохимические аномалии золота и элементов-спутников

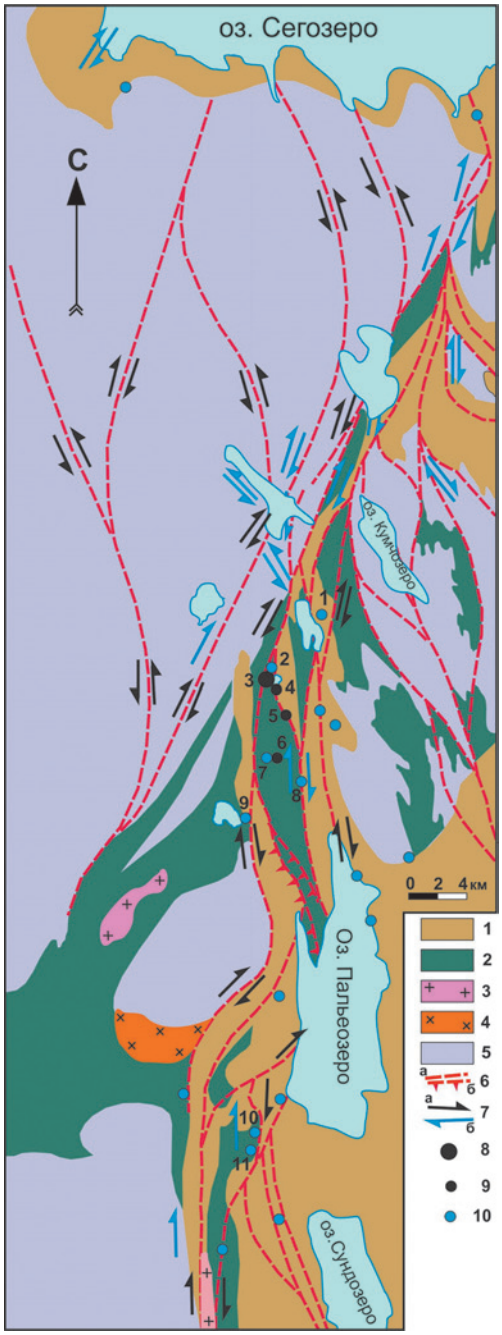


Рис. 9. Структурно-геологическая схема южной части Койкарско-Выгозерской региональной сдвиговой зоны, по [Колодяжный, 2006; Булавин и др., 2013 и др.] с дополнениями:

1 – палеопротерозой: сумий – андезибазальты, сариолий – конгломераты, ятулий – кварцитопесчаники, базальтоиды, людиковий – вулканиты основного состава, осадки; 2–5 – архей: 2 – лопийские зеленокаменные комплексы, 3 – плагиомикроклиновые граниты, 4 – диориты, 5 – гнейсограниты, гнейсы, мигматиты; 6 – разрывные нарушения: а – сдвиги, б – надвиги; 7 – направления сдвиговых перемещений: а – ранние (AR?), б – поздние (PR); 8–10 – золоторудные объекты (преимущественно орогенного типа): 8 – месторождения, 9 – проявления, 10 – пункты минерализации; число у значка – название проявления: 1 – Орехозеро, 2 – Кюняшельга, 3 – Педролампи, 4 – Южка, 5 – Гавшламноя, 6 – Талпус, 7 – Гранит, 8 – Пальеозерское, 9 – Эльмус, 10 – Карьер Койкары, 11 – Койкарское

(см. рис. 1). Впоследствии сдвиговые зоны неоднократно подновлялись, обеспечивая тепло- и массоперенос из глубинных геосфер и способствуя в благоприятных обстановках, к каковым относятся участки развития колчеданного оруденения – своеобразного «коллектора» благородных металлов, образованию золотометалльной минерализации орогенного мезотермального типа. В вертикальном строении региональных сдвиговых зон отмечается несколько уровней магмогенерации и интрузивного магматизма, начиная с мантийно-корового, но прямой генетической связи золоторудной минерализации с определенными интрузиями не устанавливается. Однако слабо эродированные рудные объекты орогенного мезотермального типа обычно пространственно ассоциируют с субвулканическими и гипабиссальными интрузиями или дайками среднего и кислого состава (Пампало, Суурикуусикко, Хатуноя, Пякюля и др.), отвечающими верхнекоровому уровню магмообразования в сдвиговых зонах.

Отдельные региональные сдвиговые зоны в архейских зеленокаменных поясах изменчивы по латерали, характеризуясь неравномерным распределением изофациальных метасоматитов и однотипной, но значительно отличающейся содержанием золота, рудной минерализации, что вызвано, вероятно, их тектоно-метасоматической проработкой в протерозое, обусловившей в конечном итоге вскрытие на современном эрозионном срезе разных глубинных уровней архейской орогенной золоторудной системы и ее частичную реювенацию. По состоянию изученности наиболее четко это проявлено в Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоне (рис. 9), где отмечается вариативность PT-параметров формирования орогенных мезотермальных золоторудных объектов, влияющая на их продуктивность.

Койкарско-Выгозерская региональная сдвиговая зона шириной ~5–8 км прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 100 км [Колодяжный, 2006] в вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексах архея и протерозоя. В ее пределах локализовано орогенное мезотермальное месторождение золота Педролампи, несколько идентичных по генезису золоторудных (Талпус, Эльмус, Орехозеро, Гавшламноя) и золотосодержащих (Карьер Койкары) проявлений, гетит-гематитовое проявление золота Южка [Булавин и др., 2013], а также ряд серноколчеданных (Койкарское, В. Эльмус, Талпус) и золото-урановых (Черное) рудных объектов. Сдвиговая зона осложнена разновозрастными (AR-PR) системами разломов ССВ, субмеридионального и СЗ направлений и сдвиговыми дислокациями более низкого порядка, контролирующими золоторудные месторождения и проявления (см. рис. 9).

Все золоторудные объекты Койкарско-Выгозерской зоны приурочены к верхним частям разреза Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Они относятся к трем минеральным типам – золото-пиритовому, золото-арсенопиритовому, золото-гетит-гематитовому и сходны по сопутствующим минеральным ассоциациям (сульфиды Cu, Ni, Zn, Pb, сульфоарсениды Co, Ni, Fe, сульфоантимониды, в меньшей степени Pb-Sb сульфосоли и висмутотеллуриды) и доминирующим метасоматитам (хлоритовые пропилиты). Пространственно они тяготеют к зонам развития более раннего колчеданного оруденения. Морфогенетические особенности рудной минерализации на этих проявлениях сложны и неоднозначны, отражая неравномерное пульсационное просачивание флюидов в сдвиговой зоне и, возможно, многоэтапность и полихронность ее формирования. Этим же, видимо, объясняется и крайне неравномерное и ограниченное развитие кварц-серицитовых и турмалинсодержащих метасоматитов и березитов.

Свидетельством тектоно-метасоматической проработки Койкарско-Выгозерской зоны в протерозое, по-видимому, являются также различия PT-параметров формирования золотонесущих метасоматитов на разных рудных объектах в пределах данной зоны.

Золотосодержащее проявление «Карьер Койкары» [Иващенко и др., 2014], расположенное на юге Койкарско-Выгозерской зоны, формировалось при резко варьирующих температуре и давлении, соответственно от 140 до >500 °С (геотермометры: хлоритовый, кобальтиновый, анкерит-сидеритовый, арсенопиритовый и др.) и 1–6 кбар (геобарометры: доломит-кальцитовый, сфалеритовый). Об относительно высокотемпературных и высокобарных условиях формирования рудных метасоматитов на этом проявлении свидетельствует и широкое распространение в них маргарита. Выделение золота самородного и электрума происходило при температуре 254–370 °С (электрум-сфалеритовый термометр). Еще более высокую температуру кристаллизации электрума (360–460 °С) дает этот термометр для месторождения Педролампи при условии, что по хлоритовому термометру температура образования кварц-хлоритовых метасоматитов главной рудной зоны здесь 290–390 °С. Примерно в этом же интервале температур (300–350 °С)

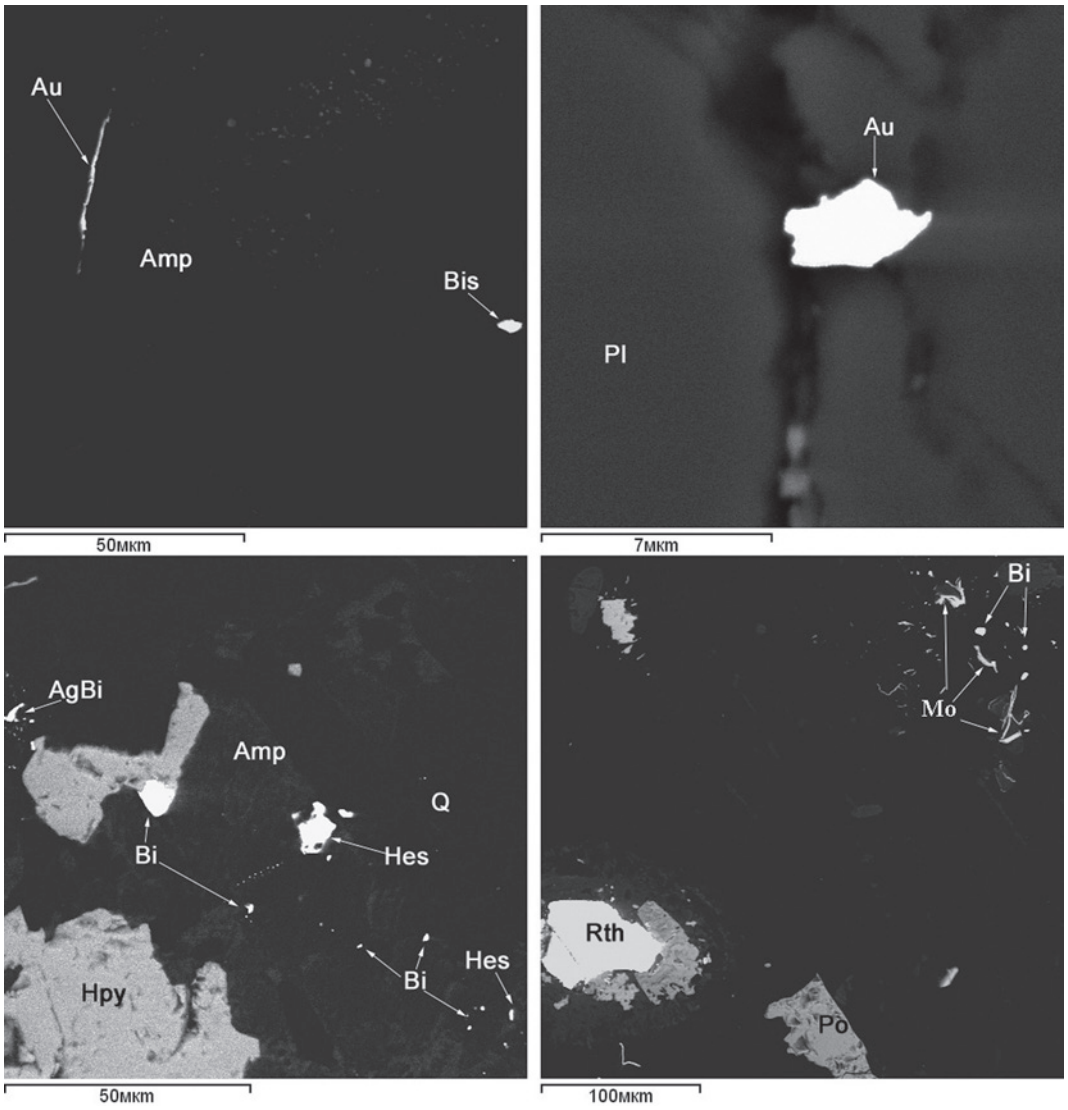


Рис. 10. Уран-благороднометалльная минерализация в апоскарновых метасоматитах Латвасюрья:

Au – золото самородное, AgBi – серебросодержащий висмут самородный, Hes – гессит (Ag_2Te), Rth – резерфордин (UO_2 (CO_3)), Bi – висмут самородный, Bis – висмутин, Mo – молибденит, Hpy – халькопирит, Po – пирротин, Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Amp – амфибол

формировались метасоматиты на проявлении Эльмус.

Намечающаяся вариативность PT-параметров формирования орогенного оруденения золота в Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоне рассматривается как один из действенных критериев ее прогнозно-металлогенической оценки. В этом аспекте наиболее перспективными по PT-условиям образования золотоносных метасоматитов и их минеральному составу, помимо месторождения Педролампи, представляются проявления Талпус и Койкарское колчеданное, где на последнем впервые [Иващенко и др., 2014] установлена Ag-Au минерализация и индикаторная сопутствующая ей арсенидная, селено-теллуридная и антимонидная.

Ресурсный потенциал собственно золоторудных объектов в Карельском регионе определяют месторождения и проявления орогенного мезотермального и порфирового типов. По запасам это порядка 50 т, по прогнозным ресурсам – n100 т золота. Наращивание золоторудного потенциала региона может произойти за счет открытия соответствующих объектов новых нетрадиционных типов оруденения. В первую очередь железооксидного с медью и золотом – IOCG-типа и золото-уранового – типа Ромпас.

Пункты минерализации IOCG-типа установлены в метапироксенитах массива Вялимяки (Приладожье) [Иващенко, Лавров, 1997]. Золото-урановые проявления, по геологическим

и минеральным особенностям в какой-то степени сходные с уникальным (содержание Au – до 33,2 кг/т, U – до 56,6 %) уран-золоторудным месторождением Ромпас в палеопротерозойском сланцевом поясе Перяпохья в Финляндии [Cathelineau et al., 2013 и др.], выявлены в Приладожье в северо-восточном крыле Кирьяволахтинского гнейсо-гранитного купола (Поткулампи и др.) и северном обрамлении Латвасюрского купола (С. Латвасюрья). На последнем рудопроявлении в зоне (мощность 5–8 м) апоскарновых метасоматитов (хлорит, амфибол, кварц, цоизит, пренит, альбит, реликты скарновых минералов) установлена висмут-уран-благороднометалльная минерализация (рис. 10), представленная рассеянной вкрапленностью пирротина, пирита, сфалерита, галенита, шеелита, молибденита, арсенопирита (Ni – 1,4 %, Co – 5 %), висмута (Ag – до 15 %), серебра и золота самородных, электрума, урванцевита, гессита, акантита, резерфордина, коффинита, уранинита, торита, висмутина (Ag – до 5 %), бисмутита, чилуита, икунолита, теллуроневскита. Золото мелкодисперсное (2–50 мкм), минералы урана более крупные (10–100 мкм).

Выводы

1. Перспективы наращивания ресурсной базы золота и платиноидов в Карельском регионе связываются как с известными в его пределах ведущими генетическими типами благороднометалльного оруденения (малосульфидный Pt-Pd в расслоенных плутонах и габбродолеритах, Cu-U-Mo-V-Pt-Pd-Au полигенный – падминский, золоторудный орогенный мезотермальный, комплексный золото-порфировый), так и с нетрадиционными, новыми для него (стратиформным черносланцевым, железооксидным с медью и золотом – IOCG, золото-урановым – типа Ромпас).
2. Выявление стратиформной платинометалльной минерализации в углеродсодержащих (шунгитовых) сланцах в совокупности с установленным повышенным содержанием золота в них и масштабами распространения свидетельствует о существенном благороднометалльном ресурсном потенциале черносланцевых комплексов Заонежья.
3. Установленные минералого-геохимические индикаторы благороднометалльного рудогенеза в палеопротерозойских траппах Карелии будут способствовать эффективной металлогенической оценке промышленно-рудоносных интрузий Пудожгорского магматического комплекса и их формационно-возрастных аналогов.
4. Систематизация комплекса данных по выявленным в российской части архейского зеленокаменного пояса Иломантси-Хатту-Ялонвара проявлениям золота показала, что наиболее перспективными из них являются золоторудные объекты орогенного и порфирового типов.
5. Намечающаяся вариативность PT-параметров формирования орогенного оруденения золота в Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоне представляется как один из действенных критериев ее прогнозно-металлогенической оценки. В этом аспекте наиболее перспективными по PT-условиям образования золотоносных метасоматитов и их минеральному составу, помимо месторождения Педролампи, могут быть также проявления Талпус и Койкарское колчеданное, где на последнем впервые установлена Ag-Au-минерализация и индикаторная сопутствующая ей арсенидная, селено-теллуридная и антимонидная.
6. Выявление новых для Карелии типов благороднометалльного оруденения в метапироксенитах Кааламского массива и апоскарновых метасоматитах Латвасюрского гнейсогранитного купола раскрывает новые металлогенические перспективы Северного Приладожья и предопределяет необходимость его соответствующего доизучения.
7. Получение новых геолого-генетических и минералого-геохимических данных по благороднометалльному оруденению ряда районов Карелии будет способствовать выявлению перспективных рудопроявлений и установлению главных рудоконтролирующих факторов на известных золоторудных объектах, способствуя их переводу в промышленную категорию, что благоприятно скажется на инвестиционном климате в горнорудном секторе экономики Республики Карелия.

Статья подготовлена по результатам работ по подпроекту 1.1.8б раздела 1 «Оценка и развитие ресурсной базы стратегического минерального сырья, необходимого для модернизации экономики России» Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 27 «Фундаментальный базис инновационных технологий прогноза, оценки добычи и глубокой комплексной переработки стратегического минерального сырья, необходимого для модернизации экономики России» (координаторы: ак. Леонтьев Л. И., ак. Рундквист Д. В.) 2012–2013 гг.

Литература

Ахмедов А. М., Воинова О. А., Калабашкин С. П. и др. Компьютерная карта золотоносности докембрия Карельского региона масштаба 1:1 000 000: Анализ перспектив // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13–14. С. 84–104.

Билибина Т. В., Мельников Е. К., Савицкий А. В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии // Геол. рудных месторождений. 1991. № 6. С. 3–14.

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

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. 33–36.

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

Иващенко В. И., Лавров О. Б. Благороднометальное оруденение Юго-Западной Карелии // Проблемы золотоносности и алмазоносности севера европейской части России. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1997. С. 44–51.

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., Ручьев А. М., Голубев А. И. Два типа благороднометальной минерализации в Кааламском массиве (Карелия) // Доклады Академии наук. 2016. Т. 468, № 2. С. 183–188.

Клюнин С. Ф. Отчет о результатах поисковых работ на благородные металлы с попутными поисками алмазов и других полезных ископаемых в пределах Олангской группы массивов, проведенных в 1987–1993 г. // ТГФ. Мончегорск, 1994.

Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое // Тр. ГИН РАН. М.: Геос, 2006. Вып. 572. 332 с.

Коровкин В. А., Турылева Л. В., Руденко Д. Г. и др. Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 520 с.

Кулешевич Л. В., Тытык В. М. Метаморфогенно-метасоматические преобразования и Au-S-As минерализация месторождения Новые Пески (Южная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. Вып. 17. С. 59–73.

Лавров О. Б. Благороднометалльная минерализация Cu-S руд Кааламского массива // Золото Фенноскандинавского щита: материалы междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 112–116.

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.

Логинов В. Н., Гриневич Н. Г., Дегтярев Н. К. и др. Оценка рудного потенциала Бураковской расслоенной интрузии и ее обрамления: тез. симп. «Minex». Петрозаводск, 2007.

Мельников Е. К., Шумилин М. В. О возможной модели образования уран-ванадиевых месторождений с благородными металлами в Онежском районе (Карелия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 6. С. 31–37.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия / Под ред. В. П. Михайлова, В. Н. Аминова. Петрозаводск: Карелия, 2005. Кн. 1. 278 с.

Полеховский Ю. С., Кацнельсон А. Б. Селенидная минерализация Заонежского полуострова (Республика Карелия) // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корр. АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова. (Петрозаводск, 12–16 окт. 2015). Петрозаводск, 2015. С. 71–74.

Степанов К. И., Путинцева Е. В., Мурадымов Г. Ш. и др. Отчет «Производство поисковых работ в пределах Сортавальской площади (поиски медно-никелевых, полиметаллических и золоторудных месторождений)» // Фонды ТГФ РК. Петрозаводск, 2004. 216 с.

Черников А. А. Глубинный гипергенез, минерало- и рудообразование. М.: Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана, 2001. 99 с.

Юдин С. Н., Папулов В. Ф., Магницкая Т. Э. и др. Отчет. Поисковые работы на золото на Соанлахтинской перспективной площади (Республика Карелия) // Фонды ТГФ РК. Петрозаводск, 2008. 216 с.

Borozdin A. P., Petrov S. V., Polekhovsky Yu. S. et al. The mineral assemblage of Au-PGE-Cu-V-Ti-Fe ores in the vikshozero ore occurrence (Koykar sill, South Karelia, Russia) // 12th International Platinum Symposium. Abstracts (Edited by Anikina, E. V. et al.). Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 2014. P. 63–64.

Cathelineau M., Talbot J.-Y., Boiron M.-C. et al. The atypical Au- (U) – calc-silicate hosted mineralization of Rompas (Northern Finland): fluid-rock interactions and ore genesis // Mineral deposit research fora high-tech world. 12th SGA Biennial Meeting 2013. Proceedings, Vol. 4. P. 1626–1629.

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

Luck J. M., Allegre C. J. The study of molybdenites through the ^{187}Re-^{187}Os chronometer // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 61. P. 291–296.

Поступила в редакцию 11.05.2016

References

Akhmedov A. M., Voinova O. A., Kalabashkin S. P. et al. Komp'yuternaya karta zolotonosnosti dokembriya Karel'skogo regiona masshtaba 1:1 000 000: Analiz perspektiv [Computer map of gold mineralization of the Precambrian in the Karelia region. Scale 1:1 000 000. Analysis of prospects]. *Regional'naya geologiya i metallogeniya* [*Regional Geology and Metallogeny*]. 2001. No. 13–14. P. 84–104.

Bilibina T. V., Mel'nikov E. K., Savitskii A. V. O novom tipe mestorozhdenii kompleksnykh rud v Yuzhnoi Karelii [On a new type of complex ores deposits in the Southern Karelia]. *Geol. rudnykh mestorozhdenii* [*Geology of Ore Deposits*]. 1991. No. 6. P. 3–14.

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 SPb* [*Vestnik of St. Petersburg University*]. 2013. Iss. 2, ser. 7. P. 3–20.

Bulavin A. V., Dobrynina D. N., Oleinik I. L. Novye dannye o zolotonosnosti El'musskoi ploshchadi (Tsentral'naya Kareliya) [New data on the gold potential of the Elmus area, Central Karelia]. Zoloto Fennoskandinavskogo shchita: materialy mezhdunar. konf. [Gold of the Fennoscandian Shield: Materials of the Int. Conf.]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2013. P. 33–36.

Chernikov A. A. Glubinnyi gipergenez, mineralo- i rudoobrazovanie [Deep-seated hypergenesis, mineral and ore formation]. Moscow: Mineralogicheskii muzei im. A. E. Fersmana, 2001. 99 p.

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

Ivashchenko V. I., Lavrov O. B. Blagorodnometal'noe orudenenie Yugo-Zapadnoi Karelii [Noble metal mineralization of the Southwestern Karelia]. Problemy zolotonosnosti i almazonosnosti severa evropeiskoi chasti Rossii [Problems of Gold Mineralization and Diamond Content of the Northern European Part of Russia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1997. P. 44–51.

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

Ivashchenko V. I., Ruch'ev A. M., Golubev A. I. Dva tipa blagorodnometal'noi mineralizatsii v Kaalamskom massive (Kareliya) [Two types of noble metal mineralization in the Kaalamo Massif (Karelia)]. *Doklady Akademii nauk* [*Dokl. Earth Sciences*]. 2016. Vol. 468, no. 2. P. 183–188.

Klyunin S. F. Otchet o rezul'tatakh poiskovykh rabot na blagorodnye metally s poputnymi poiskami almazov i drugikh poleznykh iskopaemykh v predelakh Olangskoi gruppy massivov, provedennykh v 1987–1993 g. [Report on the results of the research (1987–1993) for noble metals along with prospecting for diamonds and other mineral resources within massifs of the Olang group]. TGF [Territorial Geological Fund]. Monchegorsk, 1994.

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: Geos, 2006. Iss. 572. 332 p.

Korovkin V. A., Turyleva L. V., Rudenko D. G. et al. Nedra Severo-Zapada Rossiiskoi Federatsii [Mineral resources of the North-West of the Russian Federation]. St. Petersburg: VSEGEI, 2003. 520 p.

Kuleshevich L. V., Tytyk V. M. Metamorfogenno-metasomaticheskie preobrazovaniya i Au-S-As mineralizatsiya mestorozhdeniya Novye Peski (Yuzhnaya Kareliya) [Metamorphogenic and metasomatic transformations and Au-S-As mineralization of the Novye Peski deposit (South Karelia)]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Mineral Resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. Iss. 17. P. 59–73.

Lavrov O. B. Blagorodnometall'naya mineralizatsiya Cu-S rud Kaalamskogo massiva [Noble metal mineralization of CU-S ores from the Kaalamo Massif]. Zoloto Fennoskandinavskogo shchita: materialy mezhdunar. konf. [Gold of the Fennoscandian Shield: Materials of the Int. Conf.]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2013. P. 112–116.

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.

Loginov V. N., Grinevich N. G., Degtyarev N. K. et al. Otsenka rudnogo potentsiala Burakovskoi rassloennoi intruzii i ee obramleniya [Assessment of the ore potential of the Burakovsky layered intrusion and its margins]: Tez. simp. «Minex» [Abstracts of the Minex Symposium]. Petrozavodsk, 2007.

Mel'nikov E. K., Shumilin M. V. O vozmozhnoi modeli obrazovaniya uran-vanadievykh mestorozhdenii s blagorodnymi metallami v Onezhskom raione (Kareliya) [On a possible model of uranium-vanadium deposits formation of noble metals in the Onega area (Karelia)]. *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka* [*Proceed. of Higher Schools. Geology and Prospecting*]. 1995. No. 6. P. 31–37.

Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya [Mineral raw material base of the Republic of Karelia]. Eds. V. P. Mikhailova, V. N. Aminova. Petrozavodsk: Kareliya, 2005. Kn. 1. 278 p.

Polekhovskii Yu. S., Katsnel'son A. B. Celenidnaya mineralizatsiya Zaonezhskogo poluostrova (Respublika Kareliya) [Selenide mineralization of the Zaonezhsky Peninsula (Republic of Karelia)]. Aktual'nye problemy geologii dokembriya, geofiziki i geoekologii: materialy XXVI molodezhnoi nauchnoi shkoly-konferentsii, posvyashchennoi pamyati chlen-korr. AN SSSR K. O. Krattsa i akademika RAN F. P. Mitrofanova. (Petrozavodsk, 12–16 okt. 2015) [*Current Problems of the Precambrian Geology, Geophysics, and Geoecology*: Materials of

the XXVI Scientific and Educ. Conf. of Young Scientists in Memory of K. O. Kratts, Corresponding Member of the USSR Acad. of Sci., and F. P. Mitrofanov, Member of the Acad. of Sci. (Petrozavodsk, October 12–16, 2015)]. Petrozavodsk, 2015. P. 71–74.

Stepanov K. I., Putintseva E. V., Muradymov G. Sh. et al. Otchet "Proizvodstvo poiskovykh rabot v predelakh Sortaval'skoi ploshchadi (poiski medno-nikelevykh, polimetallicheskikh i zolotorudnykh mestorozhdenii)" [Report on the research performance within Sortavala area (prospecting of cooper-nickel, polymetallic, and gold deposits]. Fondy TGF RK [Territorial Geological Fund of the Republic of Karelia]. Petrozavodsk, 2004. 216 p.

Yudin S. N., Papulov V. F., Magnitskaya T. E. et al. Otchet. Poiskovye raboty na zoloto na Soanlakhtinskoi perspektivnoi ploshchadi (Respublika Kareliya) [Report on the research for gold in the Soanlakhtinsky prospective area]. Fondy TGF RK [Territorial Geological Fund of the Republic of Karelia]. Petrozavodsk, 2008. 216 p.

Borozdin A. P., Petrov S. V., Polekhovsky Yu. S., Tarasova I. P., Bulavin A. V., Oleynik I. L., Bederova L. L. The mineral assemblage of Au-PGE-Cu-V-Ti-Fe ores in the vikshozero ore occurrence (Koykar sill, South Karelia, Russia). 12th International Platinum Symposium. Abstracts (Edited by Anikina, E. V. et al.). Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 2014. P. 63–64.

Cathelineau M., Talbot J.-Y., Boiron M.-C. et al. The atypical Au- (U) – calc-silicate hosted mineralization of Rompas (Northern Finland): fluid-rock interactions and ore genesis. Mineral deposit research fora high-tech world. 12th SGA Biennial Meeting 2013. Proceedings, Vol. 4. P. 1626–1629.

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

Luck J. M., Allegre C. J. The study of molybdenites through the ^{187}Re-^{187}Os chronometer. *Earth Planet. Sci. Lett*. 1982. Vol. 61. P. 291–296.

Received May 11, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Голубев Анатолий Иванович
заведующий лаб. магматизма, палеовулканологии и металлогении, к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: golubev@krc.karelia.ru

Иващенко 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

CONTRIBUTORS:

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

Труды Карельского научного центра РАН
№ 2. 2017. С. 60–72
Опубликовано в онлайн-версии в марте 2016
DOI: 10.17076/geo115

УДК 553.[491] (470.22)

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАССИВА ВЯЛИМЯКИ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, КАРЕЛИЯ)

И. А. Алексеев[1], Л. В. Кулешевич[2]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет*
[2] *Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Массив Вялимяки (возраст 1,89 млрд лет) расположен в Северном Приладожье, дифференцирован от верлитов, пироксенитов до габбро и диоритов повышенной щелочности. К пироксенитовой части массива приурочены ильменит-титаномагнетитовые руды, образующие несколько залежей, отработанных еще в XIX – начале XX века. Для богатых титаномагнетитовых руд характерны повышенные концентрации TiO_2 – 2,4–6,4 %, V_2O_5 – 0,54–0,8 %, MnO – 0,16–0,3 %. Титаномагнетит с ламеллями распада ильменита содержит 0,6–1 % V, концентрация Mn в ильмените составляет 1–1,87 % в рудах и до 4,65–6 % во вкрапленной минерализации в габбро-диоритах. В рудах с вкрапленно-прожилковой Cu-S-минерализацией установлены благородные металлы – Au, Pt, Pd (в сумме 0,3–1 г/т). Сульфиды представлены халькопиритом, пиритом, встречаются сфалерит (Fe 6–9 %), пирротин, аргентопентландит, галенит, Se-галенит, молибденит, кобальтин и Ag-Bi-Te фазы (гессит, штютцит, теллуровисмутит, тетрадимит). Минералы Pd, Pt – майченерит, фрудит, меренскиит, Rh-сперрилит и электрум были выявлены в массиве Вялимяки впервые.

Ключевые слова: массив Вялимяки; ильменит-титаномагнетитовые руды; Au-Pd-Pt-Cu-S-минерализация; Карелия.

I. A. Alekseev, L. V. Kuleshevich. NOBLE-METAL MINERALIZATION OF THE VÄLIMÄKI MASSIF, NORTHERN PRILADOZHJE, KARELIA

The 1.89 Ga Välimäki massif is located in the northern Lake Ladoga area (Priladozhje). It is differentiated from wehrlites and pyroxenites to highly alkaline gabbro and diorites. Ilmenite-titanomagnetite ores confined to the pyroxenite portion of the massif form several bodies worked out as early as the 19th – early 20th century. High-grade titanomagnetite ores typically contain high concentrations of TiO_2 (2.4–6.4 %), V_2O_5 (0.54–0.8 %) and MnO (0.16–0.3 %). Titanomagnetite with ilmenite disintegration lamellae contains 0.6–1 % V; Mn concentration in ilmenite is 1–1.87 % in the ores and up to 4.65–6 % in disseminated mineralization in gabbro-diorites. Ores with disseminated-veinlet Cu-S-mineralization were found to contain noble metals such as Au, Pt and Pd (total concentration 0.3–1 g/t). Sulphides are represented by chalcopyrite and pyrite; sphalerite (Fe 6–9 %), pyrrhotite, argentopentlandite, galena, Se-galena, molybdenite, cobaltite and Ag-Bi-Te phases (hessite, stutzite, tellurobismuthite and tetradymite) are common. Minerals Pd and Pt – michenerite, froodite, merenskyite, Rh-sperrylite, and electrum, were revealed in the Välimäki massif for the first time.

Keywords: Välimäki massif; ilmenite-titanomagnetite ores; Au-Pd-Pt-Cu-S-mineralization; Karelia.

Характеристика массива Вялимяки

Массив Вялимяки (рис. 1) расположен в Северном Приладожье (Питкярантский район Республики Карелия) вблизи пос. Ляскеля. Имеет овальную форму, размер 3,5 × 2 км и представлен перидотитами, пироксенитами, габбро и диоритами. По данным петрографо-петрохимического изучения состава слагающих его пород и возрасту 1,89 млрд лет (U-Pb анализ цирконов) [Богачев и др., 1999; Алексеев, Котова, 2010] он обычно сопоставляется с массивом Кааламо и относится к клинопироксенит-габбровому формационному комплексу. Геология, генезис и рудоносность массива в разных аспектах изучались геологами производственных и научных организаций [Саранчина, 1948; Громова, 1951; Геология..., 1960; Юдин, 1987; Светов и др., 1990; Богачев и др., 1999; Алексеев, Котова, 2010]. Массив прорывает сланцы ладожской серии (PR_1 lg). В северном и восточном контакте развиты ставролит-биотитовые и кварц-биотитовые сланцы, в южном, в том числе на побережье Ладожского

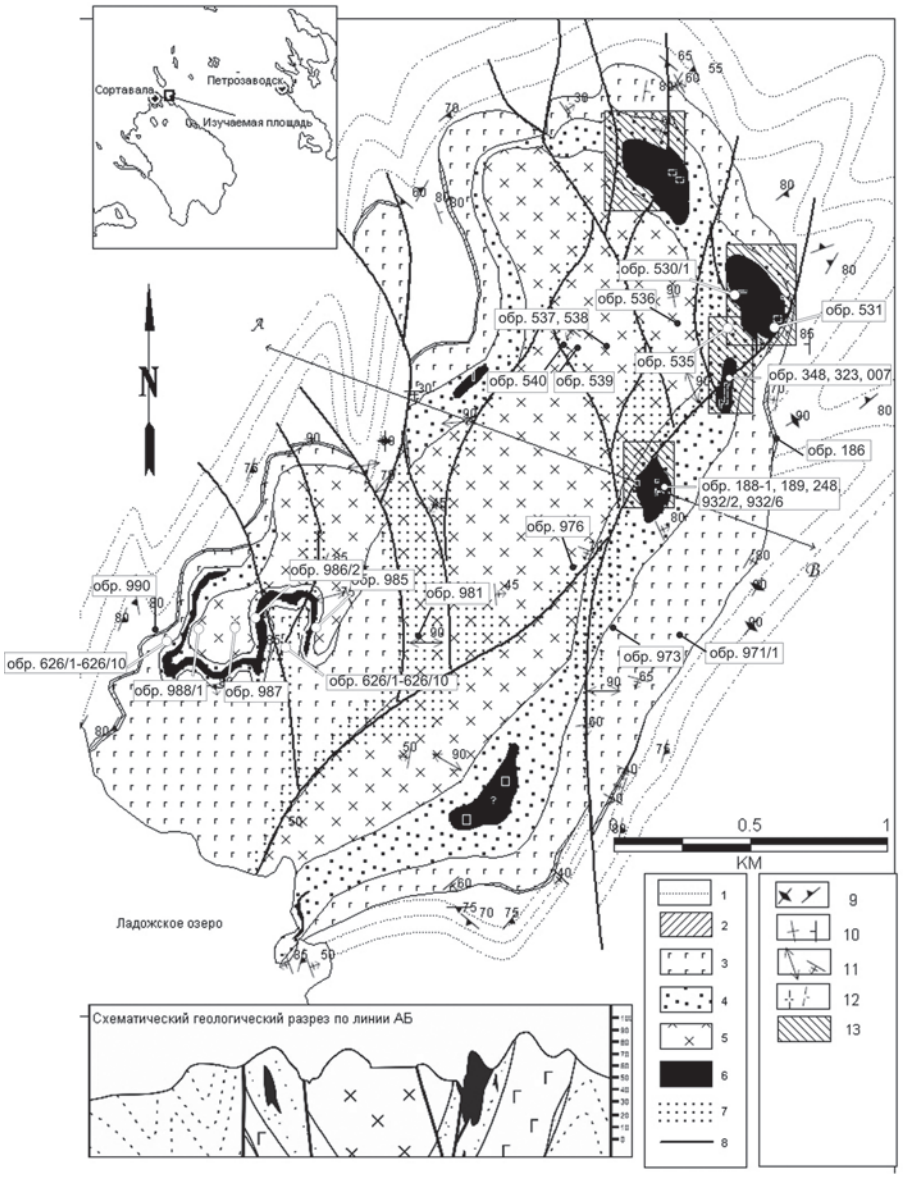


Рис. 1. Схема геологического строения массива Вялимяки (сост. И. А. Алексеев)

1 – вмещающие породы: сланцы ладожской серии (PR_1lg); 2–7 – породы Вялимякского массива: 2 – приконтактовые гибридные диориты; 3 – габбро (зона трахитоидных габбро); 4 – пироксениты, габбро, диориты (габбро-пироксенитовая зона); 5 – габбро-диориты (габбро-диоритовая зона); 6 – рудовмещающие тела клинопироксенитов (белый квадрат – горные выработки); 7 – калишпатизированные породы; 8 – тектонические нарушения; 9–12 – элементы залегания: 9 – сланцеватость, 10 – контакт пород, 11 – трахитоидность, 12 – тектонические структуры; 13 – участки работ: пироксениты, перспективные на обнаружение благороднометалльного оруденения.
Цифры на схеме – номера образцов

Таблица 1. Химический состав пород массива Вялимяки (мас. %)

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	50,60	52,00	49,60	54,40	53,20	35,00	47,50	35,70	39,40	42,10	36,60	37,90	39,00
TiO_2	0,73	0,76	1,16	0,41	0,85	2,94	1,15	1,90	1,99	1,45	2,38	2,00	2,19
Al_2O_3	21,20	21,10	16,00	23,10	18,10	7,08	8,72	5,41	3,83	2,48	3,42	3,30	3,35
Fe_2O_3t	8,84	8,43	13,60	4,71	9,52	28,30	18,40	23,80	26,60	21,50	29,10	23,80	26,50
MnO	0,13	0,15	0,23	0,08	0,17	0,24	0,25	0,22	0,21	0,24	0,27	0,24	0,29
MgO	2,31	2,05	4,36	1,13	2,94	11,00	9,07	10,40	11,00	12,90	11,50	12,00	11,40
CaO	6,30	7,02	6,75	7,58	6,69	13,40	10,90	16,10	15,70	18,20	16,50	16,30	15,90
Na_2O	4,10	3,66	2,76	5,53	3,73	0,56	1,50	0,74	0,50	0,02	0,02	0,36	0,28
K_2O	2,48	3,25	3,73	1,50	3,61	0,72	0,96	0,87	0,55	0,37	0,22	0,28	0,29
P_2O_5	0,43	0,49	0,61	0,32	0,39	0,24	0,20	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,19
ппп	2,47	0,81	0,74	0,90	0,39	0,19	1,02	4,38	0,05	0,29	0,05	3,33	0,23
Σ	99,60	99,70	99,50	99,70	99,60	99,60	99,70	99,60	99,60	99,60	99,60	99,60	99,70
Σalk	6,58	6,91	6,49	7,03	7,34	1,28	2,46	1,61	1,05	0,39	0,24	0,64	0,57
Kf (%)	79,28	80,44	75,72	80,65	76,40	72,01	66,98	69,59	70,74	62,50	71,67	66,48	69,92
Обр.	530/1	530/2	535	538	539	531	626/1 а	626/3	626/4	626/6–1	626/7	626/8–2	626/9

Окончание табл. 1

Комп.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	51,50	50,70	51,90	51,30	48,90	53,80	54,70	56,00	54,60	36,10	20,42	18,69	7,08
TiO_2	0,98	0,87	0,94	0,98	1,08	0,76	0,69	0,64	0,68	2,44	4,16	4,80	6,40
Al_2O_3	16,30	18,10	17,50	16,80	16,30	18,10	19,00	19,00	18,70	7,65	6,37	6,39	6,67
Fe_2O_3										14,70	31,56	31,70	41,15
FeO										16,20	22,98	23,20	28,40
Fe_2O_3t	11,60	10,30	10,50	11,60	13,00	9,40	8,11	7,56	7,87				
MnO	0,21	0,16	0,18	0,21	0,23	0,17	0,14	0,12	0,16	0,21	0,29	0,27	0,30
MgO	4,22	3,43	2,80	3,48	4,76	2,61	2,17	2,55	2,33	8,41	3,79	5,35	1,40
CaO	7,56	7,81	6,10	7,63	9,16	6,21	5,65	5,30	6,34	11,23	8,60	6,16	7,6
Na_2O	3,24	4,01	3,52	3,44	3,29	3,83	3,70	5,40	4,21	1,16	0,38	0,66	0,06
K_2O	2,88	2,48	3,46	3,01	1,72	3,71	4,15	2,01	3,96	1,09	0,38	0,03	0,12
P_2O_5	0,48	0,45	0,48	0,57	0,59	0,44	0,36	0,31	0,35	0,36	0,052	0,15	0,14
ппп	0,61	1,17	2,23	0,57	0,62	0,58	0,86	0,65	0,46	0,06	0,37	1,39	0,25
V_2O_5										0,108	0,544	0,408	0,48
Cr_2O_3										0,009	0,009	0,035	0,019
Cu										0,033	0,001	0,003	0,003
Σ	99,60	99,60	99,60	99,70	99,70	99,60	99,60	99,60	99,60	99,94	100	99,73	99,78
Σalk	6,12	6,49	6,98	6,45	5,01	7,54	7,85	7,41	7,27	2,25	0,76	0,69	0,18
Kf (%)	73,32	75,02	78,95	76,92	73,20	78,27	78,89	74,78	77,16	78,61	93,50	91,12	98,03
Обр.	626/1	626/10	971/1	973	985	976	981	986/2	987	1	2	3	4

Примечание. Анализы И. А. Алексеева (1–22): 1–3, 14–18 – габбро, 6–13 – высокожелезистые пироксениты, 4–5, 19–22 – габбро-диориты. Анализы Б. С. Юдина (23–26): 23 – оруденелый клинопироксенит, 24–26 – ильменит-магнетитовые руды.

озера, – сланцы, амфиболиты и гранито-гнейсы. Метаморфизм вмещающих толщ достигает амфиболитовой фации. На позднеорогенном этапе развития массив претерпевает деформации и сечется жилами гранитоидов.

Однако, имея близкий возраст с массивами Кааламской группы, Вялимякский массив отличается несколько большим разнообразием породных комплексов, наличием титаномагнетитовых руд и характером более поздних наложенных изменений, связанных с воздействием позднеорогенных гранитов. Титаномагнетитовые руды содержат повышенные концентрации благородных металлов, что и обусловило интерес к ним [Алексеев, 2005]. В задачи настоящей работы входило изучение рудных минералов, обеспечивающих повышенные концентрации ЭПГ, приуроченных к титаномагнетитовым рудам с вкрапленной сульфидной минерализацией, и установление минеральных фаз благородных металлов.

Петрографо-петрохимические особенности пород. Вялимякский массив дифференцирован от перидотитов и пироксенитов до габбро и диоритов. Состав пород приведен в таблице 1 и на рисунке 2.

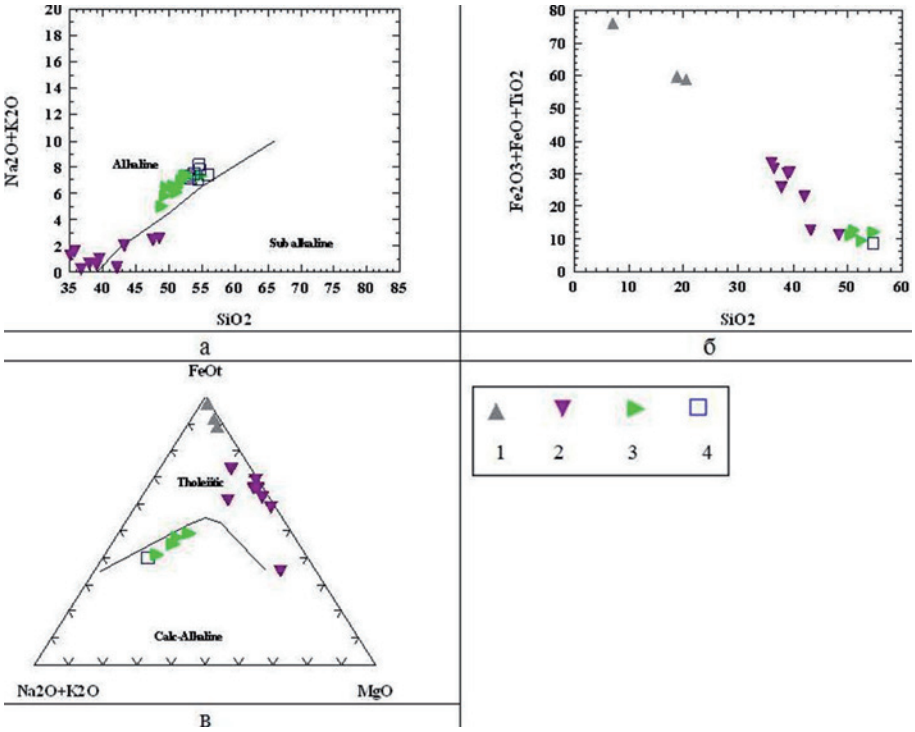


Рис. 2. Петрохимические особенности пород массива Вялимяки:

Классификационная диаграмма: а. SiO_2 – (Na_2O+K_2O) (мас. %). Диаграммы: б. SiO_2 – FeO + Fe_2O_3 + TiO_2; в. (Na_2O+K_2O) – FeOt – MgO.

Легенда: 1 – руды и рудные пироксениты, 2 – пироксениты высокожелезистые, 3 – габбро, 4 – габбро-диориты

Ультраосновные породы представлены небольшими линзами верлитов в составе пироксенитовых тел, основные интрузивные породы – клинопироксенитами, горнблендитами, мелано-, мезо- и лейкократовыми габбро, габбро-диоритами, а также гибридными приконтактовыми диоритами [Алексеев и др., 2005, 2010]. Приконтактовые зоны представлены гибридными диоритами.

Все породы выделяются повышенной щелочностью. Указанные разновидности формируют зональность (от восточного контакта вверх по разрезу, см. рис. 1): 1) пачка приконтактовых гибридных диоритов; 2) пачка трахитоидных лейко- и мелано-габбро; 3) габбро-пироксенитовая пачка, представленная контрастным чередованием меланократовых и лейкократовых пород; 4) пачка габбро-диоритов. Выделенные зоны простираются параллельно контактам интрузива. Крупные пироксенитовые тела размещены закономерно в виде цепочки на одном уровне в пределах пачки. Контакты тел разнообразные: от ровных и четких до постепенных.

В пределах массива породы расположены зонально согласно с выделяемой расслоенностью (рис. 1). Приконтактовые зоны представлены гибридными диоритами (обр. 186, 187) и трахитоидными габбро, далее следует меланократовая габбро-пироксенитовая зона и затем габбро-диориты центральной и западной части массива. Рудные титаномагнетитовые горизонты приурочены к пироксенитовой зоне. Изучались руды и образцы с разным содержанием Ti-Fe-оксидов и с сульфидной минерализацией (обр. 188, 188–1; 189, 189–1, –4; 248, 248–2, –5; 323, 348, 348–1, 408–3, 932–2, -4, -6, 007).

Краевая зона. Приконтактовые диориты слагают маломощную кайму вдоль западного контакта массива и небольшие локальные оторочки вдоль восточного контакта. Для краевых габбро-диоритов («гибридных» субщелочных пород) в северной краевой части массива (обр. 186) характерно присутствие в составе плагиоклаза (55–60 %, An 44), биотита (20–18 %), амфибола (18 %), микроклина (4–5 %) и кварца (до 5 %). В составе плагиоклаза Na (4,62–7,44 %) преобладает над Ca (5,55–0,59 %, обычно 3–4 %), биотит содержит 1,28–2,02 % Ti. Амфибол зональный: в центре кристаллов находится роговая обманка с повышенным содержанием Al и щелочей Na и отчасти K, в кайме – менее глиноземистая (до актинолита). Калиевый полевой шпат в диоритах выделяется как более поздний, наложенный, он содержит Ba до 1,5–3,21 %, Na до 0,57–0,7 %. В породах присутствует апатит ~1–3 %, акцессорный

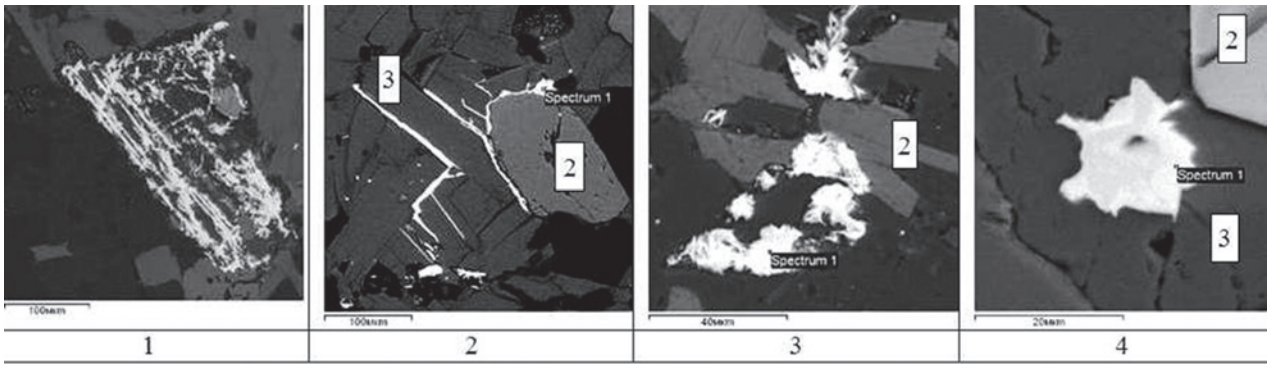


Рис. 3. Акцессорная REE-минерализация в габбро-диоритах краевой зоны:

1. Скелетный кристалл паризита, Vel 186–172. 2. Паризит (sp. 1) обрастает апатит (2) и биотит (3), Vel 186–16. 3. Паризит (sp. 1), биотит (2), Vel 186–4. 4. Зональный Ca-Sr-TR-карбонат (анцилит, sp. 1), магнетит (2), хлорит (3), Vel 189–16.

бадделеит и циркон. Вторичные минералы представлены кальцитом, эпидотом, хлоритом, титанитом. Для гибридных пород установлены повышенные концентрации REE и их минералы (рис. 3): паризит, Ca-TR-Sr-карбонат (анцилит), Th-содержащий паризит, торит, что в целом типично для пород повышенной щелочности.

Fe-Ti-O-рудные оксиды в краевых диоритах редки. Они представлены срастанием магнетита (1–2 %) и манганоильменита (Mn до 4,65–6 %). Сульфиды (до 0,5–1 %) в диоритах встречаются редко, но на отдельных участках отмечаются их тонкие прожилки с хлоритом и кальцитом. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, иногда среди них отмечаются единичные зерна галенита, молибденита и кобальтина.

Габбровая зона представлена мелано-, мезо- и лейкократовыми габбро, часто имеющими трахитоидный облик за счет ориентировки лейст основного плагиоклаза (№ 42–45). Темноцветные минералы представлены клинопироксеном, магматической роговой обманкой, биотитом, акцессорным апатитом. По роговой обманке развивается актинолит и хлорит, по первичному биотиту – вторичный биотит-2 и хлорит.

Габбро-пироксенитовая зона. В строении этой зоны принимают участие крупные пироксенитовые тела линзовидной и овальной формы, которые цепочкой прослеживаются в пределах выделяемой зоны вблизи контакта, а также габбро, габбро-диориты и диориты, являющиеся вмещающими породами для пироксенитов [Алексеев, Котова, 2010]. Пироксениты встречаются также в виде отдельных небольших шлиров и тел неправильной формы. Крупные тела обладают своим внутренним зональным строением. В разрезе тел присутствуют рогообманковые, плагиоклазсодержащие и биотитовые клинопироксениты, оруденелые породы, горнблендиты, роговообманковые меланократовые габбро. Пироксениты содержат диопсид, редко ромбический пироксен, основной плагиоклаз, роговую обманку, биотит (Ti 0,67–1,37 %), в верлитах сохраняется оливин. Габброиды в пределах зоны распространены достаточно широко, отличаются массивным обликом, отсутствием трахитоидных текстур, мелко- и гигантозернистой структурой. Они содержат клинопироксен, основной плагиоклаз, роговую обманку, биотит, акцессорный апатит. Габбро-диориты и диориты зоны отличаются более светлым цветом и более кислым плагиоклазом.

К габбро-пироксенитовым телам приурочены ильменит-титаномагнетитовые руды и халькопиритовая вкрапленно-прожилковая минерализация с благородными металлами. Оруденелые пироксениты и собственно руды содержат высокую суммарную концентрацию железа ($FeO+Fe_2O_3$) – 40–69 %. Содержание TiO_2 в них 2,4–6,4 %, V_2O_5 – 0,1–0,54 %, количество P_2O_5 в породах колеблется от 0,02–0,05 до 0,39–0,53 % (табл. 1). Мощность рудных клинопироксенитовых тел достигает 150–200 м, протяженность по простиранию до 300 м.

В габбро-диоритовой зоне диориты и габбро-диориты слагают завершающую часть разреза восточного блока и большую часть западного блока массива, где выходы этих пород встречаются в виде отдельных участков, образуя постепенные переходы с габбро. Диориты представляют собой среднезернистые, мезо- и меланократовые породы. Они выделяются повышенным содержанием глинозема и более высокой общей щелочностью (табл. 1; рис. 2). Плагиоклаз составляет порядка 60 % (An 50–53), он выделяется на фоне более мелкозернистой меланократовой массы. Темноцветные минералы представлены амфиболом (25–30 %), биотитом (8–10 %)

и клинопироксеном (1–5 %). Содержание апатита составляет около 1 %.

Жильные тела. Породы массива секутся более поздними дайками гранитов, диоритов, аплитами и более крупнозернистыми кварц-полевошпатовыми жилами.

Тектонические нарушения. Массив разбит системами разломов двух основных доминирующих направлений – СВ и СЗ, блокирующих массив. В разломных зонах породы сильно рассланцованы и изменены: первичные силикаты замещаются вторичными минералами, развивается калишпатизация [Алексеев и др., 2005]. В местах проявления секущих даек и жил в приразломных зонах породы приобретают розовый оттенок за счет наложения микроклина. В этих зонах развиваются хлорит, альбит, эпидот, встречаются турмалин, биотит, актинолит, а также кальцит. Среди акцессорных и вторичных минералов, по данным проведенного микрозондового изучения, в этих зонах установлены такие минералы, как бадделеит, циркон, торит, уранинит, паризит и редкие колумбит, Sr-барит и Ca-Sr-REE-карбонат. Ca-Sr-REE-карбонат (рис. 3/9) образует зональные срастания неправильной формы и содержит Sr 5,27–8,58 %, Ca 11,65–6,54 %, Ce 32,41–32,07 %, La 16,68–19,52 %, Nd 16,67–17,37 и относится к кальциоанкилиту (Ca, Sr) Ce $(CO_3)_2(OH)$ H_2O. Изменения в зонах рассланцевания сопровождаются увеличением количества минералов Zr, Th, U и REE, они подобны изменениям в краевых габбро-диоритах.

Сульфиды зон низкотемпературного изменения представлены пиритом, халькопиритом, единичными выделениями галенита (обр. 189). К ним приурочены повышенные концентрации благородных металлов [Алексеев, 2005; Алексеев и др., 2005].

Рудная минерализация массива Вялимяки

История изучения и освоения месторождения титаномагнетитовых руд. Титаномагнетитовые руды, связанные с пироксенитовыми горизонтами массива, были обнаружены Х. Холмбергом в 1885 г. Руды разрабатывались с конца XIX века. Из исторических сведений известно, что на месторождении было добыто около 388 тыс. т руды. Разработка велась открытым способом в карьерах и с использованием небольших шахт. Вблизи разработок располагался поселок и небольшая фабрика по обогащению руд. В западной и северной части массива до сих пор встречаются останцы от строений, связанных с разработками, и отвалы руды. Действовала построенная до небольшого залива Янаслахти в Ладожском озере (западнее пос. Импилахти) железная дорога.

Часть руд с высоким содержанием титаномагнетита без обогащения сразу же отправлялась на плавку, тогда как вкрапленные руды обогащались методом магнитной сепарации. По историческим данным, добыча руды на рудниках Вялимяки достигала 13 тысяч тонн в год. Рудный концентрат затем переправлялся по Ладожскому озеру и доставлялся на плавильный завод в деревню Видлица. Месторождение эксплуатировалось АО «Путиловский завод», первичная плавка велась на Видлицком заводе с 1889 по 1909 год. Содержание железа в обогащенных рудных концентратах достигало 59,73–62,48 %, из него изготовлялись чугунные брикеты, которые затем отправлялись на Путиловский завод.

Титаномагнетитовые руды. В 50-х годах прошлого века Вялимякская аномалия и месторождение титаномагнетитовых руд разведывались З. Т. Громовой. Было установлено, что титаномагнетитовые руды образуют шлирообразные тела в амфиболизированных пироксенитах в краевых частях массива [Громова, 1951; Геология..., 1960; Минерально-сырьевая база..., 2005]. В пределах массива установлены пять крупных линзовидных тел пироксенитов с рудными залежами, это участки Велимяки 1, 2, Чупуканмяки, Харкинмяки, Хехкинмяки (рис. 1); на этих участках были выделены десять круто падающих к ЮВ пластовых титаномагнетитовых рудных тел мощностью 40–200 м, длиной порядка 180–600 м, к которым и были приурочены рудники. Рудные тела образуют пласты, линзы, которые при крутом залегании иногда называют столбами. Наиболее богатые из них были полностью либо частично отработаны. Содержание в рудах Fe_2O_3 (валового) составляет 22,3 % (среднее 15,46 %), TiO_2 6,25 %, V_2O_5 0,1–0,61 %, P_2O_5 0,02–0,53 %.

В результате поисково-разведочных работ руды месторождения были отнесены к непромышленному типу из-за низкого качества и их небольших запасов, а объект был переведен в разряд рудопроявления: в кадастре Республики Карелия он известен под названием Велимяки [Громова, 1951; Минерально-сырьевая база..., 2005]. По данным бурения на глубине были вскрыты бедные вкрапленные руды с маломощными прослоями массивных руд. Мощность богатых рудных прослоев составляла от нескольких сантиметров до 0,6–1 м. Богатые руды содержат 26–32,3 % Fe_2O_3, TiO_2 от 2,5 до 5,3 %, V_2O_5 до 0,26 %.

Данные о запасах титаномагнетитовых руд Вялимякского месторождения по Республике

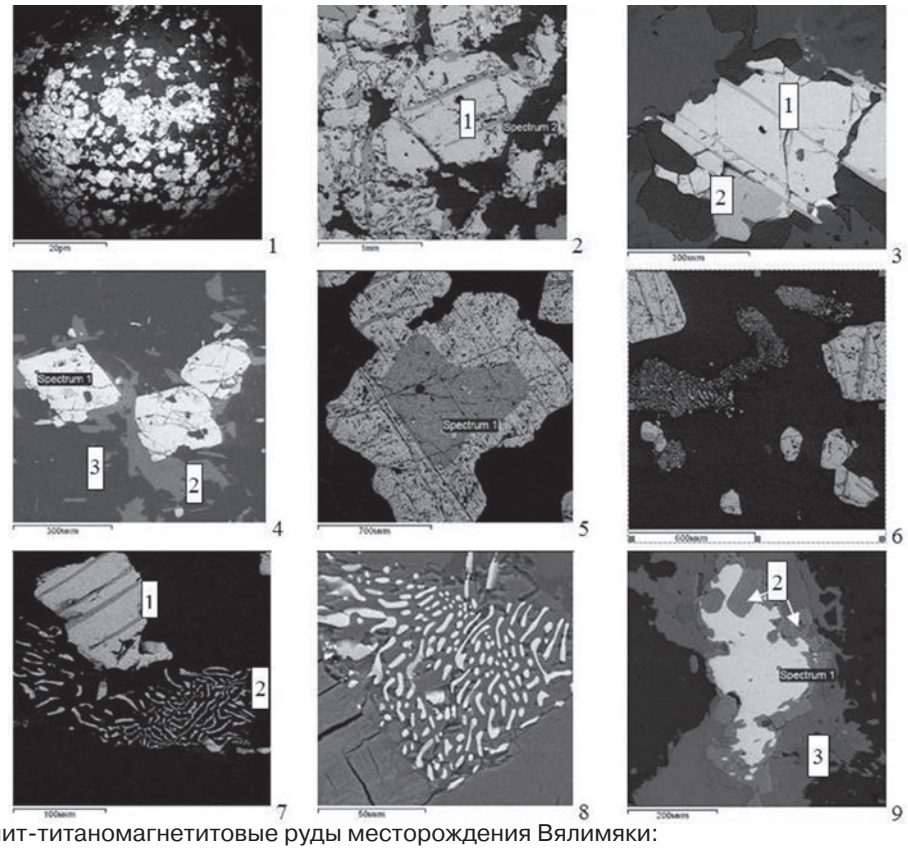


Рис. 4. Ильменит-титаномагнетитовые руды месторождения Вялимяки:

1. Ильменит-титаномагнетитовая богатая вкрапленная руда, обр. 248–12. 2. Титаномагнетит (1), ильменит-1 (sp. 2), 248–12. 3. Магнетит с ламеллями ильменита-1 (1), ильменит-2 (2), 348–1. 4. Кристаллы магнетита (sp. 1), биотит (2), амфибол (3), 248–5. 5. Неправильное зерно ильменита-2 (sp. 1) в титаномагнетите с ламеллями ильменита, 323–3. 6. Ильменит-титаномагнетитовая руда (кристаллы и эвтектические срастания), 323–3. 7. Титаномагнетит с ламеллями ильменита (1) и эвтектическое срастание магнетита и ильменита (2), 323–3. 8. Эвтектическое срастание магнетита и ильменита, 323–14. 9. Ильменит (sp. 1) замещается титанитом (2) и биотитом (3), Вел 188.

Карелия приводятся с учетом исторических сведений и составляют 130 млн тонн [Минерально-сырьевая база..., 2005]. Одновременно основной тип пород массива (габбро) оценивался и как высокопрочный строительный камень с прогнозными ресурсами в 20 000 тыс. м^3 [Минерально-сырьевая база..., 2006].

Минеральный состав руд. Руды Вялимякского месторождения содержат от 10–15 до 30–40 %, реже до 90 % Ti-Fe-оксидов, представленных титаномагнетитом и ильменитом. Количество ильменита в них составляет 5–15 % [Минерально-сырьевая база..., 2005; Юдин, 1987], поэтому в дальнейшем при описании руд авторы называют их как ильменит-титаномагнетитовые. Текстуры руд (рис. 4) бывают вкрапленно-прожилковые (от густо- до бедновкрапленных), реже сплошные, массивные, структуры среднезернистые.

Титаномагнетит образует октаэдрические кристаллы, он обычно распадается на две фазы, в которых октаэдрические и пентагондодекаэдрические кристаллы магнетита содержат ламелли и неправильные зерна ильменита (рис. 4/1–8). Происходит это при остывании массива и рудного расплава до температуры ~600 °С, тогда избыточное количество Ti, изоморфно входящего в титаномагнетит, выделяется и образует структуры распада. Ламелли – это пластинки ильменита, выделившиеся при распаде титаномагнетита по определенным кристаллографическим направлениям. Неправильные и самостоятельные зерна *ильменита* представляют собой сегрегированные обособления, они образуются в дальнейшем в близких температурных условиях и сопровождаются изменениями пород – появлением ОН-содержащих силикатов (амфибола, биотита). Ильменит при более поздних низкотемпературных метаморфических преобразованиях иногда замещается титанитом (рис. 4/9).

В составе собственно магнетита содержание Ti обычно сильно снижается до первых долей процента, содержание V составляет 0,6–1 %. В концентрате магнитной фракции содержание ванадия в среднем составляет 2,04 %, по данным И. А. Алексеева. Ильменит содержит примесь Mn 1,06–2 %, реже до 4,61 %, что

Таблица 2. Содержание благородных металлов в породах и ильменит-магнетитовых рудах массива Вялимяки (г/т)

	Pt	Pd	ΣЭПГ	Au	Номер	Вид анализа
1	н	0,013–0,026		0,29–0,068	П-39-42	ПА
2	н	0,030–0,018		0,033–0,023	39-43	ПА
3	н	0,019–0,012			39-46	ПА
4	н	0,036–0,046			39-53	ПА
5	н	0,029–0,041			40-3	ПА
6	н	0,020–0,012			40-5	ПА
7	н	0,032–0,042			41-1	ПА
8	н	0,022			41-2	ПА
9	н	0,0083–0,088		0,012–0,049	42	ПА
10	н	0,073		0,016–0,12	45	ПА
11	0,14	0,27–0,24	0,38–0,41	0,06–0,043	45-6	ПА
12	н	0,013	0,013	0,037	П1855	ПА
13	0,02	0,02	0,04	0,02	П39-51	ПА
14	н	0,045–0,013		0,0072–0,001	П39-П41	ААА
15	н	н – 0,045		0,001–0,0072	39 (38-51)	ААА
16	н	0,013–0,014		0,0015–0,002	41	ААА
17	н	0,001		0,0022–0,0029	45-1	ААА
18	н	н		н	БР	ААА
19	0,02–0,11	0,03–0,15	0,07–0,27	0,02–0,04	Вел-ИА	ICP
20	до 0,17	до 0,22–0,27	до 0,3–0,42	до 0,28	Вел-ИА	ICP

Примечание. 1–17 – пироксениты с титаномагнетитом и единичными сульфидами, 9–11 – то же с сульфидной вкрапленностью, 13 – диорит, 20 – богатые руды, 1–18 – данные М. Г. Попова, 19–20 – пироксениты и габбро из зон рассланцевания с вкрапленностью титаномагнетита и сульфидами (14 проб, обобщенные данные И. А. Алексеева). ПА – пробирно-спектральный анализ (ЦНИГРИ), ICP-MS анализ (СПбГУ), ААА – атомно-абсорбционный анализ (ИГ КарНЦ РАН), н – ниже предела обнаружения, пробел – нет определений.

несколько ниже, чем в ильмените из зоны гибридных диоритов. Неправильные червеобразные срастания магнетита, иногда с небольшим количеством ильменита, выделяются в эвтектических срастаниях с оливином (рис. 4/6–8). Для ильменит-титаномагнетитовых руд были рассчитаны ресурсы ванадия категории P_2 в количестве 2 тыс. т V_2O_5 [Алексеев, 2005]. В рудах встречается *апатит* 1–2 %, его концентрация иногда достигает 4–10 %, однако крупных скоплений не установлено.

Силикаты из зоны оруденелых пород (высокожелезистых пироксенитов) представлены моноклинным пироксеном, реже встречаются ромбический пироксен, иногда оливин, в интерстициях выделяется основной плагиоклаз (Na 4,97 %, Ca 4,75 %). Пироксены замещаются магматической роговой обманкой, иногда вблизи руд и в зонах рассланцевания развивается актинолит. На контакте с Fe-Ti-оксидами, в пироксенитах и габбро выделяется биотит, он содержит Ti в количестве 0,7–1,1 %. В меланократовых габбро-пироксенитах с ильменит-титаномагнетитовым оруденением иногда встречается убогая вкрапленность сульфидов, которые также сопровождаются более низкотемпературными силикатами (актинолитом, хлоритом) и кальцитом.

Сульфидная рудная минерализация и благородные металлы. Пироксениты и ильменит-титаномагнетитовые руды содержат вкрапленную и небогатую вкрапленно-прожилковую халькопиритовую или халькопирит-пиритовую минерализацию, в которой отмечается присутствие благородных металлов. Встречается также и более поздняя пиритовая вкрапленность. Наиболее обильная сульфидная минерализация тяготеет к зонам трещиноватости и гидротермально-метасоматической проработки пироксенитов. Такие зоны были опробованы в пределах Центрального пироксенитового тела (обр. 188, 189, 248, 348, 932 и др., рис. 1).

Содержание Cu в породах массива составляет 15–100 ppm, Zn 31–100, Ni 10–70, Co 10–50, Pb 5–20 ppm. Содержание Cu в титаномагнетитовых рудах с сульфидной вкрапленностью колеблется от 0,001–0,033 до 0,6 %. Для бессульфидных пироксенитов и титаномагнетитовых руд характерно в целом невысокое содержание платиноидов и золота (ΣЭПГ от 0,008–0,02 до 0,1–0,27 г/т, Au 0,001–0,12 г/т, табл. 2).

Вкрапленная и вкрапленно-прожилковая халькопиритовая минерализация из титаномагнетитовых руд представляет наибольший интерес на предмет выявления в них благородных

Таблица 3. Состав некоторых сульфидов и сульфоарсенидов (мас. %)

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Fe	8,28	3,98	5,37	33,72	35,41	6,89	9,03	8,50	7,24	6,21				34,92
Zn						57,53	54,48	57,06	56,20	55,10				
Co	26,75	28,0	25,89											8,17
Ni		2,35	3,78	18,35	17,54									
S	26,60	21,19	22,08	34,65	34,72	35,58	36,49	34,44	35,64	36,02	37,54	37,56	11,23	56,91
As	38,37	44,48	42,87											
Ag				13,28	12,33									
Cu									0,92	2,67				
Pb													81,64	
Mo											62,46	62,44		
Se													7,13	
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	188	323	932–2	189–1	189	248	248–2	932–2	932–6	932–6	189–1		189	189
Уч.		9–1		11–3	11–2		10–1		5–1	17–1	16–1	16–3	14	12

Примечание. 1–3 – аллоклазит-кобальтин, 4–5 – аргентопентландит, 6–10 – сфалерит, 11–12 – молибденит, 13 – селеногаленит, 14 – Co-пирит. Микрозондовые анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН, составы минералов приведены к 100 % (здесь и далее).

металлов. В рудах с бедной сульфидной вкрапленностью суммарное содержание ЭПГ составляет 0,1 г/т, Au до 0,1–0,55 г/т (табл. 2). Сульфиды (1–10 %) представлены преимущественно халькопиритом, реже встречаются пирит, пирротин, аргентопентландит, борнит, в единичных зернах микронного размера – галенит, сфалерит, реже Se-галенит (рис. 5). Сфалерит содержит 6,6–9 % Fe, иногда примесь Cu до 2,67 % (табл. 3).

В зонах наложенного рассланцевания встречаются более поздние наложенные сульфиды – пирит, халькопирит, галенит, молибденит. В пирите из более поздних прожилков иногда отмечается Co до 6,72–8,17 %. Пирротин в зонах рассланцевания обычно

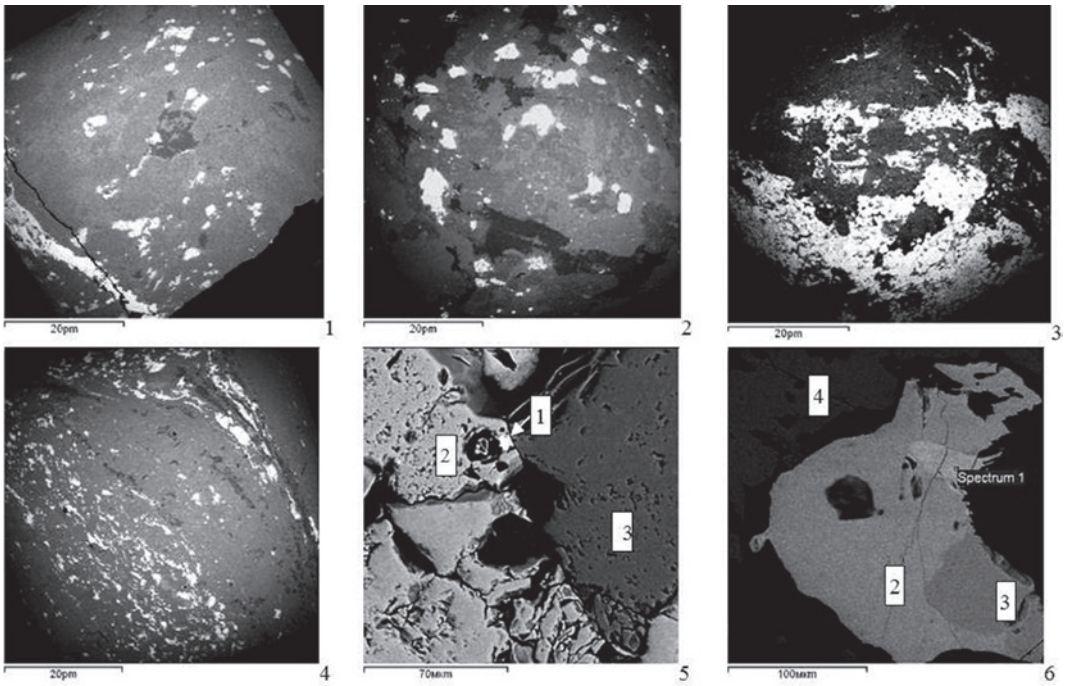


Рис. 5. Сульфидная вкрапленно-прожилковая минерализация, массив Вялимяки

Текстуры руд: 1. Халькопиритовая вкрапленно-прожилковая минерализация, обр. 932–6. 2. Вкрапленная халькопиритовая минерализация, 932–3–10. 3. Гнездово-вкрапленная халькопирит-пиритовая минерализация, обр. 007. 4. Халькопирит-пиритовая минерализация в зоне рассланцевания, Вел 189. 5. Селеногаленит (1) в пирите (2), магнетит (3), Вел 189. 6. Сфалерит (сп. 1), халькопирит (2), пирротин (3), ильменит (4), 248–2–13.

Таблица 4. Состав Ag-Bi-Te фаз (мас. %)

Элем.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
S												4,07	1,98	4,2
Se														2,28
Ag	61,93	60,77	60,08	57,14	57,19	56,38	59,06	9,56				3,39		12,57
Bi								51,20	53,26	55,75	52,16	56,40	73,19	45,0
Te	38,07	39,23	39,92	42,86	42,81	43,62	40,94	39,24	46,74	44,25	47,84	36,14	24,83	35,95
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	248–2									007		248–2		
Уч.	6–2	11–3	25–3	5–4	16–1	16–2	17–1	6–8	20–1	6–1	7–1	6–3	6–4	5–2

Примечание. 1–3 – гессит, 4–7 – штютцит, 8–11 – теллуровисмутит, 12 – тетрадимит, 13 – Te-жозеит, 14 – Se-волынскит-кавацулит.

Таблица 5. Состав минералов платиновой группы (мас. %)

Элем.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Pd	26,62	25,73	24,30	21,16	19,72	22,23	25,39	22,21	29,70	28,65	25,88	26,83
Te	28,19	35,98		6,83					63,17	63,70	56,97	57,0
Bi	45,19	38,29	75,70	72,01	80,28	77,77	74,61	77,79	7,13	7,65	17,15	16,17
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	248–2										348–1	
Уч.	6–7	18–1	6–5	6–11	6–12	6–13	7–1	7–2	25–1	25–4	9	10–1

Примечание. 1–2 – майченерит Pd (Bi, Te)$_2$, 3–8 – фрудит PdBi$_2$, 9–12 – меренскиит Pd (Te, Bi)$_2$.

замещается марказитом. Появление этих сульфидов, в частности чешуек молибденита, связано с влиянием позднеорогенных гранитов.

Учитывая в том числе результаты предшествующих работ, следует отметить, что Ti-Fe-окисные руды были опробованы на благородные металлы недостаточно. Установлено, что: 1) фоновые концентрации ЭПГ в безсульфидных и малосульфидных титаномагнетитовых рудах составляют 0,013–0,041 г/т; 2) суммарное содержание благородных металлов в рудах с вкрапленной халькопиритовой минерализацией возрастает до 0,3–0,6÷1 г/т (табл. 2); 3) в обогащенных концентратах проб из зон

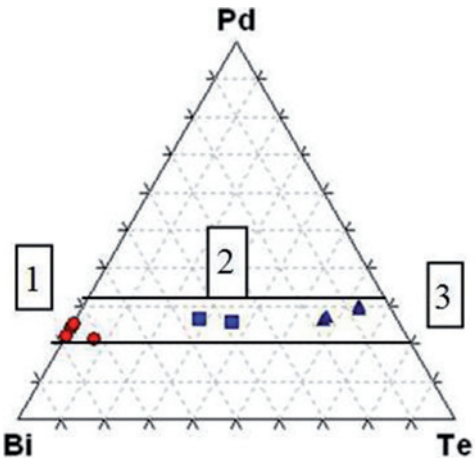


Рис. 6. Распределение минералов ЭПГ на диаграмме состава Pd-Bi-Te: 1 – фрудит, 2 – майченерит, 3 – меренскиит

рассланцевания в пироксенитах установлено самородное золото, содержащее 15,5–23,2 % Ag [Алексеев, Котова, 2010].

С целью выявления минеральных фаз, несущих благородные металлы, и их ассоциаций было проведено детальное микрозондовое изучение руд с халькопиритовой минерализацией. Результаты этого изучения показали, что в ассоциациях с халькопиритом, сфалеритом, галенитом (рис. 5; табл. 3) встречаются кобальтин, теллуриды и висмутотеллуриды Ag, Bi, теллуровисмутиды Pd и электрум (рис. 6; табл. 4–6). Теллуриды и висмутотеллуриды обычно ассоциируют с халькопиритом, они представлены гесситом, штютцитом, теллуровисмутитом, тетрадимитом. Более редкими среди них являются Te-жозеит и Se-волынскит-кавацулит (рис. 6; табл. 4).

ЭПГ тяготеют преимущественно к титаномагнетитовым рудам с вкрапленной халькопиритовой минерализацией. Минералы платиновой группы имеют микронные размеры (1–10 мкм). Они обычно встречаются в срастании с теллуридами Ag и Bi в халькопирите или вблизи его зерен в амфиболе, иногда на контактах халькопирита, магнетита или ильменита. Палладиевые минералы представлены майченеритом, фрудитом, меренскиитом (табл. 5), составляющими изоморфный ряд, в котором происходит замещение Bi на Te (рис. 6). Реже встречается Rh-содержащий сперрилит (Pt, Rh) (As, S)$_2$ состава: Pt 53,72 %, Rh 5,36 %, S 4,38 %, As 38,54 %.

Таблица 6. Состав золота (мас. %)

Элем.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ag	46,65	37,61	36,78	38,29	36,92	39,64	41,10	37,23	36,49
Au	53,35	62,39	63,22	61,71	63,08	60,36	58,90	62,77	63,51
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	932–4	932–6							
Уч.	9	14–1	14–2	14–3	14–4	14–5	14–6	16–1	16–2

Примечание. 1–9 – электрум.

Тонкодисперсное золото тяготеет к более богатым халькопиритовым гнездовым и вкрапленно-прожилковой Cu-S минерализации в титаномагнетитовых рудах. Оно выделяется в актинолит-хлоритовой массе вокруг халькопирита (рис. 7) и содержит 36,5–46,5 % Ag, являясь электрумом (табл. 6). В наложенных зонах рассланцевания в пироксенитах было установлено серебристое золото (Ag 15,5–23,2 %) [Алексеев и др., 2005; Алексеев, Котова, 2010]. Температура образования в зоне вторичных изменений (ассоциация хлорит+карбонат) снижалась до 165 °С (рассчитана с использованием геотермометра Катхелинио по составу хлорита).

Заключение

Расслоенность массива Вялимяки, выделенная по текстурно-структурным особенностям,

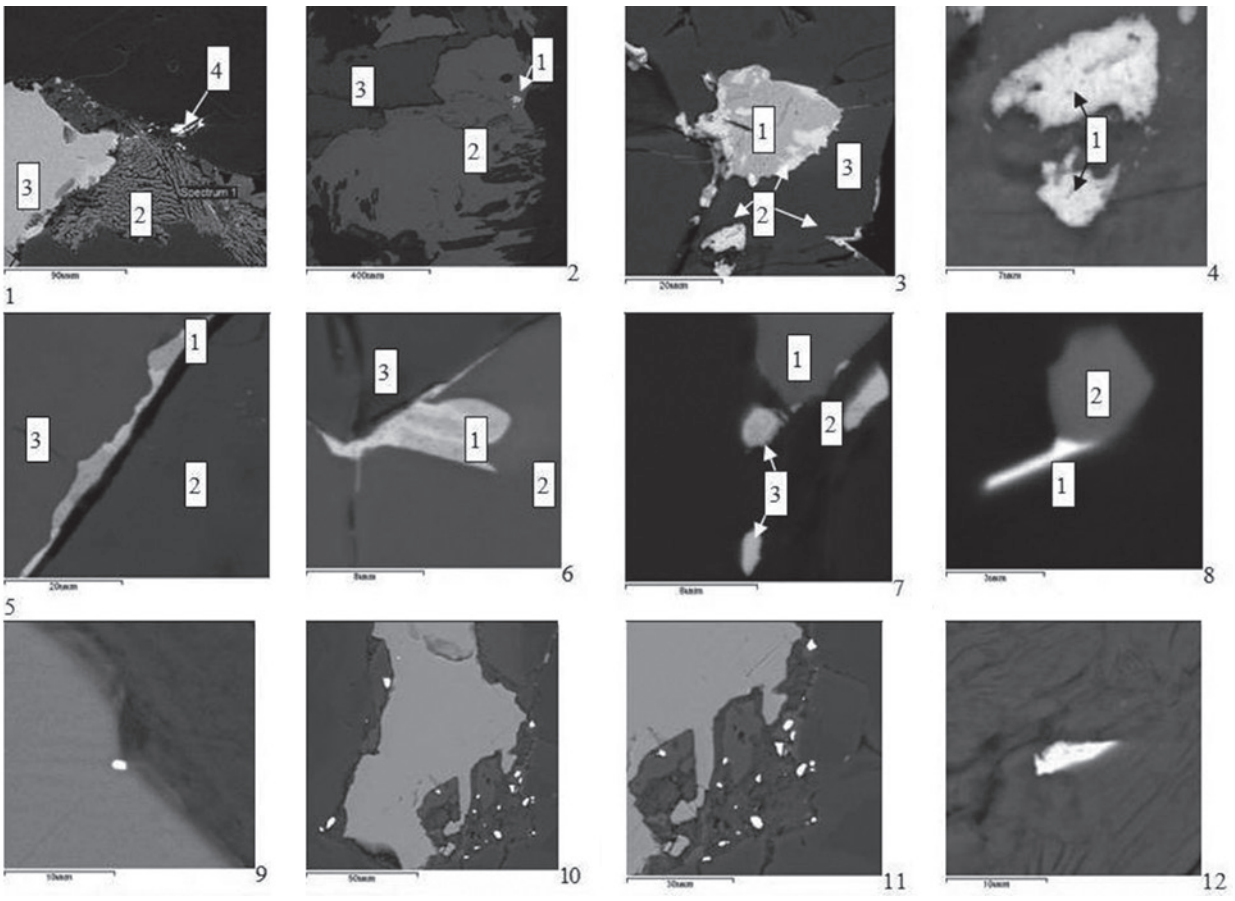


Рис. 7. Благороднометалльная минерализация в халькопирит-содержащих Fe-Ti-рудах массива Вялимяки:

1. Магнетит (sp. 1), ильменит (2), халькопирит (3), Ag-Te фазы (4 – белые), обр. 248–2–19. 2. Теллуриды (1) в халькопирите (2), ильменит (3), 248-9. 3. Срастание Ag-Te-Bi фазы (1) с Pd-Bi-Te и Pd-Bi минералами (2) в халькопирите (3), 248–2–6. 4. Фрудит (1) в халькопирите, 248–7. 5. Срастание теллуридов Ag, Bi, Pd (1) на контакте титаномагнетита (2) и халькопирита (3), 248–11. 6. Срастание Bi-Ag-Te фаз (1) со сфалеритом (2) и халькопиритом (3), 248–2–27. 7. Халькопирит (1), гессит (2) и меренскиит (3), 248–2–25. 8. Срастание Pd-Bi-Te-фаза (1) с халькопиритом (2), 348–1–11. 9. Сперрилит (белый) в ильмените (серый), 348–1–4. 10. Халькопирит (серый) и золото (белое), 932–6–16. 11. Халькопирит (серый), золото (белое в актинолите), 932–6–15. 12. Золото (белое) в амфиболе, 932–3–17.

контрастным, ритмическим изменениям состава пород, проявлениям признаков синмагматической тектоники и наличию рудной минерализации, благоприятно выделяет его среди группы клинопироксенит-габбровых интрузивов [Алексеев, Котова, 2010]. К пироксенит-габбровой зоне массива приурочено титаномагнетитовое оруденение с сопутствующей апатитовой минерализацией (P_2O_5 0,39–0,53 %). Для богатых титаномагнетитовых руд и обогащенных концентратов характерно повышенное содержание TiO_2 – 2,4–6,4 %, V_2O_5 – 0,54–0,8 %, MnO – 0,16–0,3 %. V концентрируется преимущественно в титаномагнетите. Титаномагнетит с ламеллями распада ильменита содержит до 0,6–1 % V. Ресурсы ванадия категории P_2 составляют 2 тыс. т V_2O_5 [Алексеев, 2005]. Ильменит концентрирует Mn: 1–1,87 % в титаномагнетитовых рудах и до 4,65–6 % во вкрапленной минерализации в габбро-диоритах.

Содержание благородных металлов в титаномагнетитовых рудах в целом низкое, ~0,01–0,2 г/т, однако в рудах с Cu-S-минерализацией повышается до 0,3–1 г/т. Сульфиды представлены в основном халькопиритом, пиритом, реже встречаются сфалерит (Fe 6–9 %), пирротин, аргентопентландит, галенит, Se-галенит, кобальтин. В ассоциации с халькопиритом выделяются также Ag-Bi-Te-фазы (гессит, штютцит, теллуровисмутит, тетрадимит и более редкие), минералы Pd и Pt – майченерит, фрудит, меренскиит, Rh-сперрилит, электрум (Ag 36,5–46,65 %), установленные для массива Вялимяки впервые.

В более поздних зонах рассланцевания в пироксенитах встречаются также халькопирит, пирит (он иногда бывает кобальтовый – до 8 % Co), ранее было обнаружено серебристое золото (15,5–23,2 % Ag). В некоторых из подобных наложенных зон фиксируется молибденитовая минерализация.

Таким образом, установлено, что к титаномагнетитовым рудам с вкрапленной и прожилково-вкрапленной халькопиритовой минерализацией приурочена благороднометалльная минерализация, представленная ЭПГ и золотом. Халькопирит и повышенные концентрации Cu являются прямыми минералого-геохимическими индикаторами наиболее перспективных зон с ЭПГ. В связи с этим в пределах массива необходимо провести уточнение горизонтов или участков развития Cu-S вкрапленной минерализации и, соответственно, провести их переопробование на платиноиды и золото.

Литература

Алексеев И. А. Благороднометалльное оруденение массива Вялимяки (Северное Приладожье) // Материалы XVI конф. мол. ученых, посвященной памяти К. О. Кратца. Апатиты. 2005. С. 244–247.

Алексеев И. А., Котова И. К. Геологическое строение и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье) // Сб. тр. молодых ученых ИГГД РАН. СПб.: Политехн. ун-т, 2010. С. 47–82.

Алексеев И. А., Котова И. К., Петров С. В. Рудопроявление золота в массиве Вялимяки (Северное Приладожье) // Вестник СПбГУ. 2005. Сер. 7, вып. 3. С. 107–110.

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

Богачев В. А., Иванников В. В., Козырев И. В. и др. U-Pb цирконовое датирование синорогенных и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестник СПбГУ. 1999. Сер. 7, вып. 3, № 21. С. 23–33.

Богачев А. И., Попов М. Г., Макарова Г. В. и др. Базитовые комплексы Приладожья // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: Наука, 1976. С. 117–127.

Геология СССР. Том XXXVII. Карельская АССР. Часть I. Геологическое описание. М.: Гос. науч.-тех. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1960. 740 с.

Громова З. Т. Отчет Южно-Карельской экспедиции о поисково-разведочных работах по выявлению природы Велимякской магнитной аномалии. 1951. Фонды КГЭ.

Иващенко В. И., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И. Перспективы рудоносности (Ni, Cu, Pt, Pd, Au) Каламского и Велимякского массивов Сев. Приладожья // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов: материалы всерос. конф. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. С. 98–101.

Саранчина Г. М. Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление (юго-западная Карелия) // Изв. Карело-Фин. НИ базы АН СССР. 1948. № 2. С. 32–42.

Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулканоплутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 1990. 320 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: Карелия, 2005. Кн. 1. 278 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: Карелия, 2006. Кн. 2. 356 с.

Юдин Б. А. Окисные железо-титановые и железные руды магматических формаций Карелии и Кольского полуострова. Петрозаводск: Карелия, 1987. 209 с.

Поступила в редакцию 13.03.2015

References

Alekseev I. A. Blagorodnometal'noe orudenenie massiva Vjalimjaki (Severnoe Priladozh'e) [Noble-metal mineralization of the Välimäki massif (Northern Priladozhje)]. Materialy XVI konf. mol. uchenyh, posvjashhennoj pamjati K. O. Kratca [Proc. of the 16th conf. of young scientists dedicated to the memory of K. O. Krats]. Apatity. 2005. P. 244–247.

Alekseev I. A., Kotova I. K. Geologicheskoe stroenie i rudonosnost' massiva Vjalimjaki (Severnoe Priladozh'e) [Geological structure and ore content of the Välimäki massif (Northern Priladozhje)]. Sb. tr. molodyh uchenyh IGGD RAN [Collect. sci. papers of the young scientists of IPGG RAS]. St. Petersburg: Politehn. un-t, 2010. P. 47–82.

Alekseev I. A., Kotova I. K., Petrov S. V. Rudoprojavlenie zolota v massive Vjalimjaki (Severnoe Priladozh'e) [Gold mineralization in the Välimäki massif (Northern Priladozhje)]. *Vestnik SPbGU* [*Vestnik of St. Petersburg State University*]. 2005. Ser. 7, iss. 3. P. 107–110.

Bogachev V. A., Ivannikov V. V., Filippov N. B. Otchet po teme: "Vydelenie petrologo-geohimicheskih jetalonov magmaticheskih kompleksov kak indikatorov paleogeodinamicheskih obstanovok v Ladozhskoj strukturnoj zone dlja geodinamicheskogo analiza pri GDP-200" [The report on "Identification of petrological and geochemical standards of magmatic complexes as paleogeodynamic indicators in Ladoga structural zone for geodynamic analysis in additional site appraisal-200"]. Fondy SZTGU [SZTGU Funds]. 1999.

Bogachev V. A., Ivannikov V. V., Kozyrev I. V., Konopel'ko D. L., Levchenkov Shh. A., Shul'diner V. I. U-Pb cirkonovoe datirovanie sinorogennyh i granitoidnyh intruzij Severnogo Priladozh'ja [The U-Pb zircon age dating of synorogenic and granitoid intrusions of the Northern Ladoga Region]. *Vestnik SPbGU* [*Vestnik of St. Petersburg State University*]. 1999. Ser. 7, iss. 3, no. 21. P. 23–33.

Bogachev A. I., Popov M. G., Makarova G. V. i dr. Bazitovye kompleksy Priladozh'ja [Basic complexes of the Ladoga Region]. Intruzivnye bazit-ul'trabazitovye kompleksy dokembrija Karelii [Precambrian basic-ultrabasic intrusive complexes in Karelia]. Leningrad: Nauka, 1976. P. 117–127.

Geologija SSSR. Tom XXXVII. Karel'skaja ASSR. Chast' I. Geologicheskoe opisanie [Geology of the USSR. Vol. 37. The Karelian ASSR. Part 1. Geological description]. Moscow: Gos. nauch.-teh. izd-vo literatury po geologii i ohrane nedr, 1960. 740 p.

Gromova Z. T. Otchet Juzhno-Karel'skoj jekspedicii o poiskovo-razvedochnyh rabotah po vyjavleniju prirody Velimjakskoj magnitnoj anomalii [The report of the South Karelia exploring expedition to the Välimäki magnetic anomaly]. 1951. Fondy KGJe [KGE Funds].

Ivashhenko V. I., Lavrov O. B., Kondrashova N. I. Perspektivy rudonosnosti (Ni, Cu, Pt, Pd, Au) Kaalamskogo i Velimjakskogo massivov Sev. Priladozh'ja [The ore-bearing potential (Ni, Cu, Pt, Pd, Au) of the Kalama and Välimäki massif of the Northern Priladozhje]. Problemy rudogeneza dokembrijskih shhitov: materialy vseros. konf. Apatity [Mineralization of Precambrian shields: proc. All-Russian conf.]. Apatity: KNC RAN, 2008. P. 98–101.

Saranchina G. M. Petrologija Velimjakskoj intruzii i svjazannoe s neju rudoprojavlenie (jugo-zapadnaja Karelija) [Petrology of the Välimäki intrusion and associated mineralization (southwestern Karelia)]. *Izv. Karelo-Fin. NI bazy AN SSSR* [*Proc. Karelian-Finnish Research Base of the USSR Acad. of Sciences*]. 1948. No. 2. P. 32–42.

Svetov A. P., Sviridenko L. P., Ivashhenko V. I. Vulkanoplutonizm svekokarelid Baltijskogo shhita [Volcanoplutonism of the Svecokarelides of the Baltic Shield]. Petrozavodsk: KarRS of RAS, 1990. 320 p.

Mineral'no-syr'evaja baza Respubliki Karelija [Mineral raw materials base of the Republic of Karelia]. Petrozavodsk: Karelija, 2005. B. 1. 278 p.

Mineral'no-syr'evaja baza Respubliki Karelija [Mineral raw materials base of the Republic of Karelia]. Petrozavodsk: Karelija, 2006. B. 2. 356 p.

Judin B. A. Okisnye zhelezo-titanovye i zheleznye rudy magmaticheskih formacij Karelii i Kol'skogo poluostrova [Iron-titanium and iron oxide ore magmatic formations in Karelia and on the Kola Peninsula]. Petrozavodsk: Karelija, 1987. 209 p.

Received March 13, 2015

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Алексеев Иван Александрович
доцент кафедры геологии месторождений полезных ископаемых геологического факультета, к. г.-м. н.
Санкт-Петербургский государственный университет
Университетская наб., 7–9, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: i.alekseev@spbu.ru

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

CONTRIBUTORS:

Alekseev, Ivan
St. Petersburg State University, Geological faculty
7/9 Universitetskaya emb., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: i.alekseev@spbu.ru

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

Труды Карельского научного центра РАН
№ 2. 2017. С. 73–85
Опубликовано в онлайн-версии в декабре 2016
DOI: 10.17076/geo336

УДК 551.242.1 + 551.21 (470.22)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ВУЛКАНОПЛУТОНИЗМ И ТЕКТОНИКА ПРИЛАДОЖЬЯ

Л. П. Свириденко[1], Э. В. Исанина[2], Н. В. Шаров[1]

[1] Институт геологии Карельского научного центра РАН
[2] Российский геоэкологический центр, филиал ФГУГП «Урангео», Санкт-Петербург

Охарактеризованы особенности магматической тектоники Приладожья на базе многолетнего изучения вулканизма и интерпретации современных данных глубинного строения. Обосновывается доминирующая роль мантийного диапиризма в эволюции тектонических движений.

Ключевые слова: диапир; тектоника; Приладожье; сейсмические скорости; земная кора; граница М; верхняя мантия.

L. P. Sviridenko, E. V. Isanina, N. V. Sharov. DEEP STRUCTURE, VOLCANO-PLUTONISM AND TECTONICS OF LAKE LADOGA REGION

Peculiarities of the Ladoga region magmatic tectonics are described on the basis of long-term investigation of volcano-plutonism and interpretation of the latest data on the deep structure of the Earth's crust. The predominant role of mantle diapirism in the evolution of diastrophic movement is substantiated.

Keywords: diaper; tectonics; Ladoga region; seismic velocities; Earth's crust; M-discontinuity; upper mantle.

Введение

Территория юго-западной Карелии, примыкающая к акватории Ладожского озера, является признанным полигоном, где на протяжении всего двадцатого столетия формировались представления о геологической эволюции докембрия. Большое внимание уделялось изучению регионального метаморфизма. Установлено проявление прогрессивной метаморфической зональности от зеленосланцевой фации на северо-востоке до амфиболитовой и гранулитовой на юго-западе [Геологическое развитие..., 1970; Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974]. По мнению других исследователей [Шульдинер и др., 1995], прогрессивный региональный метаморфизм гранулитовой фации связан с интрузиями первично-мантийного происхождения раннеорогенного этапа развития (эндербиты, диориты, тоналиты). В последующий период вплоть до настоящего времени развитие процессов метаморфизма увязывается с тектоникой. Метаморфическую зональность трактуют как тектоно-метаморфическую [Балтыбаев и др., 2000]. Хотя авторы понимают значимость изучения тектонических процессов, но отсутствие геологических карт крупного масштаба в регионе сложного геологического строения не способствовало выявлению особенностей тектоники рассматриваемой

территории. В частности, развитие метаморфизма связывают с этапами складчатости. Выделяются три этапа изоклинальной складчатости [Геологическое развитие..., 1970] с представлением лишь отдельных схематических структурно-геологических карт по небольшим площадям, где невозможно увидеть не только проявление нескольких этапов складчатости, но и наличие изоклинальной складчатости как таковой.

В настоящее время большинством исследователей принимается тектоническая модель, согласно которой на территории Приладожья существуют два тектонических домена, разделенных Мейерским надвигом [Балтыбаев и др., 1996], который отражает момент коллизии островной дуги с краем континента.

Предлагаемая статья базируется на многолетних и разносторонних исследованиях территории Приладожья. При разномасштабном геологическом картировании в зависимости от сложности конкретной зоны применялись различные методические подходы. В частности, прослеживание маркирующих горизонтов (сульфидных сланцев), сопровождающих калевийский вулканизм на десятки километров, позволило установить, что залегание супракрустальных толщ ладожской серии пологое. Мелкие изоклинальные складки здесь организуются в купольные структуры. О пологом залегании свидетельствует также четко проявленная пологая отдельность. Впервые в рассматриваемом районе нами изучен вулканоплутонизм с использованием разработанной А. П. Световым методики палеовулканологических исследований докембрия [Светов, Свириденко, 2005] и выделены вулканоплутонические ассоциации. На новом уровне изучена стратиграфия вулканогенно-осадочных пород сортавальской и ладожской серий [Светов, Свириденко, 1992]. Полученные новые данные по вулканизму и стратиграфии позволяют на новом уровне интерпретировать сложное глубинное строение Приладожья, которое при построении тектонических моделей обычно не учитывается.

Глубинное строение

Изучение глубинного строения Карелии, и Фенноскандинавского щита в целом, ведется долгие годы [Дедеев, Шустова, 1976; Земная кора..., 1978; Литвиненко и др., 1982; Гончаров и др., 1991; Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008; Artemieva, Shulgin, 2015; Шаров, 2015 и многие другие]. Создана схема геоблокового строения Фенноскандинавского щита. Ладожско-Ботническая зона сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков, оказывающая большое влияние на тектонику Приладожья, изучена подробно [Светов, Свириденко, 1991]. В современной структуре щита она прослеживается на расстоянии около 1000 км от Ладожского озера на юго-востоке до каледонских надвигов на северо-западе. По данным ГСЗ, Ладожско-Ботнической структуре соответствует ступенеобразное погружение земной коры с северо-востока на юго-запад с амплитудой смещения поверхности М около 3–5 км.

Рассмотрение геоблокового строения Фенноскандинавского щита показало, что шовная зона – это региональная линейно вытянутая структура мантийного заложения с контрастными вертикальными и горизонтальными сдвиговыми дислокациями, разграничивающая разновозрастные сегменты земной коры, с автономным развитием и глубинным строением [Светов, Свириденко, 1991].

Заложение Ладожско-Ботнической шовной зоны связано с деструкцией сиалической протокоры. В ее структурно-тектоническом развитии устанавливается направленная и необратимая стадийная эволюция. На месте структурного шва Карельского кратона и Свекофеннского геоблока на раннем этапе происходило заложение осевой линии региональной флексуры. Нельзя не отметить, что этой зоне соответствует переходный тип коры от новообразованной эпиархейской континентальной земной коры, сформировавшейся на протокоре Карельского кратона [Свириденко, 1980], к нерегенерированной протокоре Свекофеннского геоблока, обнажающейся в настоящее время в составе мелких блоков (окаймленных куполов) Северного Приладожья. Позднеархейские вулканогенно-осадочные породы лопия на площади Свекофеннского геоблока не установлены. Позднеархейское изотопное датирование фиксирует лишь время тектонической активизации.

Составленные литолого-палеогеографические схемы по нескольким возрастным срезам [Светов, Свириденко, 1993] позволили обосновать последовательную миграцию свекокарельских седиментационных бассейнов и сопровождающих вулканических процессов с северо-востока в юго-западном направлении. В северной части региона на протокору ложатся отложения людиковия, а в южной – отложения калевия. В южной части фундамент не вскрыт, но, учитывая положительный характер гравитационного поля, можно предполагать, что фундаментом здесь также является архейская протокора. Породы ее отличаются более высокой плотностью [Свириденко, Романов, 1974], а мощность перекрывающих

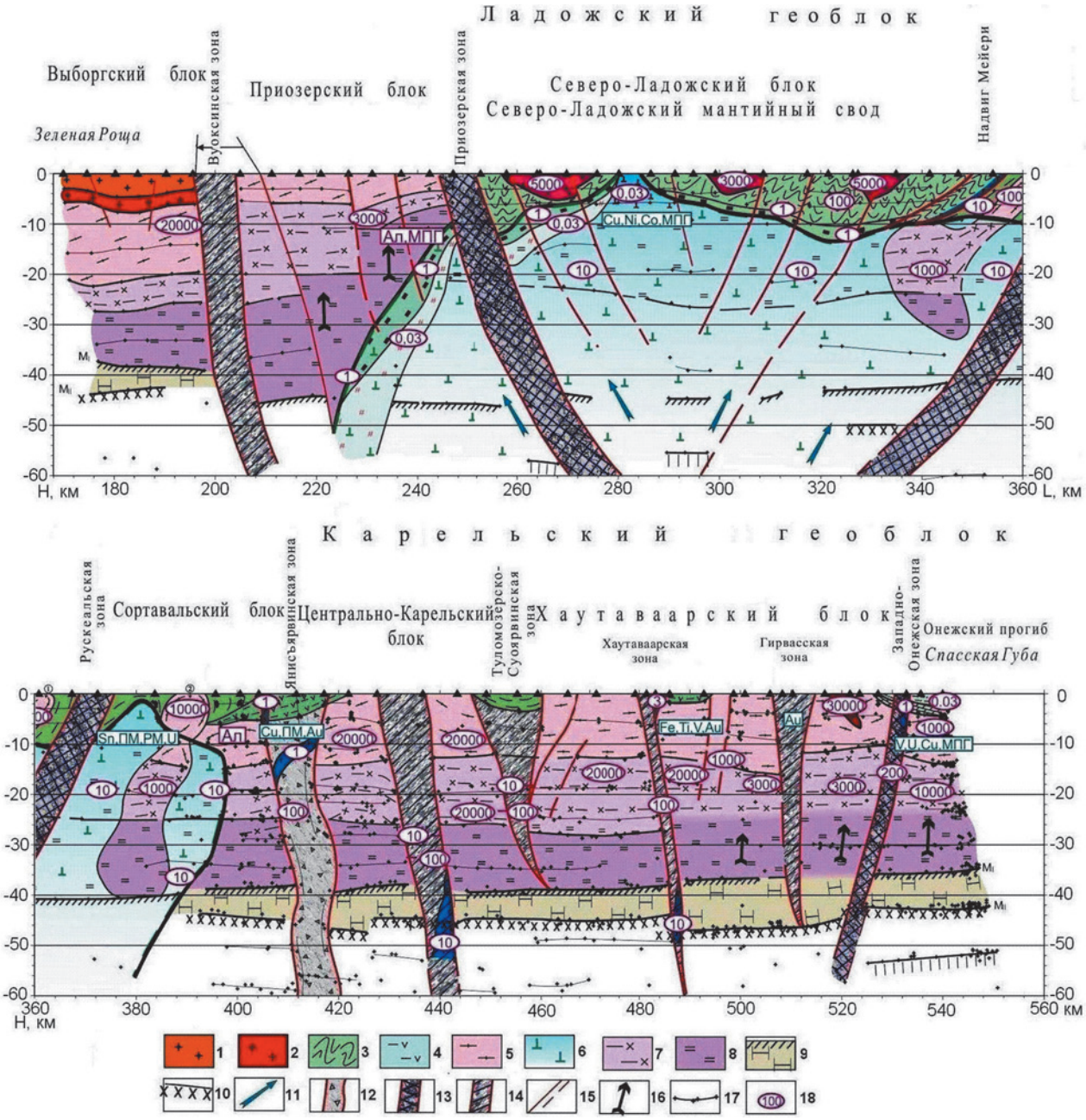


Рис. 1. Сводный геолого-геофизический разрез по профилю Выборг – Спасская Губа:

1 – граниты рапакиви; 2 – плагиомикроклиновые граниты; 3 – людиковийско-калевийские метаморфические породы; 4 – лопийские метаморфические породы; 5 – гранитизированные метаморфические породы поверхностного слоя земной коры; 6 – Северо-Ладожский мантийный свод. Преимущественно перидотиты, в верхней части переходящие в корово-мантийную смесь; 7 – гнейсово-кристаллосланцевый комплекс умеренной основности, среднекоровый; 8 – диорито-гнейсы и кислые гранулиты нижнекорового слоя; 9 – переходный слой кора-мантия: основные гнейсы, гранулиты, перидотиты; 10 – гранат-пироксеновые гранулиты, эклогиты, перидотиты верхней мантии; 11 – направления мантийных флюидных потоков. Структурно-тектонические элементы; 12 – Янисъярвинская межгеоблоковая система разломов; 13 – главные мантийные разломы; 14 – мантийные разломы региональных зон; 15 – внутрикоровые разломы различной глубинности; 16 – направление движения блоков; 17 – границы слоев и точки обмена волн по данным МОВЗ-МРС; 18 – удельное электрическое сопротивление в Ом·м блоков и структур по данным МТЗ-АМТЗ

калевийских вулканогенно-осадочных пород слишком мала и не может создать отрицательное гравитационное поле.

Профиль Выборг – Спасская Губа является частью геофизического профиля Гдов – Сосновый Бор – Зеленая Роща – Спасская Губа, на котором проведены совместные сейсмо-геологические глубинные исследования МОВЗ-МРС ГГП «Невскгеология» и РГЭЦ «Геон» в 2000–2001 гг.,

а в 1997–2000 гг. – геоэлектрические МТЗ-АМТЗ исследования и построен комплексный геолого-геофизический разрез [Глубинное строение..., 2004]. Участок профиля Выборг – Спасская Губа (рис. 1) пересекает ключевую структуру южного склона Фенноскандинавского щита и его сочленения с Русской плитой. Центральной частью этой крупнейшей структуры является Северо-Ладожский мантийно-коровый свод, воздымание которого и проникновение вещества из мантии в земную кору определили всю сложную и специфическую обстановку региона [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004; Шаров, 2015]. Этот наиболее протяженный отрезок профиля (250 км) пересекает с юга на север Выборгский, Северо-Ладожский и Сортавальский блоки (рис. 1).

Выборгский блок характеризуется чередованием четко прослеживаемых PS-волн (высокая относительная интенсивность 50–60 %). Расслоенность земной коры нормальная, т. е. прослежены шесть границ до M_I. Поверхность Мохо приподнята до глубины 38 км. Характерное утонение зоны перехода кора-мантия за Сосновоборским блоком до 2 км происходит за счет резкого подъема границы M_{II}. На северо-восток от Вуоксинского разлома, имеющего сложное строение, в Приозерском блоке нижнекоровые границы перестают следиться уверенно, отсутствует граница M_{II}.

Далее к северу за Приозерским разломом следует собственно Ладожская зона, входящая в состав Ладожско-Ботнической системы. По результатам электроразведочных и сейсморазведочных исследований, Северо-Ладожский блок обладает уникальными структурно-вещественными параметрами. По данным МОВЗ, этот блок ограничивается падающими навстречу друг другу под углом 60–40° Приозерским и Рускеальским разломами. Пространство между ними насыщено разломами, также падающими навстречу друг другу. Приозерский и Рускеальский разломы имеют явную тенденцию к сочленению в верхней мантии, где-то на глубинах 100–120 км (экстраполяция с учетом углов падения). Вся структура блока образует чашеобразную форму. В картине обменных волн на глубине фиксируется лишь граница M_I; она следится фрагментарно и плавно прогибается вниз до глубины 45–47 км. К Сортавальскому блоку эта граница начинает медленно воздыматься и наконец занимает свое обычное положение на глубине 40 км. Выше границы M_I, по данным МОВЗ, на глубинах 22–26 км можно более или менее уверенно провести границу, также прогибающуюся вниз параллельно границе M_I. На глубинах от 4 до 10 км отчетливо отмечается граница, соответствующая осадочно-метаморфическому слою, вмещающему интрузивные образования [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004].

Северо-Ладожский блок по данным геоэлектрики представляется в виде наклонной, сдвинутой на север призмы с неровной уплощенной поверхностью, размеры которой по профилю на глубине 5–10 км составляют порядка 150 км. Удельное электрическое сопротивление земной коры глубже 5 км уменьшается до 70 Ом·м. Природа повышенной проводимости Ладожской аномалии на сегодня трактуется неоднозначно.

Геометрические размеры и асимметричная форма Северо-Ладожского свода, установленные по сейсмическим и геоэлектрическим данным, позволяют получить представление о динамических напряжениях, испытываемых сводом в процессе формирования. Наклон призмы свода и удлиненная его северо-восточная часть свидетельствуют о сдвиговых движениях в направлении с юго-запада на северо-восток. Видимо, очаги динамических напряжений находились достаточно глубоко, уходя в мантию, о чем свидетельствует зафиксированная по профилю максимальная величина силы тяжести, достигающая более 50 мГл. Естественно, что область высокого значения силы тяжести смещена от структурной оси свода на северо-восток, тогда как и аномалии магнитного поля, достигающие 1000 нТл, локализуются вблизи его оси, фиксируя выделяющиеся непосредственно из тела свода множество мелких интрузий основного-ультраосновного состава [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004].

Сортавальский блок является по своей структуре переходным. В нем присутствует область сильно расслоенной земной коры и область гомогенизированного состояния. Мощность коры постепенно уменьшается от 45 км в центральной части Северо-Ладожского блока до 40 км в северном контакте Сортавальского блока, где выделяется Янисъярвинская зона нарушения.

Хорошо изученный, и не только геофизическими методами, но на отдельных участках и бурением, Янисъярвинский разлом прекрасно фиксируется МОВЗ. На поверхности он имеет ширину до 15 км, а уходя на глубину, несколько сужаясь и изгибаясь, пересекает все внутрикоровые границы, включая M_I и M_{II}. В литературе принято считать, что этот разлом круто падает на юго-запад, но в данном сечении устанавливается его практически вертикальное падение. Электроразведка также дает возможность выделить его по участкам

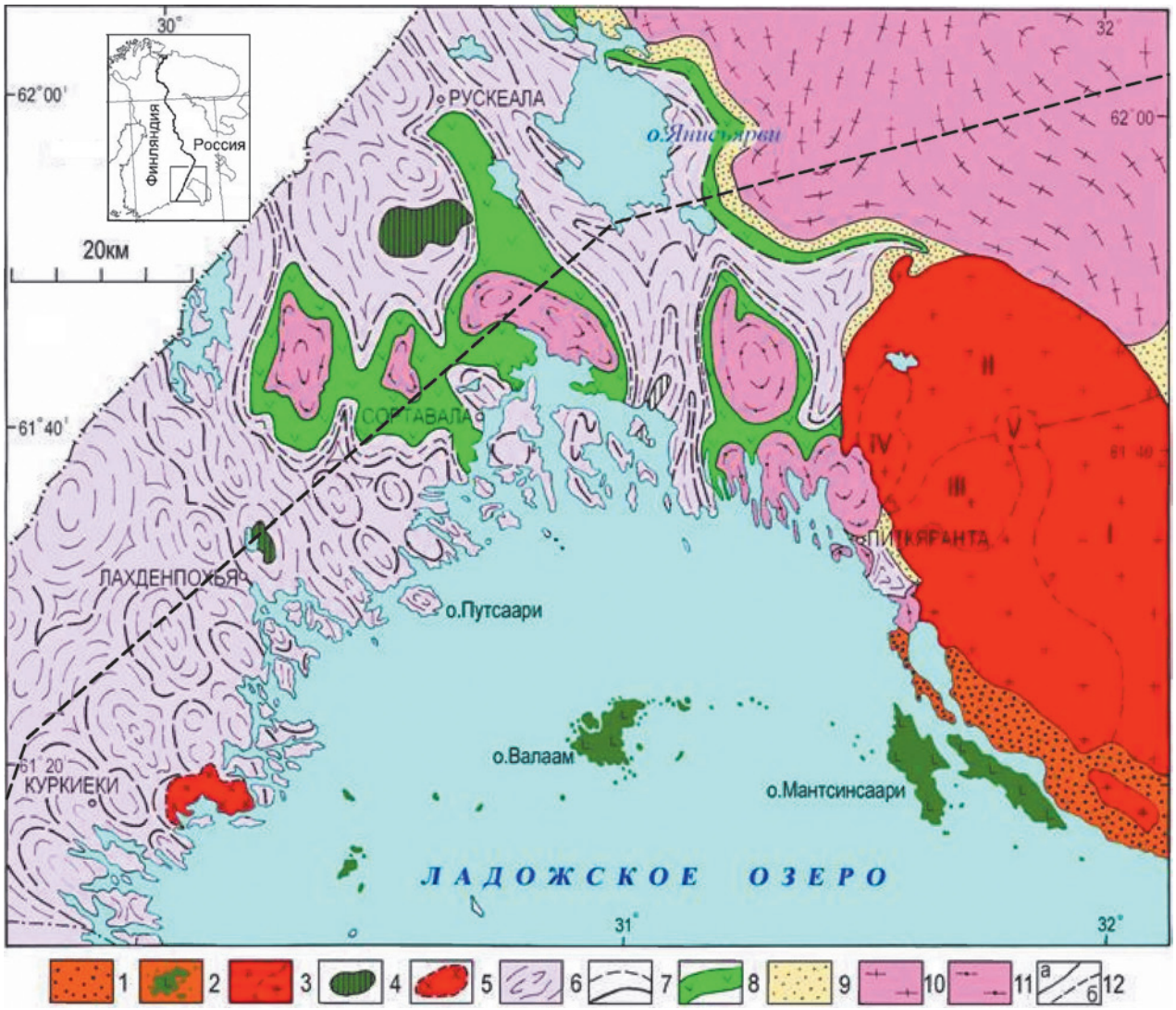


Рис. 2. Геологическая карта Северного Приладожья.

Рифей: 1 – салминская свита красноцветных песчаников и амфиболизированных платобазальтов; 2 – габбродолериты Валаамского силла; 3 – граниты рапакиви Салминского массива. Свекокарелий: 4 – габбро-нориты, габбро-перидотиты интрузий Велимяки, Мякисало, Кааламо, Пялкъярви; 5 – плагиомикроклиновые граниты интрузии Терву; 6 – свита Наатселька, верхняя подсвита пялкъярвинской свиты, гнейсофицированные и гранитизированные песчаники, алевролиты, частично кварцито-песчаники; 7 – нижняя подсвита пялкъярвинской свиты, контиосарская свита: гнейсофицированные алевролиты, сульфидные сланцы, скарны; 8 – сортавальская серия: лавы и туфы амфиболизированных базальтов, горизонты туфогенно-карбонатных, карбонатных и кремнисто-карбонатных пород; 9 – нерасчлененные осадочно-вулканогенные толщи людиковийско-ятулийского возраста. 10 – гнейсофицированные вулканогенные супракрустальные толщи лопия; 11 – досвекокарельский фундамент: гнейсы, диорито-гнейсы, гранито-гнейсы; 12 – геологические границы: прослеженные (а), предполагаемые (б). Пунктирной линией показано местоположение профиля Выборг – Спасская Губа

низкого сопротивления (1 Ом·м). Локализация колчеданных залежей на участке Ялонвара – Пролонвара (несколько западнее профиля), тяготеющих к Янисъярвинской структуре, определяет этот разлом как магмовыводящий и рудоконтролирующий.

Далее профиль разворачивается на восток и практически вкрест простирания пересекает субмеридиональные структуры южной части Карельского геоблока (рис. 2). Зафиксированные в южной части геоблока крупные тектонические нарушения позволили разделить его на блоки третьего порядка (с запада на восток): Центрально-Карельский, Хаутаваарский и Онежский. Первые два пересечены изучаемым отрезком профиля полностью, а Онежский – захвачен лишь его крайней западной частью. Общая сейсмологическая картина характерна для древнего кратонного типа коры. Кора нормально расслоена с четким трассированием по обменным волнам подошвы всех слоев земной коры, границ M_I и M_{II} и характеризуется средним уровнем обменоспособности. На этом «кратонном» фоне выделяются

разрывы горизонтальных границ, включая мантийные, некоторые смещения их друг относительно друга, области и зоны аномально высокой и низкой обменоспособности [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004].

Затем по профилю следует Туломозерско-Суоярвинская зона разломов – западная граница следующего Хаутаваарского блока. По данным МОВЗ, Туломозерская зона в данном сечении обладает специфической характеристикой – это область многочисленных внутрикоровых разломов, в совокупности образующих широкий веер на поверхности, которая, сужаясь на глубину, причленяется к границе M_I. В геологическом разрезе пространство Туломозерской зоны обладает низкой обменоспособностью, свидетельствующей о полной кратонной стабилизации области развития этой структуры.

Хаутаваарская структура входит в систему зеленокаменных поясов Карелии. В ее центральной части выделяется по целому комплексу волновых признаков (PS, P-волны, микросейсмический фон) Хаутаваарская зона разломов. Она весьма локальна в объеме, но сечет всю земную кору, уходя в верхи мантии. Восточнее этой зоны наблюдается подъем границы M_I до 38–37 км и опускание M_{II} до 47–48 км. Далее по профилю тип земной коры меняется, она становится расслоенной (семь границ раздела). Мощность коры уменьшается до 35 км (M_I). В корневой части Западно-Онежского разлома верхи мантии находятся в возбужденном состоянии. По этому разлому подошва зоны перехода кора-мантия (M_{II}) поднимается до 44 км.

Центральная часть Северо-Ладожского блока (мантийного свода) по палеовулканологическим данным [Свириденко, 2013] соответствует центральной части протерозойского мантийного диапира и Салминскому центру эндогенной магматической активности. Ему присущ интенсивный тепловой поток, проявляющийся на современном эрозионном срезе малоглубинным гранулитовым метаморфизмом [Светов, Свириденко, 1999], а также мантийный флюидный поток, который является причиной повышенной электропроводности [Киссин, 2015]. Здесь ранее установлено сводовое поднятие разделов М и К [Былинский и др., 1982]. Ю. П. Оровецкий, рассчитав данные глубинного строения по методике статистической фильтрации [Оровецкий и др., 1990], пришел к заключению о существовании здесь мантийного диапира. Мантийный диапир – это транскоровый флюидно-магматический поток с четко отраженными радиальными очертаниями, локализованный зонами хрупко-пластических деформаций земной коры и обладающий протяженной мантийно-коровой системой телескопированного питания. В докембрии мантийный диапиризм был главной формой тектонических движений [Свириденко, 2013].

Вулканоплутонизм

Многолетнее изучение вулканоплутонизма Карелии и Фенноскандинавского щита [Светов, 1979; Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 2005; Свириденко, 2013] показало, что мантийный магматизм является следствием энергетической активности глубин Земли. Его интенсивное проявление в докембрии в форме платобазальтового вулканизма, субвулканических и интрузивных тел способствует переносу мантийной энергетики в земную кору. В результате образуются внутрикоровые магматические очаги. Магматизм становится бимодальным мантийно-коровым. Изучение глубинного строения позволяет выявить условия его локализации и понять специфику докембрийской магматической тектоники.

Примером может служить свекокарельский вулканоплутонизм Приладожья (табл.). Генетические связи между комплементарными разноглубинными магматическими образованиями, выявленными при палеовулканологическом исследовании, устанавливались с помощью петрохимических, геохимических и минералого-петрографических методов изучения вещественного состава изверженных пород. Поскольку тренд вулканических пород однозначен (положение его членов определяется местом в геологическом разрезе), то плутонический член вулканоплутонической серии получает соответствующий критерий относительного возраста. В целом возраст свекокарельского вулканоплутонизма Северного Приладожья оценивается в интервале 2050–1850 млн лет.

Начало вулканической деятельности в Приладожье определяется одновременным излиянием в людиковии платобазальтов тремя эруптивными центрами (Янисъярвинским, Кирьявалахтинским и Туливаранмякским) с образованием единого базальтового плата, охватывающего большие площади. В эпицентрах лавовых излияний развиты силлы габбродолеритов и пояса субвулканических базальтовых даек.

С развитием Кирьявалахтинского вулканического центра генетически связан людиковийский кислый вулканоплутонизм тоналит-плагиогранит-дацит-риолитовой вулкано-

Вулканоплутонические ассоциации Северного Приладожья

Возраст		Вулканоплутонические ассоциации изверженных пород	Плутонические и вулканические серии изверженных пород		Геологические объекты
Рифей	Rf_2	Феррогаббродолерит-базальтовая	Габбродолеритовая		Габбродолериты Валаамского силла, Хопунварский некк, дайки сортавалитов, дайки лампрофиров
			Базальтовая		Базальты Салминской свиты
	Rf_1	Габбро-анортозит-рапакивигранитная	Габбро-анортозитовая кварцевый порфир-рапакивигранитная онгонит-редкометалльногранитная		Габбро-анортозиты. Граниты Салминского массива и сопровождающие их дайки
Свекокарелий	Калевий	Габбро-тоналит-базальт-риодацитовая	Габбродиорит-тоналитовая		Массив габбро-гиперстеновых диоритов Пялкъярви, силлы и дайки подобного состава в Юго-Западном Приладожье
			Базальт-андезит-риодацитовая		Лавовые поля островов Ристисари, Мустасари, Ихамиеленсари, Маркатсимонсари, мыса Импиниеми
	Ливвий	Габбро-перидотит (пироксенит)-пикрит-базальтовая	Габбро-перидотитовая	высокомагнезиальная ветвь высокожелезистая ветвь	Пластовые и секущие тела перидотитов и пироксенитов. Массивы Велимяки-Мякисало. Райвимяки и Кайвомяки. Исоярви.
			Пикрит-базальтовая	высокомагнезиальная ветвь высокожелезистая ветвь	Пос. Вуорио. Пакеты лавовых потоков вариолитовых и пикритовых базальтов, толеитовых базальтов и их туфов. Комплекс даек основного и ультраосновного состава, секущих ладожскую серию
	Людиковий	Тоналит-плагиогранит-дацит-риолитовая	Тоналит-плагиогранитная		Массивы Тенъярви, Пиенсуонсари, Варалахти, Импиниеми, камерно-инъекционные субвулканические тела Кирьявалахтинского залива
			Дацит-риолитовая		Некки дацит-риолитового состава, туфы мыса Ораваниеми
		Габбро-норит-долерит-базальтовая	Габбро-норитовая		Массив Кааламо
			Долерит-базальтовая		Платобазальты сортавальской серии и их туфы Ораваниеми, оз. Рюттю, пос. Харлу, Хелюля, Хелмиярви, Кирьявалахтинского залива. Силлы, дайки габбродолеритов Рюттю, Патаваара, Хелмиярви

плутонической ассоциации. О близком времени их формирования свидетельствуют пересечения базальтовых даек плагиопорфировыми и массивов тоналитов-плагиогранитов дайками базальтов. Образование кислых членов людиковийского бимодального магматизма происходит в результате плавления архейского фундамента под воздействием базальтовой магмы [Светов, Свириденко, 1992].

Последующий ливвийский базальтовый и пикрит-базальтовый вулканоплутонизм характеризовался ареальным типом лавовых излияний. Он локализовался, вероятно, в пределах нескольких самостоятельных эруптивных центров, пространственно тесно связанных с людиковийскими. Вулканиты сопровождаются дайками перидотитов и пироксенитов, которые обычно секут нижнюю часть разреза ладожской серии. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до первых метров. Как в вулканической, так и в плутонической серии выделяется высокомагнезиальная и высокожелезистая ветвь (табл.). Габбро-перидотитовая плутоническая ливвийская серия представлена известными интрузиями Велимяки, Мякисало, Райвимяки и Кайвомяки [Светов, Свириденко, 1992]. В Северном Приладожье, таким образом, существует, как и в изверженных породах суйсарского комплекса ливвия Онежской вулкано-тектонической структуры [Светов, 1979], параллельная эволюция двух исходных расплавов: оливинового толеитового базальта (высокожелезистая ветвь) и пикритового базальта (высокомагнезиальная ветвь). Для железистой серии свойственны повышенные концентрации Na_2O, TiO_2, P_2O_5, BaO, SrO, а для магнезиальной – NiO. Ливвийский этап вулканоплутонизма соответствует стадии спада активности свекокарельского мантийного магматизма. Подобного типа расплавы образуются в периферических очагах при ликвационном расщеплении [Светов и др., 1990].

Калевийская габбро-тоналит-базальт-риодацитовая вулканоплутоническая ассоциация в истории развития свекокарельского вулканоплутонизма фиксирует эпоху затухания. Калевийские базальты, так же как и ливвийские, содержат высокомагнезиальные разновидности, где MgO более 10 %, и высокожелезистые. Отдельные районы их развития отличаются по вещественному составу и характеру проявления. При этом в южной части рассматриваемого региона (р-н Ихамиеленсари) состав как вулканических, так и плутонических образований варьирует от ультраосновного до кислого состава. Здесь наблюдаются и высокомагнезиальные, и высокожелезистые ассоциации. На севере в районе о. Ристисари вулканические породы имеют преимущественно базальт-андезитовый состав, которому соответствует состав субвулканических пород некка Хунука [Светов, Свириденко, 1992]. Широкое развитие вулканитов среднего состава объясняется процессами гибридизма.

Эпицентр свекокарельского вулканоплутонизма пространственно совпадает с центральной частью комплексной геофизической аномалии (мантийным диапиром).

Рифейский вулканоплутонизм подробно охарактеризован ранее. В краевой части Фенноскандинавского щита выделено несколько разновозрастных центров эндогенной магматической активности [Светов, Свириденко, 2005], представляющих собой мантийно-коровые диапиры. Формирование их приурочено к краевой длительно развивающейся флексуре Полканова, история геологического развития которой в среднем и позднем рифее ярко зафиксирована проявлением платобазальтового вулканизма. В Пашском грабене вулканогенно-осадочные породы образуют и салминскую свиту, которая с корой химического выветривания залегает на гранитах рапакиви Салминского массива [Кайряк, Хазов, 1967]. Интрузивными аналогами являются габбродолериты Хопунваарского некка, Валаамского силла и дайки гиалобазальтов и долеритов-сортавалитов.

Специфические особенности тектоники

В последние десятилетия основные геодинамические процессы в докембрии, так же как и современные, связываются с преобладанием горизонтальных движений литосферных плит [Розен и др., 2008; Слабунов и др., 2006 и ссылки там], что не согласуется с нашими данными и материалами ряда зарубежных коллег [Hamilton, 1998; Harris, Bédard, 2014]. Основы ранней геотектоники заложил диапиризм. Мантийный диапир обеспечил проявление платобазальтового вулканизма. Это связано с тем, что большие объемы мантийного расплава формируются при плавлении верхней мантии в условиях спада давления и под воздействием мантийного флюидного потока, поступающего от границы ядра и мантии. В зачаточном состоянии диапир представлял собой объем разуплотненной мантии с включенным расплавом и трансмантийным флюидом. При наличии разновозрастных вулканоплутонических ассоциаций плавление происходило неоднократно.

Бимодальный мантийно-коровый вулканоплутонизм осуществлялся под воздействием базитового расплава с образованием коровых

промежуточных очагов различной глубинности. Тем самым была создана кинематическая активность диапира в нижней и верхней коре надочаговой зоны, где он служил главной формой тепломассопереноса. Так формировалась соответствующая диапиру вулканическая корневая питающая система. Длительность ее существования определяется проявлением людиковийского, ливвийского и калевийского вулканоплутонизма.

Палеовулканологическим выражением мантийно-корового диапира является центр эндогенной магматической активности (ЦЭМА). Физически ЦЭМА представляют энергоемкие корневые магмовыводящие каналы, очаговые зоны и сопутствующие им ареалы автономного магматизма [Светов, Свириденко, 2005].

В раннюю стадию развития диапира сформировались бимодальные вулканоплутонические ассоциации, где кислая ветвь представлена тоналит-плагиогранит-дацит-плагиориолитовыми сериями. В период зрелого диапиризма с углублением магматических очагов произошло формирование базит-ультрабазитовых вулканоплутонических ассоциаций и в результате ликвации – формирование высокомагнезиальных и высокожелезистых ливвийских вулканических серий. Можно сказать, что динамика диапиризма является выражением энергетической активности вулканизма.

С проявлением мантийного диапиризма связаны сводовые поднятия. В условиях сводового поднятия в Западном Приладожье происходила региональная гранитизация и формирование купольных структур [Светов, Свириденко, 2005]. Это поднятие не было интенсивным. Купольные структуры, сформированные в условиях метасоматической гранитизации и слабого разуплотнения отражают пологое залегание гранитизированного свекокарельского вулканогенно-осадочного чехла (рис. 2). Крупномасштабное геологическое картирование надвига не обнаруживает. Более того, последовательное изучение свекокарельского вулканизма показало, что мантийный диапиризм – это главная форма проявления энергетики глубин Земли и главная форма тектонических движений. Но это не единственное проявление тектоники.

При статистическом изучении давления и температуры в докембрии Приладожья [Кулаковский и др., 2015] впервые проведена идентификация пород с «аномальными» значениями давления и установлен стресс-метаморфизм. Авторы обратили внимание на ранее необъяснимое сочетание бластических структур гранулитовой фации с псаммитовыми (мозаичными торцовыми микроструктурами) [Кулаковский, 2003], в которых отсутствует ориентировка породообразующих минералов.

Выявленный стресс-метаморфизм приурочен к широкой зоне, где развитые на севере окаймленные купольные структуры, в центре которых обнажается комплекс фундамента, сменяются на пологозалегающие купольные структуры гранитизированных вулканогенно-осадочных пород ладожской серии.

Проявление стресс-метаморфизма трудно увязать с обычным надвигом, так как он относится к разным стадиям деформационно-метаморфического этапа [Кулаковский и др., 2015] и, следовательно, развивался длительное время.

Большое влияние на характер тектонических движений оказывала краевая флексура Полканова [Светов, 1979], развивавшаяся более 1 млрд лет и являющаяся зоной сочленения кристаллического фундамента Фенноскандинавского щита с Русской плитой. С ней связана высокая тектоническая подвижность и формирование поперечных горсто-грабеновых систем. Процесс грабенообразования происходит и в неотектоническую эпоху. При эволюционном развитии тектоники, таким образом, преобладали вертикальные движения.

Существование Мейерского надвига не подтверждается. Купольные структуры юго-западного Приладожья (рис. 2) не испытали каких-либо изменений. Выявленные геоблоки, их шовные зоны, а также центры эндогенной магматической активности [Светов, Свириденко, 2005] свидетельствуют о формировании тектонического каркаса Фенноскандинавского щита и проявлении вулканоплутонизма в условиях глыбово-волновых колебательных движений, связанных с неустойчивостью земной коры. Это согласуется с ранее проведенным обоснованием [Шаров и др., 2004] сдвиговых движений в направлении с юго-запада на северо-восток на месте предполагаемого надвига. Условия проявления стресс-минералов [Кулаковский и др., 2015] также вполне объяснимы с позиций сдвиговых движений.

Необходимо отметить, что совместное изучение глубинного строения, вулканоплутонизма и тектоники Северного Приладожья позволяет выявить специфику тектоники этого региона и оценить роль рассматриваемых процессов в рудообразовании, которое было достаточно сложным и неодноактным [Хазов, 1973, 1982; Хазов, Иващенко, 1979 и др.]. Характеристика рудно-магматических систем различной глубинности и в различных тектонических условиях проявления будет способствовать обоснованию локальных металлогенических прогнозов.

Заключение

Сущность протерозойской тектоники Приладожья, где главным геологическим процессом был мантийно-коровый магматизм, определяется энергетическим воздействием глубин Земли. Мантийный диапир, четко выраженный комплексной Ладожской геофизической аномалией, отраженной в региональном магнитном поле, сформировался в результате последовательного эволюционного развития вулканоплутонизма и формирования его корневой питающей системы. Поверхностные купольные структуры образовались под воздействием мантийного флюидного потока. Тектонические коровые движения имеют сложный характер с преобладанием вертикальных перемещений над горизонтальными.

Литература

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье. Балтийский щит // ДАН. 1996. Т. 348, № 3. С. 353–356.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: С.-Петерб. ун-т, 2000. 200 с.

Былинский Р. В., Глебовицкий В. А., Болгурцев Н. Н. и др. Морфология разделов Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1982. № 2. С. 24–31.

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.

Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) / Ред. Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, В. П. Петров и др. Л.: Наука, 1970. 226 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

Гончаров А. Г., Кальнин К. А., Лизинский М. Д. и др. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблема комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 53–84.

Дедеев В. А., Шустова Л. Е. Геоблоки европейской части СССР. Сыктывкар: АН СССР, 1976. 50 с.

Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 231 с.

Исанина Э. В., Крупнова Н. А., Шаров Н. В. Сейсмологические исследования МОВЗ на юге Карелии // В кн.: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2004. 351 с.

Кайряк А. И, Хазов Р. А. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья // Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр. 1967. Вып. 2, № 12. С. 62–72.

Киссин И. Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2015. 328 с.

Кулаковский А. Л. Об одном типе метаморфических пород в зонах разломов // Бюл. МОИП, отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 3. С. 88–98.

Кулаковский А. Л., Морозов Ю. А., Смульская А. И. Стресс-метаморфизм и стресс-метаморфиты в докембрии Приладожья // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 19–35.

Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Дворецкая Л. М. и др. Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладожья и юго-западной Карелии // Методика геофизических исследований Балтийского щита и его склонов. Л.: Зап. ЛГИ, 1982. Т. XCII. С. 3–29.

Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: ЛГУ, 1974. 160 с.

Оровецкий Ю. Т., Голуб В. Н., Голуб Е. Н., Кучма В. Г. Мантийный диапиризм и диатремы (на примере юго-восточной части Балтийского щита) // Геофизический журнал. 1990. С. 67–73.

Розен О. М., Щипанский А. А., Туркина О. М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М: Научный мир, 2008. 184 с.

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

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

Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 199 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 1992. 151 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Докембрийский магматизм Карелии как индикатор тектонических режимов // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 1993. С. 37–55.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Протерозойский вулкано-плутонизм и тектонические режимы Фенноскандинавского щита // Важнейшие результаты научных исследований Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 1999. С. 64–66.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2005. 356 с.

Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.

Свириденко Л. П. Вулканизм и геотектоника юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. 212 с.

Свириденко Л. П., Романов Е. М. К методике изучения закономерностей пространственного

изменения физических свойств ультраметаморфических комплексов // Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1974. С. 47–51.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. № 6. 2006. С. 3–32.

Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973. 87 с.

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

Хазов Р. А., Иващенко В. И. Новый генетический тип вольфрамового оруденения в Северном Приладожье (Карелия) // Геол. рудн. месторожд. 1979. № 5. С. 37–45.

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

Шаров Н. В., Хазов Р. А., Исанина Э. В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2004. Вып. 7. С. 55–74.

Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. и др. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья. Новая модель // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 52–62.

Artemieva I. M., Shulgin A. Is the Proterozoic Ladoga Rift (SE Baltic Shield) a rift? // Precambrian Research. 2015. Vol. 259. P. 34–42.

Hamilton W. B. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // Precambrian Research. 1998. Vol. 91. P. 143–179.

Harris L. B., Bédard J. H. Crustal Evolution and Deformation in a Non-Plate-Tectonic Archaean Earth: Comparisons with Venus // Evolution of Archean Crust and Early Life. Eds Dilek Y., Furnes H. Modern Approaches in Solid Earth Sciences 7, Springer Science+Business Media B. V. 2014. P. 215–288.

Korja A., Heikkinen P. J. Seismic images of Paleoproterozoic microplate boundaries in the Fennoscandian Shield // The Geological Society of America 2008. Special Paper 440. P. 229–248.

Kukkonen I. T., Lahtinen R. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland. Espoo, 2006. Special Paper 43. 247 p.

Поступила в редакцию 17.03.2016

References

Baltybaev Sh. K., Glebovitskii V. A., Kozyreva I. V. i dr. Meierskii nadvig – glavnyi element stroeniya sutury na granitse Karel'skogo kratona i Svekofennskogo poyasa v Priladozh'e. Baltiiskii shchit [The Meyeri Thrust – the main element of the suture at the boundary between the Karelian Craton and the Svecofennian Belt in the Ladoga region. Baltic Shield]. *DAN* [*Proceed. of RAS*]. 1996. Vol. 348, no. 3. P. 353–356.

Baltybaev Sh. K., Glebovitskii V. A., Kozyreva I. V. i dr. Geologiya i petrologiya svekofennid Priladozh'ya [Geology and petrology of the svekofennides in the Ladoga region]. St. Petersburg: St. Petersb. Un., 2000. 200 p.

Bylinskii R. V., Glebovitskii V. A., Bolgurtsev N. N. i dr. Morfologiya razdelov Mokhorovichicha i Konrada vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Morphology of the Mohorovičić and Conrad discontinuities of the eastern Baltic Shield]. *Geotektonika* [*Geotectonics*]. 1982. No. 2. P. 24–31.

Dedeev V. A., Shustova L. E. Geobloki evropeiskoi chasti SSSR [Geoblocks of the European part of the USSR]. Syktyvkar: AN SSSR, 1976. 50 p.

Geologicheskoe razvitie glubinnykh zon podvizhnykh poyasov (Severnoe Priladozh'e) [Geological development of deep zones of the mobile belts (Northern Ladoga region)]. Eds. N. G. Sudovikov, V. A. Glebovitskii, V. P. Petrov et al. Leningrad: Nauka, 1970. 226 p.

Goncharov A. G., Kal'nin K. A., Lizinskii M. D., Chekulaev V. P., Lobach-Zhuchenko S. B., Platonenkova L. N. Seismogeologicheskaya kharakteristika zemnoi kory Karelii [Seismogeological characteristics of the Earth's crust of Karelia]. Problema kompleksnoi interpretatsii geologo-geofizicheskikh dannykh [Problem of Complex Interpretation of Geological and Geophysical Data]. Leningrad: Nauka, 1991. P. 53–84.

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

Isanina E. V., Krupnova N. A., Sharov N. V. Seismologicheskie issledovaniya MOVZ na yuge Karelii [Seismological study with the use of earthquake converted-wave method in the South of Karelia]. Glubinnoe stroenie i seismichnost' Karel'skogo regiona i ego obramleniya [Deep structure and seismicity of the Karelian region and its margins]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2004. 351 p.

Kairyak A. I, Khazov R. A. Iotniiskie obrazovaniya Severo-Vostochnogo Priladozh'ya [Jotnian formations in the northeastern part of the Ladoga region]. *Vestn. LGU, ser. geol. i geogr*. [*Proceed. of LSU. Ser. Geology and Geography*]. 1967. Iss. 2, no. 12. P. 62–72.

Khazov R. A. Geologicheskie osobennosti olovyannogo orudeneniya Severnogo Priladozh'ya [Geological peculiarities of tin mineralization in the northern Ladoga region]. Leningrad: Nauka, 1973. 87 p.

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

Khazov R. A., Ivashchenko V. I. Novyi geneticheskii tip vol'framovogo orudeneniya v Severnom Priladozh'e (Kareliya) [A new genetic type of tungsten mineralization in the northern Ladoga region (Karelia)]. *Geol.*

rudn. mestorozhd. [*Geology of Ore Deposits*]. 1979. No. 5. P. 37–45.

Kissin I. G. Flyuidy v zemnoi kore. Geofizicheskie i tektonicheskie aspekty [Fluids in the Earth's crust. Geophysical and tectonic aspects]. Moscow: Nauka, 2015. 328 p.

Kulakovskii A. L. Ob odnom tipe metamorficheskikh porod v zonakh razlomov [On a type of metamorphic rocks in fault zones]. *Byul. MOIP, otd. geol.* [*Bull. Moscow Society of Naturalists. Geol. Sec.*]. 2003. Vol. 78, iss. 3. P. 88–98.

Kulakovskii A. L., Morozov Yu. A., Smul'skaya A. I. Stress-metamorfizm i stress-metamorfity v dokembrii Priladozh'ya [Stress-metamorphism and stress-metamorphites in the Precambrian of the Ladoga region]. *Trudy KarNTs RAN* [*Trans. of KarRC of RAS*]. 2015. No. 7. P. 19–35.

Litvinenko I. V., Ankudinov S. A., Dvoretskaya L. M., Kal'nin K. A., Platonenkova L. N., Romanenko N. G., Suvorova N. I., Yakovleva V. V. Glubinnyi seismicheskii razrez zemnoi kory Priladozh'ya i yugo-zapadnoi Karelii [Deep seismic section of the Earth's crust in the Ladoga region and southwestern Karelia]. Metodika geofizicheskikh issledovanii Baltiiskogo shchita i ego sklonov [Methodology of Geophysical Research of the Baltic Shield and its Slopes]. Leningrad: Zap. LGI, 1982. Vol. XCII. P. 3–29.

Nagaitsev Yu. V. Petrologiya metamorficheskikh porod ladozhskogo i belomorskogo kompleksov [Petrology of the metamorphic rocks of the Ladoga and White Sea complexes]. Leningrad: LGU, 1974. 160 p.

Orovetskii Yu. T., Golub V. N., Golub E. N., Kuchma V. G. Mantiinyi diapirizm i diatremy (na primere yugo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita) [Mantle diapirism and diatremes (case of the Southeastern part of the Baltic Shield)]. *Geofizicheskii zhurnal* [*Geophysical Journal*]. 1990. P. 67–73.

Rozen O. M., Shchipanskii A. A., Turkina O. M. Geodinamika rannei Zemli: evolyutsiya i ustoichivost' geologicheskikh protsessov (ofiolity, ostrovnye dugi, kratony, osadochnye basseiny) [Geodynamics of the Early Earth: evolution and geological processes stability (ophiolites, island arcs, cratons, and sedimentary basins)]. Moscow: Nauchnyi mir, 2008. 184 p.

Sharov N. V. Glubinnye seismicheskie issledovaniya v yugo-vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Deep seismic studies of the Southeastern part of the Fennoscandian Shield]. *Geofiz. Zhurn.* [*Geophysical Journal*]. 2015. Vol. 37, no. 5. P. 104–120.

Sharov N. V., Khazov R. A., Isanina E. V. Glubinnoe stroenie i metallogeniya Priladozh'ya [Deep structure and metallogeny of the Ladoga region]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Mineral Resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2004. Iss. 7. P. 55–74.

Shul'diner V. I., Kozyreva I. V., Baltybaev Sh. K. i dr. Plutono-metamorficheskaya evolyutsiya Zapadnogo Priladozh'ya. Novaya model' [Plutonic-metamorphic evolution of the Western Ladoga region. A new model]. *Regional'naya geologiya i metallogeniya* [*Regional Geology and Metallogeny*]. 1995. No. 4. P. 52–62.

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., Chekulaev 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*]. No. 6. 2006. P. 3–32.

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

Svetov A. P., Sviridenko L. P., Ivashchenko V. I. Vulkano-plutonizm svekokarelid Baltiiskogo shchita [Volcano-plutonism of the Svecokarelides in the Baltic Shield]. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR, 1990. 320 p.

Svetov A. P., Sviridenko L. P. Magmatizm shovnykh zon Baltiiskogo shchita [Magmatism of suture zones of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1991. 199 p.

Svetov A. P., Sviridenko L. P. Stratigrafiya dokembriya Karelii. Sortaval'skaya seriya svekokarelid Priladozh'ya [Precambrian stratigraphy in Karelia. Sortavala series of the Svecokarelides in the Ladoga region]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1992. 151 p.

Svetov A. P., Sviridenko L. P. Dokembriiskii magmatizm Karelii kak indikator tektonicheskikh rezhimov [Precambrian magmatism of Karelia as an indicator of tectonic regimes]. Problemy geologii dokembriya Karelii [Problems of the Precambrian Geology in Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1993. P. 37–55.

Svetov A. P., Sviridenko L. P. Proterozoiskii vulkano-plutonizm i tektonicheskie rezhimy Fennoskandinavskogo shchita [Proterozoic volcano-plutonism and tectonic regimes of the Fennoscandian Shield]. Vazhneishie rezul'taty nauchnykh issledovanii Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN [Major Results of the Scientific Studies at the Karelian Research Center]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1999. P. 64–66.

Svetov A. P., Sviridenko L. P. Tsentry endogennoi magmaticheskoi aktivnosti i rudoobrazovaniya Fennoskandinavskogo shchita (Karel'skii region) [Centres of endogenous magmatic activity and ore-formation in the Fennoscandian Shield (Karelian region)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. 356 p.

Sviridenko L. P. Granitoobrazovanie i problemy formirovaniya dokembriiskoi zemnoi kory (na primere Karelii) [Granite formation and problems of the Precambrian Earth's crust formation]. Leningrad: Nayka, 1980. 216 p.

Sviridenko L. P. Vulkanizm i geotektonika Yugo-Vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Volcanism and geotectonics of the Southeastern part of the Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2013. 212 p.

Sviridenko L. P., Romanov E. M. K metodike izucheniya zakonomernostei prostranstvennogo izmeneniya fizicheskikh svoistv ul'trametamorficheskikh kompleksov [On a methodology for studying spatial variations patterns of physical properties of ultrametamorphic complexes]. Fizicheskie i mekhanicheskie svoistva gornykh porod i mineralov Karelii [Physical and Mechanical Properties of Rocks and Minerals in Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1974. P. 47–51.

Velikoslavinskii D. A. Sravnitel'naya kharakteristika regional'nogo metamorfizma umerennykh i nizkikh davlenii [Comparative characteristics of the regional

metamorphism of moderate and low pressure]. Leningrad: Nauka, 1972. 190 p.

Zemnaya kora vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [The Earth's crust of the Eastern part of the Baltic Shield]. Ed. K. O. Kratts. Leningrad: Nauka, 1978. 231 p.

Artemieva I. M., Shulgin A. Is the Proterozoic Ladoga Rift (SE Baltic Shield) a rift? *Precambrian Research*. 2015. Vol. 259. P. 34–42.

Hamilton W. B. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*. 1998. Vol. 91. P. 143–179.

Harris L. B., Bédard J. H. Crustal Evolution and Deformation in a Non-Plate-Tectonic Archaean Earth: Comparisons with Venus. Evolution of Archean Crust and Early Life. Eds Dilek Y., Furnes H. Modern Approaches in Solid Earth Sciences 7, Springer Science+Business Media B. V. 2014. P. 215–288.

Korja A., Heikkinen P. J. Seismic images of Paleoproterozoic microplate boundaries in the Fennoscandian Shield. The Geological Society of America 2008. Special Paper 440. P. 229–248.

Kukkonen I. T., *Lahtinen R*. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland. Espoo, 2006. Special Paper 43. 247 p..

Received March 17, 2016.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Свириденко Лината Петровна
ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: sv@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 783471

Исанина Эльвира Вениаминовна
ведущий геофизик
Российский геоэкологический центр,
филиал ФГУГП «Урангео»
ул. Пестеля, 1/12, Санкт-Петербург, Россия, 198052
эл. почта: isanina@rgec.ru
тел.: (812) 2759094, (812) 2721392

Шаров Николай Владимирович
заведующий лаб. геофизики, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: sharov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 783471

CONTRIBUTORS:

Sviridenko, Linata
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,
Karelia, Russia
e-mail: sv@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 783471

Isanina, Elvira
Russian Geo-ecological Centre
Branch of FGUGP "Urangeo"
1/12 Pestel St., 191028 Saint-Petersburg, Russia
e-mail: isanina@rgec.ru
tel.: (812) 2759094, (812) 2721392

Sharov, Nikolai
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,
Karelia, Russia
e-mail: sharov@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 783471

Труды Карельского научного центра РАН
№ 2. 2017. С. 86–95
Опубликовано в онлайн-версии в феврале 2016
DOI: 10.17076/geo227

УДК 550.831.016; 550.831.015.072

ПЛОТНОСТНОЕ 2D МОДЕЛИРОВАНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ЮЖНО-ОНЕЖСКОЙ МУЛЬДЫ

П. А. Рязанцев[1], Н. В. Кошелева[2]

[1] *Институт геологии Карельского научного центра РАН*
[2] *Институт геофизики Уральского отделения РАН*

В работе представлены результаты 2D плотностного моделирования аномалий гравитационного поля в пределах Южно-Онежской мульды (Южная Карелия). Для вычислений применялся итерационный алгоритм послойного подбора плотностей в модели слоисто-блокового строения земной коры. В качестве начальных параметров модели использовались имеющиеся геологические, сейсмические и петрофизические данные о строении исследуемого региона. Результаты исследований позволили уточнить структуру мульды, выделить два массива глубинного залегания, оценить их форму и размеры.

К л ю ч е в ы е с л о в а: Южно-Онежская мульда; гравитационное поле; аномалия; плотностная модель; блоки земной коры.

P. A. Ryazantsev, N. V. Kosheleva. 2D DENSITY MODELING OF THE PALEOPROTEROZOIC SOUTH ONEGA TROUGH

The paper presents the results of 2D density modeling of gravity anomalies within the South Onega trough (South Karelia). The iterative algorithm of layering selection was applied in the model of layer-block structure of the earth's crust. The primary parameters of the model were obtained based on geological, seismic and petrophysical data on the structure of the study region. The results of the investigation allowed us to determine the structure of the trough, identify the existence of two deep geological bodies and evaluate their form and size.

K e y w o r d s: South Onega trough; gravity field; density model; anomaly; crustal blocks.

Введение

Актуальной задачей для современных геофизических исследований является интерпретация существующих данных гравитационных карт с использованием новых методов создания 2D и 3D плотностных моделей [Мартышко и др., 2012]. Большинство таких методов базируются на существовании корреляционной зависимости между скоростями распространения сейсмических волн и плотностными параметрами в блоках геологической среды, что позволяет переходить к комплексным физико-геологическим моделям. Анализ плотностных моделей дает возможность выделить геологические структуры глубинного залегания, которые не выходят на уровень эрозионного среза или перекрыты мощным чехлом четвертичных отложений, определить положение границ блоков земной коры.

В работе представлены результаты расчета обратной задачи гравиметрии (ОЗГ) по

наблюденному полю аномалий силы тяжести в редукции Буге в пределах Южно-Онежской структуры. Интерес к такому объекту обусловлен наличием интенсивных геофизических аномалий неустановленной природы, которые различные исследователи связывают с глубинными интрузивами основных пород [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. ОЗГ решалась с помощью итерационного алгоритма, в основе которого предположение о слоисто-блоковом строении земной коры с кусочно-постоянной плотностью [Мартышко и др., 2010]. Основной целью выполненных исследований являлось создание 2D плотностных моделей как средства для анализа геологического строения Южно-Онежской мульды и изучения пространственного распределения слагающих ее блоков. Для создания моделей дополнительно к гравиметрическим данным привлекались материалы по опорным сейсмологическим профилям, проходящим через исследуемую область, а также современные геодинамические концепции формирования региона.

Геологический очерк исследуемого района

Геологическое строение объекта исследований отражено на карте, которая составлена по материалам тематических работ масштаба 1:200000, а также в нескольких обобщающих трудах, описывающих регион в целом [Гарбар, 1971; Геология..., 1987; Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. Южно-Онежская мульда расположена в южной части палеопротерозойского Карельского кратона. Она имеет форму близкую к овальной и протягивается от г. Петрозаводска в юго-восточном направлении более чем на 120 км, достигая 50–70 км по ширине.

В геологическом строении района принимают участие терригенные отложения девона, венда и вепсийского надгоризонта нижнего протерозоя, а также интрузивные образования Ропручейского плутонического комплекса с возрастом 1770 млн лет (рис. 1). Северо-восточное крыло мульды сложено моноклинально падающими на юго-запад слабометаморфизированными и слабодислоцированными нижнепротерозойскими отложениями петрозаводской и шокшинской свит, образованных в условиях протоплатформенного режима. В разрезе шокшинской свиты присутствуют пластовые тела габбро-долеритов. Подстилающие образования Южно-Онежской мульды представлены палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами и архейскими гранитоидами [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011].

Процессы тектогенеза внесли существенный вклад в современный облик района Южно-Онежской мульды. Его образование приходится на конец палеопротерозоя, когда происходил переход от свекофеннской орогении к относительно спокойному посторогенному режиму [Сыстра, 1993]. Породы в регионе смяты в пологие продольные и поперечные складки протяженностью от первых километров до 15 км и шириной от нескольких сотен метров до 3–5 км. Эти складки в свою очередь осложнены пликативными дислокациями более высоких порядков [Гарбар, 1971].

Все образования района разбиты многочисленными разнонаправленными разрывными нарушениями на ряд крупных и мелких блоков. Преимущественное развитие имеют разломы северо-западного (СЗ) и северо-восточного (СВ) простирания. СЗ нарушения относятся к системе Прионежского глубинного разлома, проходящего под акваторией Онежского озера и ограничивающего Южно-Онежскую мульду с востока. Они заложены в раннем протерозое в виде раздвигов и испытывали в дальнейшем неоднократное подновление. С ними связано внедрение Ропручейского силла, создание грабеноподобной структуры Онежского озера, образование блоков, смещение пластов и т. д. [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]

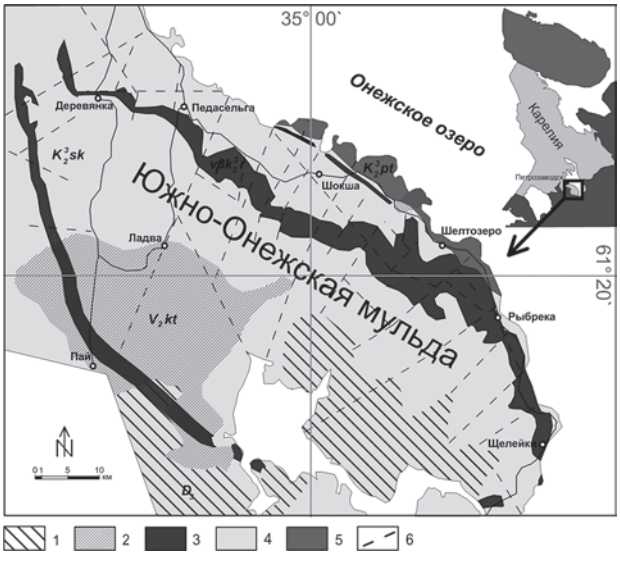


Рис. 1. Геологическая схема Южно-Онежской мульды:

1 – нерасчлененные саргаевский и пашинский горизонты глин девона; 2 – нерасчлененная котлинская свита глин венда. Палеопротерозой: 3 – нерасчлененная шокшинская свита песчаников, кварцитопесчаников, конгломератов, алевролитов; 4 – ропручейский интрузивный комплекс габбро-долеритов, мелкозернистых диабазов; 5 – нерасчлененная петрозаводская свита кварцитопесчаников, песчаников; 6 – тектонические нарушения

Геофизические исследования регионального характера в пределах Южно-Онежской мульды выполнялись в различных масштабах. По данным 1:200 000 магнитометрической съемки уверенно выделяются зоны локальных линейных аномалий в виде цепочек максимумов и минимумов, которые соотносятся с частями силла, подходящими к поверхности эрозионного среза. Гравиметрические наблюдения позволяют определить соответствие между областями пониженных значений силы тяжести и синклинорными зонами, тогда как локальные положительные аномалии объясняются интрузивными образованиями. Некоторые особенности интерпретации потенциальных полей исследуемого района были приведены в работе [Рязанцев, 2014].

При изучении территории Южно-Онежской мульды большое значение имеет сейсмологический профиль МОВЗ Мяндусельга-Петрозаводск-Вознесенье, проходящий в восточной части изучаемого района вдоль Онежского озера. Его интерпретация позволила изучить глубинное строение района, которое характеризуется как сложное, с большим количеством нарушений и раздробленностью коры на блоки [Глубинное строение..., 2004]. Анализ современного состояния геолого-геофизических данных показал, что имеющейся информации зачастую не достаточно для решения геологических задач при изучении глубинного строения земной коры в регионе. Поэтому создание новых 2D и 3D плотностных моделей является важной задачей современного этапа исследований.

Гравитационное поле Южно-Онежской мульды и ее обрамления

Гравиметрические исследования регионального характера выполнены в 1952 г. Онежско-Ладожской экспедицией Западного геологического треста (О. М. Кабанов) и в 1961 г. Белозерской партией (З. И. Меерсон). Аномальные значения интенсивности гравитационного поля (Δg) были получены по результатам единой обработки данных в масштабе 1:200000 и расчетом редукции Буге с плотностью промежуточного слоя σ = 2,67 г/см^3 (рис. 2, Б). Обзор данных гравиметрии показывает однозначное соответствие между аномалиями Δg и наиболее представительными региональными геологическими структурами (рис. 2, А). Так, например, подобное детальное исследование структурных элементов земной коры на основе интерпретации поля силы тяжести в регионе показано в монографии [Гришин, 1990].

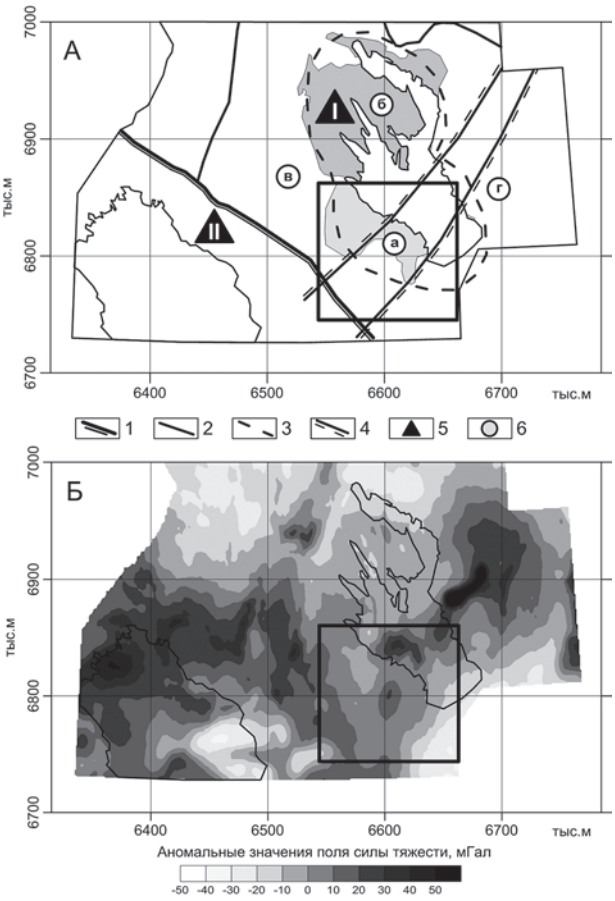


Рис. 2. Карты района работ (исследуемая область выделена квадратом).

А. Карта тектонического районирования [по Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]: 1 – граница структур первого порядка; 2 – граница структур второго порядка; 3 – граница Онежской структуры; 4 – границы Бураковской зоны тектоно-магматической активизации; 5 – структурно-формационные зоны: I. Центрально-Карельская архей-протерозойская, II. Северо-Ладожская ранне-позднепротерозойская; 6 – подзоны: а – Южно-Онежская мульда, б – Северо-Онежский синклинорий, в – Ведлозерско-Сегозерский позднеархейский зеленокаменный пояс, г – Водлозерский архейский блок гранитоидов.

Б. Карта аномальных значений поля силы тяжести в редукции Буге

Аномальные значения силы тяжести Δg, полученные в исследуемом районе, обладают гладким распределением и характеризуются малой чувствительностью к локальным объектам. Уверенно выделяются крупные тектонические структуры. Например, граница раздела между Центрально-Карельской и Северо-Ладожской структурно-формационными зонами выражена изменением средних значений Δg = –10 мГал на 20 мГал. Проявляются и структуры более низких порядков, среди которых наиболее убедительно выделяются синклинорные зоны и крупные интрузивные образования. К первым относятся главным образом Онежская структура и ее составляющие

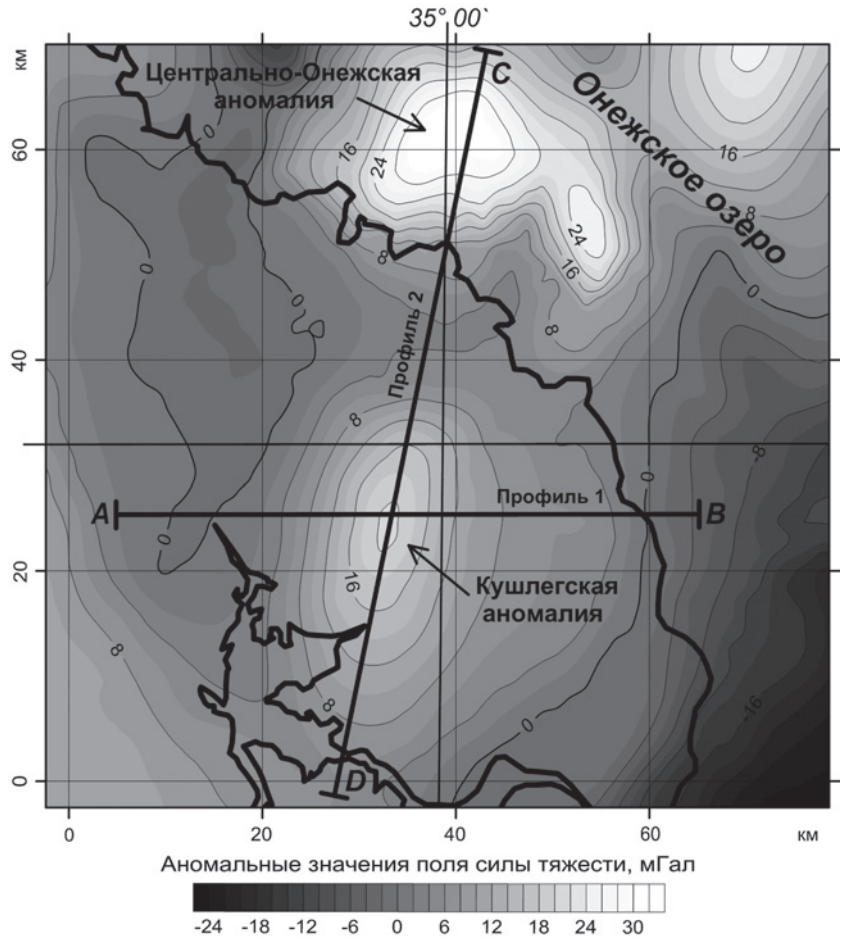


Рис. 3. Карта аномальных значений поля силы тяжести в пределах Южно-Онежской мульды и положения профилей

части – Северо-Онежский синклинорий и Южно-Онежская мульда, проявленные общим понижением уровня Δg и наличием обрамляющих градиентных зон, отражающих их форму. Ярким представителем второй группы является раннепалеопротерозойская Бураковская расслоенная мафит-ультрамафитовая интрузия, приуроченная к глубинной зоне тектономагматической активизации и характеризующаяся значениями Δg = 80 мГал и более. Кроме того, следует отметить архейский Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, характеризующийся положительной аномалией субмеридионального направления, со средними значениями Δg порядка 30 мГал.

Акцентируя внимание на Южно-Онежской мульде, можно достаточно уверенно локализовать ее положение в поле силы тяжести по характерной овальной форме распределения изаномал. В западной части граница мульды определяется как зона положительного градиента силы тяжести от 5 до 10 мГал, отражающего переход от менее плотных осадочных пород к более плотным магматическим и метаморфическим породам Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Подобная ситуация наблюдается и в южной части, где граница прослеживается как область резкого перехода Δg от 0 до –16 мГал, что, скорее всего, отражает нарастание мощности осадочного чехла. На севере существует небольшая аномальная область, разделяющая Северо-Онежский синклинорий и Южно-Онежскую мульду [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011].

Главной особенностью детальной карты Δg Южно-Онежской мульды (рис. 3) является наличие двух интенсивных аномалий (до 30 мГал), одна из которых расположена практически в центре Южно-Онежской мульды (Кушлегская), а вторая локализуется в пределах акватории Онежского озера (Центрально-Онежская). Вопрос о природе аномалий поднимался в работе [Рязанцев, 2014], где рассматривались гипотезы разных исследователей об их источниках. Кроме того, в этой же работе было проведено численное моделирование, позволяющее подтвердить предположения

о существовании глубинных плутонов основного или ультраосновного состава. Для проверки имеющихся геолого-геофизических представлений и получения качественно новой информации о строении земной коры в пределах Южно-Онежской мульды в данной статье приводится дополнительный расчет гравитационных аномалий и построение 2D плотностных моделей глубинного строения для профилей A–B и C–D, пересекающих Кушлегскую и Центрально-Онежскую аномалию (рис. 3).

Методика создания плотностной модели

Для создания моделей распределения плотности в земной коре использовался итерационный алгоритм решения двумерной линейной обратной задачи гравиметрии. Основное используемое предположение при создании модели – слоисто-блоковое строение разреза с постоянной плотностью в пределах одного блока. Исходные данные для моделирования: сетка гравитационных значений Dg; геометрия разреза, представленного слоисто-блочной моделью; начальные значения плотностей слоев и блоков; ограничения, накладываемые на вектор плотностей. Модель определяется путем подбора плотностей блоков, которые обеспечивают сходимость измеренного и модельного полей. Метод расчета подобных моделей приведен в статье [Мартышко и др., 2010], а в работе [Кошелева, 2014] был показан алгоритм устойчивого решения с учетом априорной информации. Такой подход широко использовался при изучении глубинного строения Уральского региона [Мартышко и др., 2012] и докембрийского основания Тимано-Печорской плиты [Дружинин и др., 2013]. Основные этапы метода заключаются в реализации следующих шагов:

1) построение исходной модели по геолого-геофизическим данным о строении региона, параметризация слоисто-блоковой модели, т. е. переход от имеющегося формата данных к виду «слои» и «блоки». Основное используемое предположение при создании модели – слоисто-блоковое строение земной коры с постоянной плотностью в пределах одного слоя;
2) работа алгоритма послойного подбора плотностей. На начальном этапе методом минимизации подбирается плотность только для одного слоя модели. На каждом последующем шаге количество слоев, участвующих в минимизации, увеличивается на единицу.

Такой подход позволяет интерактивно определять: гравиактивный слой, формирующий аномалии гравитационного поля; слой, поле которого существенно увеличивает норму разности измеренного и модельного полей. В этом случае предполагается, что: либо а) границы слоя изначально заданы неверно, тогда необходимо их уточнение, либо б) слой существенно неоднороден и требуется разбить этот слой на несколько блоков с разными плотностями, например, на основе гипотезы об изостатической компенсации на глубине.

Для сопоставления с аномалиями наблюденного поля Dg в расчеты вводят отклонения истинной плотности s_k от некоторого значения s_F, так называемой фоновой плотности. Слоистая среда изначально задается в виде набора границ $y_k(x)$, $k = 1…M$ и набора плотностей $(s_k – s_F)$. Слой – область с плотностью $(s_k – s_F)$ выше заданной границы $y_k(x)$ до предыдущей границы $y_{k–1}(x)$. По умолчанию принимается, что первая граница – это дневная поверхность $y_0(x) = 0$. Переход от многослойной среды с плотностями тел $(s_k – s_F)$ к представлению модели среды в виде аномальных тел с относительными плотностями $Ds_k = (s_{k+1} – s_k)$, $k = 1…M$ осуществляется следующим образом. Последовательно для всех границ $y_k(x)$, $k = 1…M$ проводится горизонтальная линия H_k. Затем для полученных аномальных тел определяется их плотность: если граница слоя $y_k(x)$ находится выше уровня H_k, то область, заключенная между $y_k(x)$ и H_k, берется с плотностью $+Ds_k$, если граница $y_k(x)$ ниже H_k, то область между берется с плотностью $–Ds_k$. Вводится новое обозначение $s_{M+1} = s_F$ для сохранения единого вида в формулах.

В общем случае значение горизонтальной границы H_k может задаваться произвольно. Для минимизации краевых эффектов предлагается использовать следующее выражение H_k – это среднее значение для y-компонент двух крайних точек границы слоя в пределах выделенного профиля. Дополнительно предлагается для тел, имеющих значения $y_k(x)$ равные нулю, задавать $H = 0$ для удобства вычислений и представления поля. Кроме того, чтобы оптимально рассчитать поле, необходимо подобрать также среднее значение измеренного и модельного полей. Для этого преобразуется задача минимизации.

Для вычисления поля от слоистой модели использовалась следующая формула:

$$\Delta g = \sum_{k=1}^{M} \Delta\sigma_k \cdot S(H_k, y_k(x)),$$

где S – аномальное поле слоя с единичной плотностью, заключенного между границами H_x и $y_k(x)$.

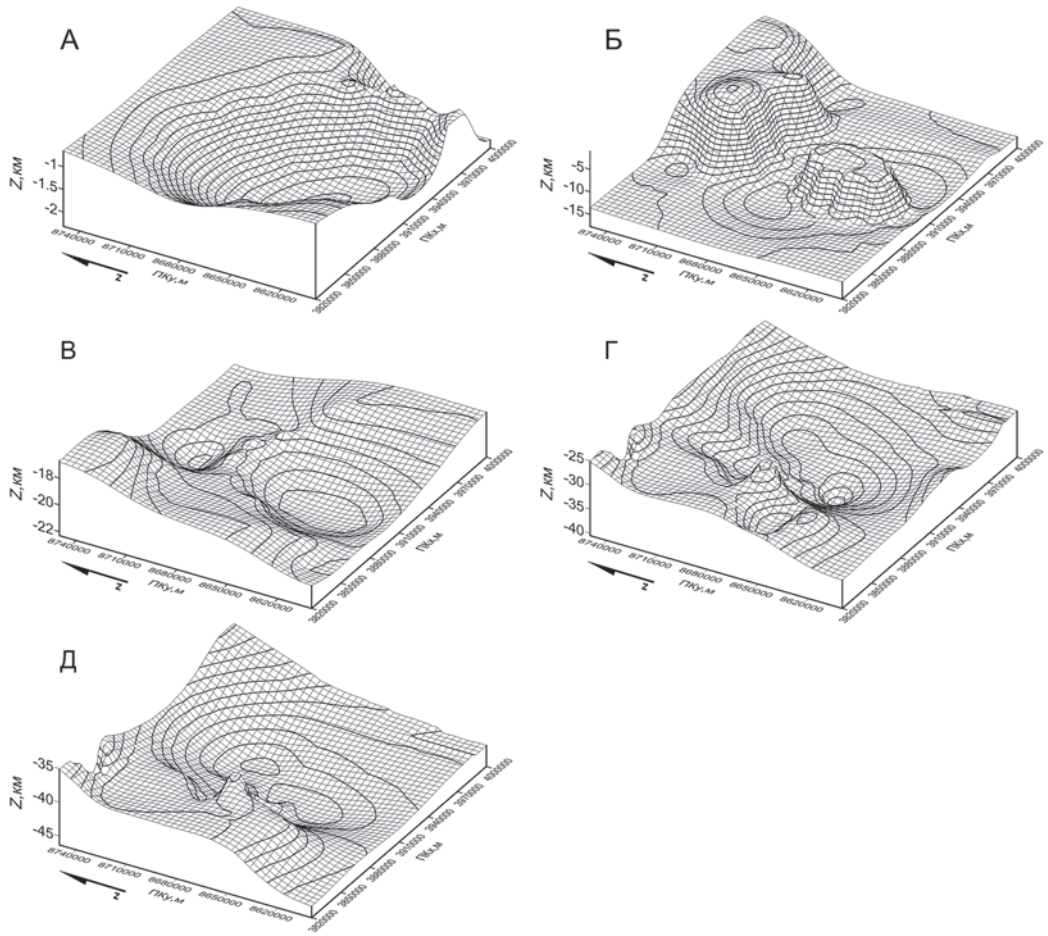


Рис. 4. Модели границ для слоев земной коры Южно-Онежской мульды (на основании данных, приведенных в [Голышева, 2012; Гришин, 1990; Онежская палеопротерозойская структура…, 2011]):

А. осадки – граниты; Б. граниты – базитовый слой; В. базитовый слой – габбро, пироксениты; Г. габбро, пироксениты – переходный слой кора; Д. переходный слой – мантия

Используемый алгоритм устойчивого решения двумерной ОЗГ, как показано в [Кошелева, 2014], имеет следующие возможности для выполнения разностороннего анализа изучаемой территории:

1) выделение гравиактивного слоя;
2) определение слоев, параметры которых могут быть изменены;
3) определение плотностей конкретной произвольной части модели.

Для создания моделей потребовался набор первичных данных, включающий положение границ слоев земной коры и значения плотности в их пределах. Как правило, эти показатели получают из результатов региональных сейсмических наблюдений [Федорова и др., 2010]. В случае Южно-Онежской мульды для определения литологических границ земной коры использовались скоростные модели (сост. Э. В. Исанина, С. И. Южанинова), полученные по сейсмологическим профилям МОВЗ VIII и XII, а также части геотраверса 1-ЕВ [Онежская палеопротерозойская структура…, 2011].

Кроме того, привлекались результаты плотностного моделирования, выполненного в пределах Северо-Онежского синклинория, который рассматривается как объект, имеющий общие геологические черты с Южно-Онежской мульдой. Поэтому при определении формы ее разделов использовалось предположение, что вся консолидированная кора представляет собой синформу [Голышева, 2012]. Всего было получено пять основных границ (рис. 4), для каждой из которых определялись скоростные и плотностные характеристики, а также примерный состав пород (табл.).

Обсуждение результатов моделирования

В результате проведенного моделирования получены две плотностные модели разреза земной коры по профилям

Параметры, используемые при моделировании

Слой	Главные породы	Значение $V_{ср}$, м/с	Значение $\sigma_{ср}$, г/см^3
Осадочный слой	Кварциты	5,7	2,5
Гранитный слой	Граниты	6,3	2,6
Базитовый слой	Базиты	6,8	2,65
Аномальные тела	Габбро-нориты	6,5	2,9
Габбро-пироксенитовая ассоциация	Габбро, пироксениты	7,5	3
Переходный слой кора-мантия		8	3,2
Верхняя мантия		8,2	3,4

A–B и C–D, пересекающим главные аномалии Δg (Кушлегскую и Центрально-Онежскую), выделяемые в области исследования. Анализируя плотностную модель разреза по профилю A–B (рис. 5), можно с уверенностью утверждать, что в его пределах существует тело глубинного залегания, имеющее избыточную плотность σ = 0,3 г/см^3 в сравнении с вмещающими породами и продуцирующее поле Δg интенсивностью до 16 мГал. Плотностная модель по профилю C–D представлена на рис. 6, в ее пределах выделяется два аномалеобразующих тела. Первое из них соотносится с массивом на модельном разрезе для профиля A–B и соответствует его параметрам. Верхняя кромка данного плутона расположена на глубине 7,6 км, что близко к оценке в 7,2 км, полученной в работе [Левин, 1964]. Этот плутон имеет субовальную форму и протяженность 25 км с запада на восток и 35 км с севера на юг. Второе тело, существование которого предположил В. С. Куликов, создает более интенсивную аномалию Δg порядка 20 мГл, что обусловлено его расположением ближе к дневной поверхности, с верхней кромкой залегания равной 1,6 км. Оно имеет округлую форму и размеры 20 на 20 км. Обнаруженные глубинные плутоны имеют интрузивное происхождение, связанное с зоной тектономагматической активизации, и, по-видимому, родственны по

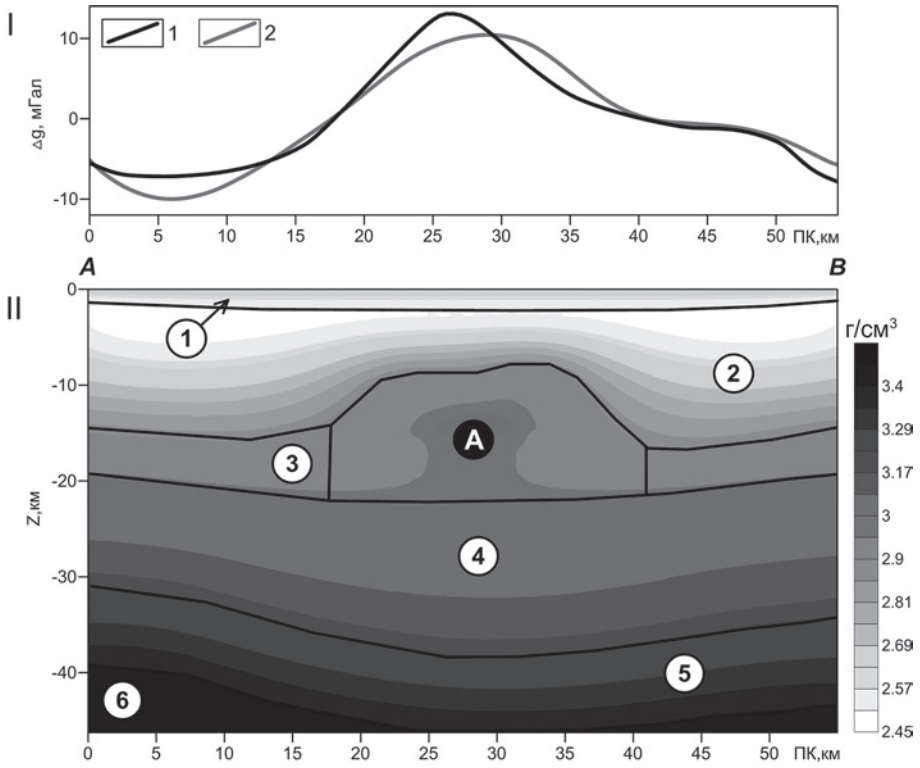


Рис. 5. Плотностная модель по профилю A–B:

I. графики поля Δg: 1 – измеренное, 2 – рассчитанное; II. выделенные слои земной коры: 1 – осадочный слой, 2 – гранитный, 3 – базитовый, 4 – габбро-пироксенитовая ассоциация, 5 – переход кора-мантия, 6 – верхняя мантия, A – аномальное тело (плутон основного состава)

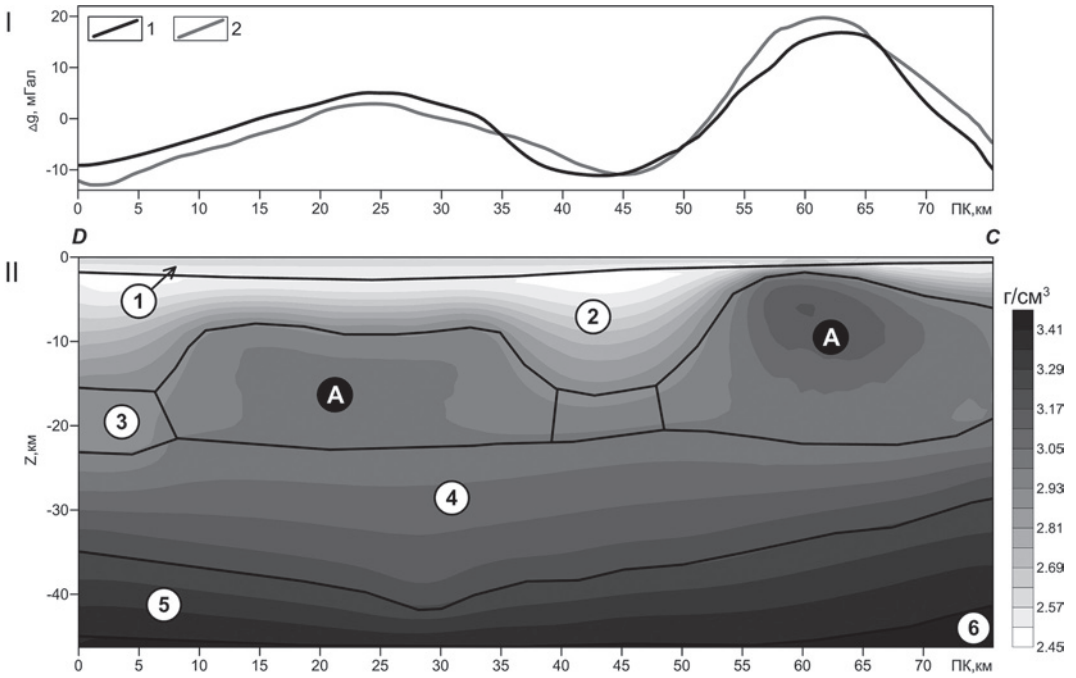


Рис. 6. Плотностная модель по профилю C–D:

I. графики поля Δg: 1 – измеренное, 2 – рассчитанное; II. выделенные слои земной коры: 1 – осадочный слой, 2 – гранитный, 3 – базитовый, 4 – габбро-пироксенитовая ассоциация, 5 – переход кора-мантия, 6 – верхняя мантия, А – аномальное тело (плутон основного состава)

генезису и составу Бураковскому расслоенному массиву. Кроме того, полученные плотностные модели подтверждают синформное залегание слоев земной коры, связанное с процессами мульдообразования.

Заключение

В итоге проведенной работы созданы 2D плотностные модели, характеризующие изменение плотностных свойств литосферы в пределах Южно-Онежской мульды. Определено пространственное распределение крупных геологических объектов и блоков земной коры, различающихся по плотностям. Установлено существование двух плутонов глубинного залегания, происхождение которых связано с Бураковской тектонической зоной. Полученные модели отражают главные особенности гравитационного поля и в первом приближении соответствуют имеющимся петрофизическим данным о плотностных характеристиках слагающих мульду пород, а также сейсмическим параметрам, характеризующим глубинное строение региона. Результаты моделирования подтвердили, что со структурной точки зрения Южно-Онежская мульда представляет собой синформу. Наряду с этим очевиден недостаток данных для формирования единой модели, описывающей строение земной коры исследуемого района, что требует выполнения новых исследований гравитационного поля в его пределах.

Литература

Гарбар Д. И. Стратиграфия. Верхний протерозой. Йотнийская серия, Верхнепротерозойские (постиотнийские) магматические образования // Геология СССР. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М.: Недра, 1971. Т. I. С. 64–81.

Геология Карелии / Ред. В. А. Соколов, В. С. Куликов, М. М. Стенарь. Л.: Наука, 1987. 231 с.

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

Голышева Ю. С. Применение 3D плотностного моделирования при создании Онежской «опорной площадки» // Геофизические методы исследования Земли и ее недр. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 49–53.

Гришин А. С. Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1990. 112 с.

Дружинин В. С., Мартышко П. С., Начапкин Н. И. и др. Модель докембрия Тимано-Печорского геоблока // Вестник института геологии Коми научного центра РАН. 2013. № 9. С. 2–8.

Кошелева Н. В. О решении линейной обратной задачи гравиметрии для 2D слоистой модели с интерактивным учетом априорной информации // Уральский геофизический вестник. 2014. № 2. С. 50–59.

Левин Г. М. Отчет о работах, выполненных Южно-Онежской геофизической партией за 1963 г.

Петрозаводск. ФГУ «ТГФ по Республике Карелия», 1964. Инв. № 2873. 98 с.

Мартышко П. С., Ладовский И. В., Цидаев А. Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика Земли. 2010. № 11. С. 23–35.

Мартышко П. С., Дружинин В. С., Начапкин Н. И. и др. Схематическое тектоническое районирование Уральского региона на основе разработанных алгоритмов и методики создания объемной геофизической модели верхней части литосферы // Литосфера. 2012. № 4. С. 208–218.

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

Рязанцев П. А. Геологическая природа аномалий магнитного и гравитационного поля в пределах Южно-Онежской мульды // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2014. Вып. 17. С. 110–117.

Сыстра Ю. Й. Тектонические эпохи Карельского региона // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1993. 138 с.

Федорова Н. В., Колмогорова В. В., Ладовский И. В. Геофизические модели строения земной коры по Красноленинскому профилю // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 59–68.

Поступила в редакцию 08.07.2015

References

Garbar D. I. Stratigrafiya. Verkhnii proterozoi [Stratigraphy. The Upper Proterozoic]. Iotniiskaya seriya, Verkhneproterozoiskie (postiotniiskie) magmaticheskie obrazovaniya. Geologiya SSSR. Leningradskaya, Pskovskaya i Novgorodskaya oblasti [Jotnian series, the Upper Proterozoic magmatic formation. Geology of the USSR. Leningrad, Pskov and Novgorod regions]. Moscow: Nedra, 1971. Vol. I. P. 64–81.

Geologiya Karelii [Geology of Karelia]. Eds V. A. Sokolov, V. S. Kulikov, M. M. Stenar'. Leningrad: Nauka, 1987. 231 p.

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

Golysheva Yu. S. Primenenie 3D plotnostnogo modelirovaniya pri sozdanii Onezhskoi "opornoi ploshchadki" [The application of 3D structural density modeling to the creation of the Onega base platform]. Geofizicheskie metody issledovaniya Zemli i ee nedr [Geophysical methods of survey of the Earth and its subsoil]. St. Petersburg: SPbGU, 2012. P. 49–53.

Grishin A. S. Geobloki Baltiiskogo shchita [The geoblocks of the Baltic Shield]. Petrozavodsk: Karel'skii filial AN SSSR, 1990. 112 p.

Druzhinin V. S., Martyshko P. S., Nachapkin N. I., Osipov V. Yu., Udoratin V. V. Model' dokembriya Timano-Pechorskogo geobloka [Model of Precambrian Timan-Pechora Geoblock]. *Vestnik instituta geologii Komi nauchnogo tsentra RAN* [*Vestnik of the Institute of Geology of the Komi SC UB RAS*]. 2013. No. 9. P. 2–8.

Kosheleva N. V. O reshenii lineinoi obratnoi zadachi gravimetrii dlya 2D sloistoi modeli s interaktivnym uchetom apriornoi informatsii [Solution of the linear inverse problem of gravimetry for 2D layered model with interactive priori information]. *Ural'skii geofizicheskii vestnik* [*Urals Geophysical Herald*]. 2014. No. 2. P. 50–59.

Levin G. M. Otchet o rabotakh vypolnennykh Yuzhno-Onezhskoi geofizicheskoi partiei za 1963 g. Petrozavodsk. FGU "TGF po Respublike Kareliya" [The report on the work of the South Onega geophysical party in 1963. Fed. State. Inst. "TGF of the Republic of Karelia"], 1964. Inv. no. 2873. 98 p.

Martyshko P. S., Ladovskii I. V., Tsidaev A. G. Postroenie regional'nykh geofizicheskikh modelei na osnove kompleksnoi interpretatsii gravitatsionnykh i seismicheskikh dannykh [Construction of regional geophysics models based on the joint interpretation of gravity and seismic data]. *Fizika Zemli* [*Physics of the solid Earth*]. 2010. No. 11. P. 23–35.

Martyshko P. S., Druzhinin V. S., Nachapkin N. I., Ladovskii I. V., Byzov D. D., Osipov V. Yu., Tsidaev A. G. Skhematicheskoe tektonicheskoe raionirovanie Ural'skogo regiona na osnove razrabotannykh algoritmov i metodiki sozdaniya ob'emnoi geofizicheskoi modeli verkhnei chasti litosfery [Schematic tectonic zonation of the Urals region on the basis of developed algorithms and techniques of the creation of volumetric geophysical model of lithosphere upper part]. *Litosfera* [*Lithosphere*]. 2012. No. 4. P. 208–218.

Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geologiya, tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya) [The Onega Palaeoproterozoic structure (geology, tectonics, deep structure and minerageny)]. Eds L. V. Glushanin, N. V. Sharov, V. V. Shchiptsov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 431 p.

Ryazantsev P. A. Geologicheskaya priroda anomalii magnitnogo i gravitatsionnogo polya v predelakh Yuzhno-Onezhskoi mul'dy [Geological nature of the anomalies of the magnetic and gravitational field within the South Onega trough]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [*Geology and mineral resources of Karelia*]. 2014. Iss. 17. P. 110–117.

Systra Yu. I. Tektonicheskie epokhi Karel'skogo regiona [Tectonics of the Karelian Region]. Problemy geologii dokembriya Karelii [Problems of the Precambrian geology of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1993. 138 p.

Fedorova N. V., Kolmogorova V. V., Ladovskii I. V. Geofizicheskie modeli stroeniya zemnoi kory po Krasnoleninskomu profilyu [Geophysical models of the Earth's crust structure using the Krasnoleninsk profile]. *Ural'skii geofizicheskii vestnik* [*Urals Geophysical Herald*]. 2010. No. 1. P. 59–68.

Received July 08, 2015

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Рязанцев Павел Александрович
младший научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: chthonian@yandex.ru
тел.: +79062074456

Кошелева Наталья Викторовна
младший научный сотрудник
Институт геофизики Уральского отделения РАН
ул. Амундсена, 100, Екатеринбург, Россия, 620016
эл. почта: natalyvfadeeva@gmail.com
тел.: +79221283119

CONTRIBUTORS:

Ryazantsev, Pavel
Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: chthonian@yandex.ru
tel.: +79062074456

Kosheleva, Natal'ya
Institute of Geophysics, Ural Branch,
Russian Academy of Sciences
100 Amundsena St., 620016 Ekaterinburg, Russia
e-mail: natalyvfadeeva@gmail.com
tel.: +79221283119

Труды Карельского научного центра РАН
№ 2. 2017. С. 96–110
Опубликовано в онлайн-версии в декабре 2016
DOI: 10.17076/geo318

УДК 552.578.3:552.12:56 (470.22)

БИОГЕННЫЕ МИКРОСТРУКТУРЫ В ШУНГИТОВЫХ ПОРОДАХ КАРЕЛИИ

Н. С. Бискэ

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Формирование заонежской свиты (абсолютный возраст ≈ 2 млрд лет) людиковийского надгоризонта палеопротерозоя ознаменовалось феноменальным по массе и концентрациям накоплением органического вещества. Вулканогенно-осадочные породы свиты прорваны многочисленными интрузиями основного состава и совместно с ними испытали региональный метаморфизм серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Методами оптической и электронной микроскопии и рамановской спектроскопии в породах месторождения Шуньга, содержащих до 70 % углерода, обнаружены микроструктуры сфероидной и полиэдрической формы, которые с большой долей вероятности могут быть идентифицированы как биогенные. Форма рамановского спектра углеродистого вещества шунгитовых пород заонежской свиты отвечает слабоупорядоченному углероду, что соответствует метаморфизму в условиях мусковит-хлоритовой субфации. Вместе с тем морфологические разновидности углеродистого вещества обнаруживают специфические значения ряда рамановских параметров, согласно которым углерод основной массы и микроструктур (кероген) является более структурно упорядоченным по сравнению с миграционным углеродистым веществом (битумом). Показано, что метод рамановской спектроскопии может быть использован для идентификации миграционного и седиментационного органического вещества, а также в целях установления природы докембрийских ископаемых остатков. Предложен альтернативный способ формирования ряда микроструктур, рассматриваемых в научной литературе в качестве биогенных, а именно – трансформация органического вещества в ходе контактового метаморфизма и постмагматической гидротермальной деятельности.

К л ю ч е в ы е с л о в а: Фенноскандинавский щит; Онежская структура; палеопротерозой; углеродистое вещество; шунгит; антраксолит; микрофоссилии; рамановская спектроскопия.

N. S. Biske. BIOGENIC MICROSTRUCTURES IN SHUNGITE ROCKS OF KARELIA

The volcanosedimentary Zaonezhskaya Formation of the Ludicovian Suprahorizon (approximately 2.0 Ga) is well-known for grate hosting accumulation and a high content of carbonaceous matter. The rocks had been intruded by numerous mafic sills and later underwent lower greenschist-facies regional metamorphism. High-carbon rocks (up to 70 wt. % organic carbon) near Shunga village have been studied by optical microscopy, scanning electron microscopy and Raman spectroscopy. As a result some spheromorphic and polyhedral microstructures which can, with high probability, be identified as biogenic were found. The Raman spectrum of carbonaceous matter from the Zaonezhskaya Formation exhibits features typical of poorly crystalline carbonaceous material in lower

greenschist-facies regional metamorphosed rocks. In spite of the similar morphology of the Raman spectrum, carbonaceous matter varieties have different values of some Raman parameters. The kerogen (carbon matrix and microstructures) has a more ordered molecular structure in comparison with the migrated carbonaceous matter. We demonstrate that Raman spectral features permit its definition. We also show that some microstructures that have been previously described as sedimentary organic debris were generated by the transformation of carbonaceous matter due to contact metamorphism and hydrothermal activity.

K e y w o r d s: Fennoscandian shield; Onega structure; Palaeoproterozoic; carbonaceous matter; shungite; anthraxolite; microfossils; Raman spectroscopy.

Введение

В палеопротерозойскую эру на Фенноскандинавском щите в Онежском палеобассейне произошло феноменальное по массе и концентрациям накопление органического вещества (ОВ), традиционно именуемого шунгитовым. Основная масса свободного углерода заключена в породах заонежской свиты (абсолютный возраст ≈2 млрд лет): туфоалевролитах, туффитах, туфах, пелитах, алевролитах, песчаниках, доломитах, известняках и лидитах. Значительную часть разреза составляют покровы базальтов и силлы габбродолеритов. Обогащенные углеродом породы ($C_{орг}$ до 80 %) слагают пласты и линзы мощностью до 100 и более метров. В зонах контактового метаморфизма высокоуглеродистые породы подверглись ококсованию и гидротермальной переработке. Совместно с базитами породы заонежской свиты испытали складчатость и метаморфизм в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации с возрастом ≈1750 млн лет. Степень преобразования ОВ соответствует метаантрацитовой стадии углефикации.

В шунгитоносных толщах Онежской структуры установлены разнообразные биогенные постройки: в карбонатных породах – строматолиты и онколиты; в кремнистых породах – стириолиты и микрофоссилии; в углеродистых пелитах и алевролитах – микрофоссилии, в высокоуглеродистых шунгитовых породах – разнообразные проблематичные образования [Атлас..., 2006], в том числе акритархи, определяемые как *Leiosphaeridia cf. crassa* Jank [Медведев, 2011]. Биогенная природа ОВ шунгитовых пород подтверждена результатами биогеохимических исследований [Бондарь и др., 1987; Mycke et al., 1987 и др.]. Однако вопрос о продуцентах феноменальной по объему массы ОВ трактуется неоднозначно [Борисов, 1956; Волкова, Богданова, 1985; Жмур и др., 1993; Mastalerz et al., 2000; Жмур, 2010 и др.]. По мнению большой группы исследователей [Жмур и др., 1998; Атлас..., 2006; Жмур, 2010], источником углеродистого вещества осадков заонежской свиты, обладавшей высоким нефтегенерирующим потенциалом, послужили цианобактериальные маты благодаря присущей им высокой продуктивности и приспособленности к неблагоприятным условиям обитания.

Формирование отложений свиты происходило в мелководном бассейне карбонатно-глинистого осадконакопления с синхронным базальтовым вулканизмом. Накопление сапропелевых осадков сопровождалось вулканогенно-гидротермальным привносом соединений углерода, серы и металлов и осуществлялось в резко восстановительной обстановке. Целью данного исследования явилось выявление остатков или следов жизнедеятельности древних организмов в высокоуглеродистых породах (метасапропелитах) заонежской свиты, где в благоприятных условиях могли сохраниться их реликты.

Объекты и методы исследования

В настоящее время не существует единой классификации шунгитовых пород. Термин «шунгит» введен А. А. Иностранцевым [1885] для «нового крайнего члена в ряду аморфного углерода», обнаруженного на Шуньгском месторождении. В получившей широкое распространение классификации П. А. Борисова [1956] все породы по содержанию свободного углерода разделены на пять групп: соответственно шунгит-I (80–99 %); -II (46–80 %); -III (26–45 %); -IV (6–25 %); -V (< 5 %). В более поздних классификациях шунгит-I (миграционный) образует самостоятельную группу в отличие от стратифицированных шунгитов (II–V). В. И. Горлов [1984] объединил шунгит-II и шунгит-III в группу высокоуглеродистых шунгитовых пород (26–80 % С) в отличие от шунгитистых (6–25 % С) и шунгитсодержащих (< 5 % С). Шунгит-II представляет собой антрацитоподобную, с графитовым блеском и параллелепипедальной отдельностью породу, шунгит-III – матовую, плотную. Граница между ними является

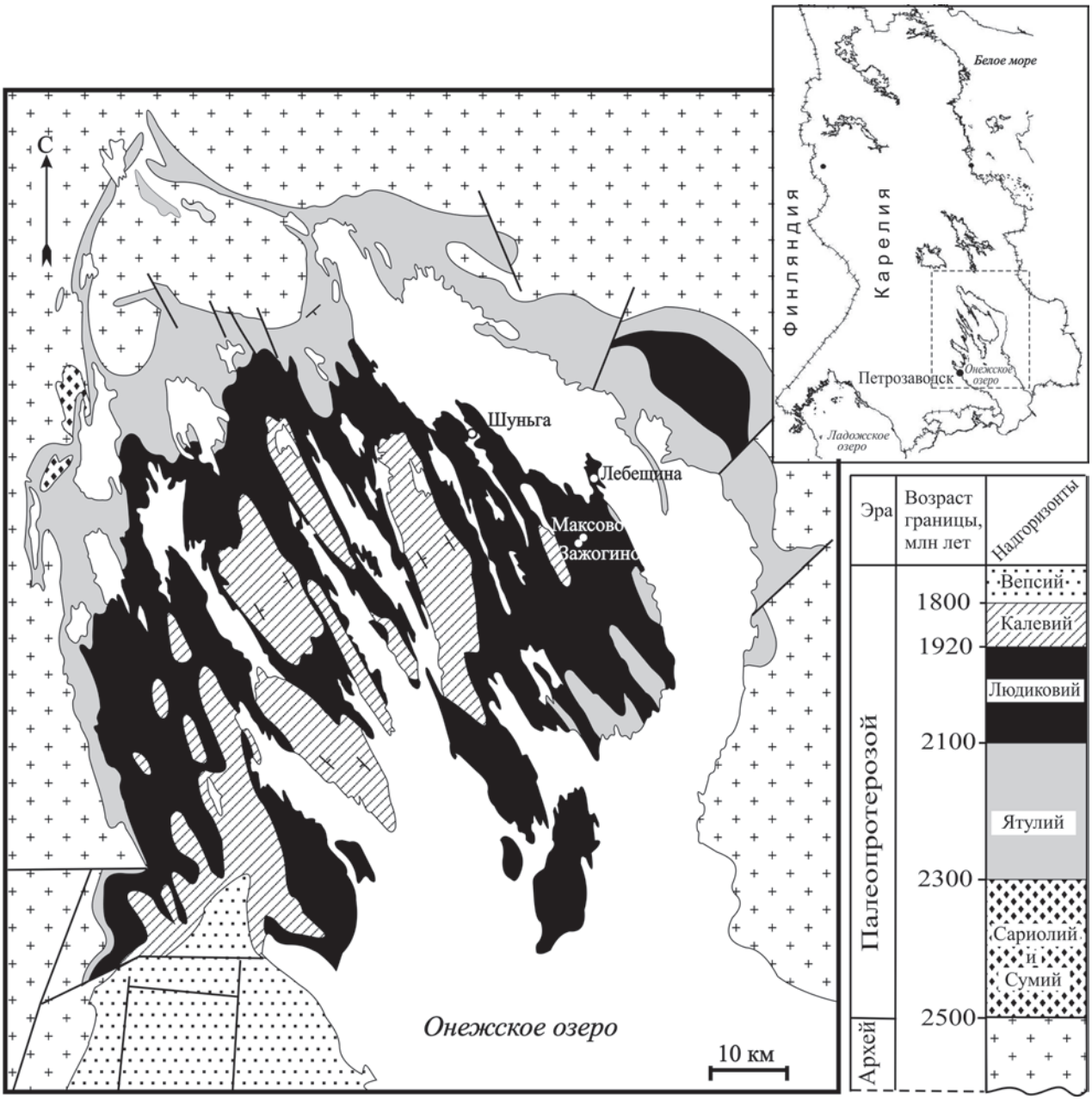


Рис. 1. Схема геологического строения Онежской структуры по [Атлас…, 2006] с расположением шунгитовых залежей

достаточно условной, т. к. переход между разновидностями происходит постепенно. В настоящей работе к высокоуглеродистым шунгитовым породам (далее – высокоуглеродистым) отнесены породы с содержанием шунгитового углерода от 20 до 80 %. Сведения о геологии шунгитовых месторождений Карелии содержатся в монографиях [Филиппов, 2002; Михайлов, Леонтьев, 2006], производственных отчетах и научных статьях.

Материалом для изучения послужили образцы высокоуглеродистых пород из шунгитовых залежей Карелии (рис. 1). Образцы для исследований отбирались из керна скважин, горных выработок и естественных обнажений. Для изучения высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения по разрезу продуктивного пласта вкрест напластования было отобрано 15 штуфных проб. Под микроскопом (в проходящем и отраженном свете) было просмотрено более 200 шлифов и аншлифов высокоуглеродистых пород и антраксолитов из коллекции лаборатории генезиса шунгитовых месторождений Института геологии КарНЦ РАН. Около 100 из них проанализировано под электронным микроскопом с применением микрозондового анализа, свыше 60 изучено методом рамановской спектроскопии.

Образцы исследовались в Институте геологии КарНЦ РАН на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350, детектор рассеянных электронов, и на рамановском дисперсионном спектрометре Nicolet Almega XP (Thermo Scientific), совмещенном с бифокальным микроскопом. Длина волны возбуждающего лазера составляла 352 нм, ширина спектрального окна – 100–3500 $см^{-1}$; время регистрации спектра – 300 с. Каждая разновидность снималась от 10 до 15 раз с использованием объектива кратностью ×50. Обработка спектров производилась с помощью программного обеспечения «Omnic». Отнесение полученных линий к различным колебаниям графитоподобного углерода осуществлялось согласно работам [Wopenka, Pasteris, 1993; Ferrari, Robertson, 2000]. Параметры вычислялись для каждого спектра в отдельности с последующим усреднением данных. После разложения спектров определяли положение, высоту (H), ширину на половине высоты (W) и площадь (A) пиков, а также соотношения пиковых и интегральных интенсивностей различных линий спектра.

Биогенные микроструктуры в высокоуглеродистых породах Шуньгского месторождения

Углеродистые микрообразования, предположительно биогенной природы, обнаружены автором в подошве Шуньгской субпластовой залежи. Породы месторождения входят в состав так называемого шунгит-лидит-доломитового комплекса (рис. 2), расположенного в верхней части разреза заонежской свиты [Геология..., 1982]. Залежь представлена двумя пластами средней мощностью соответственно 0,3 и 3 м, разделенными прослоем шунгитоносных доломитов, и подстилается пачкой переслаивания шунгитоносных слюдяных сланцев и доломитов. Кровлей залежи служит пласт лидита мощностью до 2,5 м. В продуктивном нижнем пласте преобладают кварцево-слюдяные породы с содержанием углерода свыше 45 %, постоянно присутствуют полевые шпаты и пирит. Минеральный состав и текстурно-структурные особенности высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения охарактеризованы ранее [Бискэ, 2010].

Биогенные образования локализованы в тонких, обогащенных пиритом слойках с содержанием углерода от 50 до 60 %. Комковатая микроструктура углеродных слойков обусловлена присутствием минеральных и углеродных

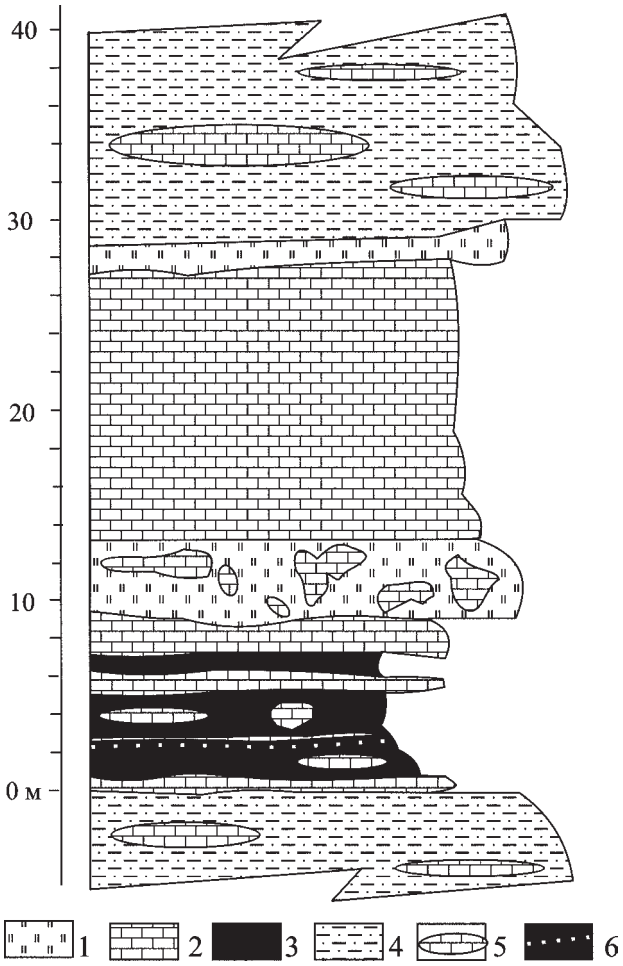


Рис. 2. Литологическая колонка Шуньгского месторождения шунгитов по [Атлас..., 2006] с небольшими изменениями:

1 – лидит; 2 – шунгитоносный доломит; 3 – шунгит; 4 – шунгитоносный туфосланец; 5 – конкреции и конкреционные слои шунгитоносного доломита; 6 – жила антраксолита

обособлений разного размера и формы в пелитоморфной матрице, которая состоит из смеси углеродистого вещества и минеральных зерен микронного размера. Минеральная составляющая породы (как в основной массе, так и в округлых обособлениях) представлена преимущественно иллитом. По характеру распределения, морфологии, оптическим свойствам и структурным характеристикам выделены следующие разновидности углеродистого вещества [Бискэ, 2014]: 1) желтовато-серое, слабо анизотропное (слагает биогенные микроструктуры разной степени сохранности и однородную основную массу породы, в которую погружены минеральные зерна и агрегаты; 2) «невидимое» (не определяется оптическими методами, находится в тонком срастании с минеральными зернами); 3) светло-серое, с высоким отражением, отчетливой анизотропией (интрудирует биогенные микроструктуры,

основную массу и минеральные компоненты породы).

Наибольшим распространением пользуются углеродистые (от 65 до 95 % С) биогенные образования размером от 0,02 до 0,2 мм (рис. 3/4). Обычно они содержат примесь тонкочешуйчатого иллита, редкие зерна пирита, иногда – монацит и циркон. В плоскости шлифа биогенные микроструктуры имеют полигональную или округлую, иногда заметно удлиненную, а также, возможно, кольцевидную форму. Обнаружен экземпляр с одиночным выростом (помечен стрелкой на рис. 3). Иногда проявляются реликты внутренней структуры микроорганизма (?). Микроструктуры часто деформированы (вплоть до превращения в бесформенное углеродистое обособление). На рисунке 3/4 видно, что целостность углеродной оболочки нарушена, а центральная часть заполнена слюдисто-антраксолитовым агрегатом с единичными зернами пирита.

Реже встречаются предположительно биогенные микроструктуры, в которых углеродистое вещество (С = 63–92 %) с примесью иллита и пирита заключено в сплошную или дисперсную кайму фромбоидального пирита (рис. 4/4–6). В плоскости аншлифа они имеют округлую, овальную, удлиненно-овальную форму и размеры от 0,04 до 0,12 мм. Сульфидно-углеродистые микроструктуры, возможно, представляют собой минерализованные остатки колониальных одноклеточных организмов; углеродистые и алюмосиликатно-углеродистые могут быть реликтами планктонных организмов.

Известно, что докембрийские органостенные микрофоссилии характеризуются большим разнообразием. Общим признаком, определяющим способность к фоссилизации, служит присутствие в составе оболочек и чехлов высокостойких соединений (гликопептидных и полисахаридных комплексов), которые выступают в роли защитных и опорных структур. А. Ф. Вейс [1993] отмечает присутствие в отложениях докембрия овально-эллипсоидальных, сферических, кольцевидных и полигональных разновидностей размером от первых микронов до 1 мм.

На Шуньгском месторождении среди высокоуглеродистых пород были выявлены слойки афанитовых фосфоритов, состоящие из лентовидных, комковатых, иногда сферических обособлений, сложенных микрокристалликами фторапатита и углеродистым веществом [Бискэ, 2010; Ромашкин и др., 2012]. При афанитовом фосфатогенезе [Соколов, 1995], наиболее раннем в истории Земли, фосфатизация осадка, согласно А. Ф. Георгиевскому [2016], имела место в диагенезе при обильном поступлении фосфорорганического материала и активном участии бактериальных сообществ. Использование метода трансмиссионной электронной микроскопии (ТЭМ) позволило А. Лепланду с соавторами [Lepland et al., 2014] обнаружить, что краевая часть отдельных апатитовых микрокристаллов сложена цилиндрическими кристаллитами апатита размером от 0,1 до 0,3 мкм. На основании морфологического сходства выявленных образований с современными бактериями, участвующими в фосфатогенезе, исследователи интерпретировали кристаллиты и сферические агрегаты апатита как фоссилизированные фосфатом остатки древних микроорганизмов. Единообразие размеров, по их мнению, свидетельствует скорее о биогенной, чем абиогенной природе апатитовых кристаллитов.

Данные рамановской спектроскопии, как показано ниже, согласуются с представлением о биологической природе микроструктур, выявленных на Шуньгском месторождении.

Псевдофоссилии в залежах высокоуглеродистых пород Онежской структуры

Определение природы докембрийских ископаемых остатков представляет собой сложную задачу, имеющую неоднозначное решение. В связи со спецификой микрофитологического анализа теряется информация о пространственных соотношениях микроостатка с минеральной матрицей породы. К тому же не всегда удается учесть все многообразие процессов вторичного преобразования, особенно когда породы претерпели региональный или контактовый метаморфизм. Подавляющее большинство критериев определения биогенной природы, разработанных палеонтологами [Современная палеонтология..., 1988], неприменимо к докембрийским ископаемым остаткам в связи с относительной редкостью, плохой сохранностью и, как следствие, слабой изученностью последних. Для установления их природы наиболее часто используют следующие критерии: 1) морфологического сходства окаменелостей с современными или известными вымершими формами. Ограничением использования служит возможность существования в докембрии неизвестных науке организмов; 2) морфологической сложности при постоянстве размеров и элементов внутренней структуры. Данная закономерность имеет относительный характер, в частности, неприменима к микроскопическим

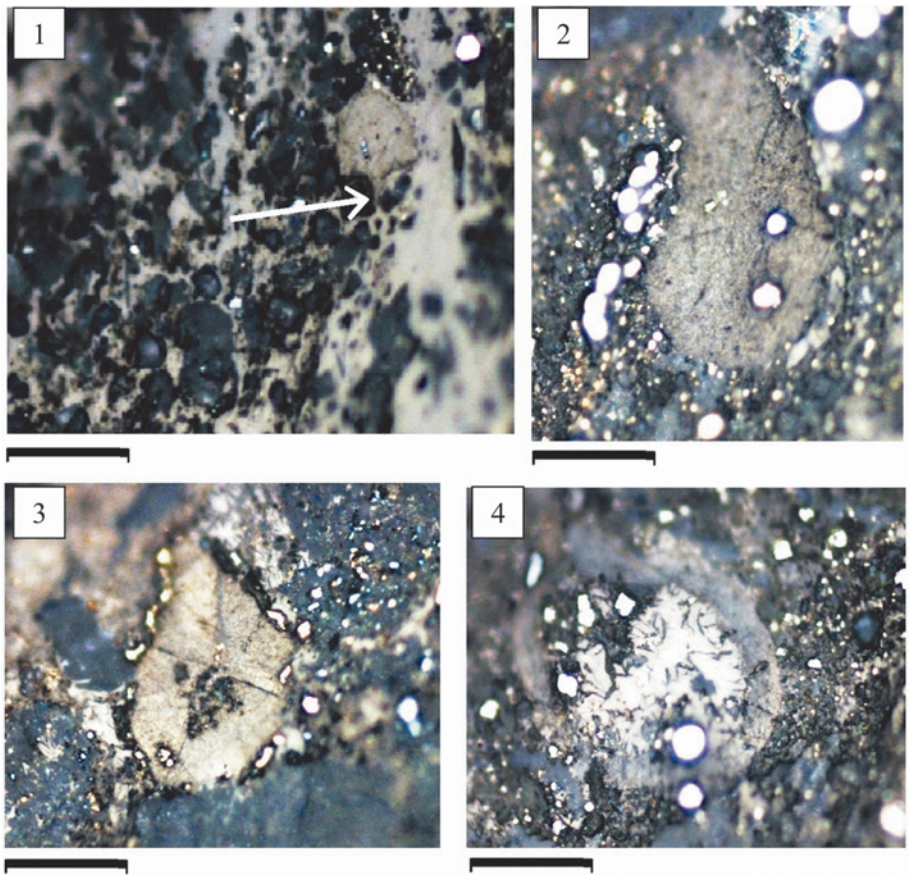


Рис. 3. Биогенные микроструктуры в отраженном свете: темно-серое – слюда; серое – углеродистое вещество, слагающее основную массу породы и органические микроостатки (кероген); светло-серое – миграционное углеродистое вещество (антраксолит); ярко-белое – пирит. Длина линейки 40 мкм

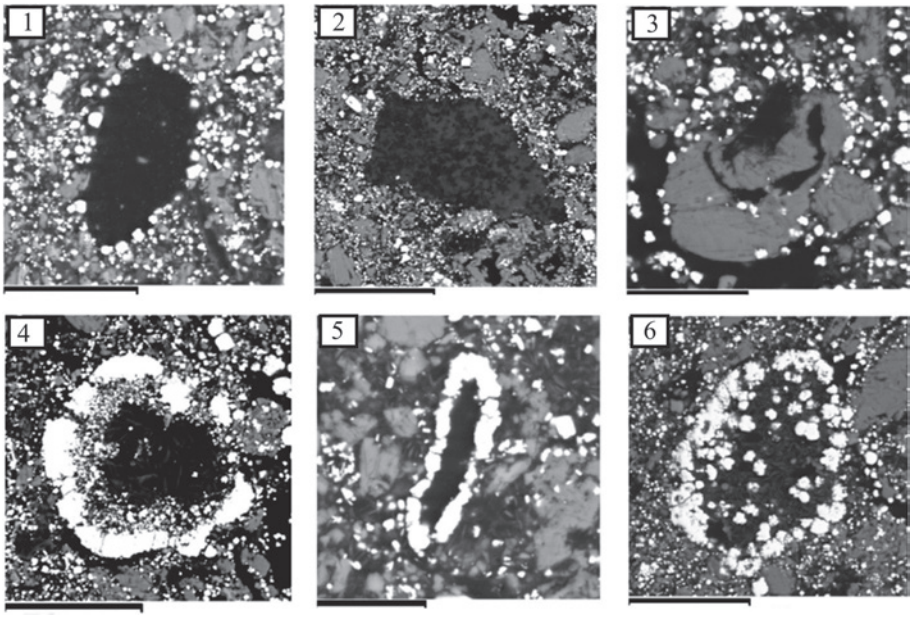


Рис. 4. Электронно-микроскопические изображения биогенных микроструктур, месторождение Шуньга. Микроструктуры минерализованы: 1 – углеродистым; 2, 3 – алюмосиликатно-углеродистым; 4–6 – углеродистым веществом и пиритом. Длина линейки на каждом из рисунков: 1 – 40 мкм; 2 – 100 мкм; 3 – 30 мкм; 4 – 70 мкм; 5 – 20 мкм; 6 – 60 мкм

сферическим образованиям; 3) особенности элементного и микроэлементного состава ископаемого остатка (в том числе биомаркеры и изотопное фракционирование). Достоверность последнего критерия существенно снижается с возрастанием степени метаморфического преобразования. Ни один из критериев не является определяющим, и лишь при совместном использовании они могут служить веским доказательством биофильной природы ископаемого остатка.

Изучение сходных по морфологии заведомо абиогенных образований (как природных, так и полученных в лабораторных условиях) позволило предположить, что формирование ряда микроструктур, рассматриваемых в научной литературе в качестве биогенных, происходило путем трансформации органического вещества в ходе контактового метаморфизма и постмагматической гидротермальной деятельности.

Известно, что под тепловым воздействием из органического вещества выделяются газообразные и жидкие продукты природного крекинга и пиролиза, которые в виде смолы или пека отлагаются в пределах контактовой зоны, заполняя пустоты как во вмещающих породах, так и в самой интрузии. При быстрой дегазации в пеке образуются многочисленные поры, возникают структуры, аналогичные описанным в литературе в качестве обрывков углефицированных микробиальных пленок [Органическое вещество..., 1994; Петрологический атлас..., 2006, с. 544–545]. Признаки внедрения во вмещающую породу, пористость, следы течения, усыхания и растрескивания обусловлены исходным жидко-вязким состоянием углеродистого вещества [Stach et al., 1982]. Пузырчатая, или пенопластовая по В. Ф. Пенькову [1996], структура формируется при отвердении жидко-вязкого битума и свидетельствует о наличии газовой фазы в битумообразующей флюидной системе.

В Онежском синклинории пузырчатые и миндалекаменные структуры являются характерной особенностью высокоуглеродистых пород зон контактового метаморфизма. Однако структуры, напоминающие пенопласт – с обильным развитием округлых пустоток близкого размера (рис. 5), относительно редки и свойственны преимущественно миграционному углеродистому веществу. На основании данных, приведенных в работе [Русинов, 2009], пенопластовая структура наблюдается в углеродистых обособлениях из дайки порфиритов, пересекающей пласт нижнемелового возраста.

Непосредственно на контакте с долеритами в высокоуглеродистых породах заонежской

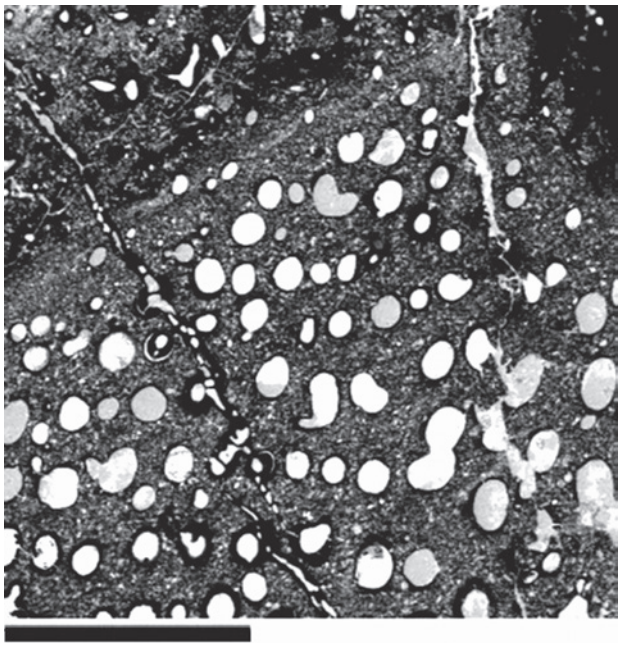


Рис. 5. Миндалекаменная структура. Поры заполнены хлоритом (белое), кварцем (светло-серое) и антраксолитом (черное). Длина линейки 400 мкм

свиты автором обнаружены углеродные глобулы (шарики) диаметром от 0,5 до 5, иногда 10 мкм (рис. 6). Шарики образуют глобулярно-цепочечные или более сложной формы срастания из нескольких глобул или фибрилл. Дальнейшее структурообразование с участием гидротермальных растворов приводит к формированию комковатых, полосчатых, иногда концентрически-зональных агрегатов. Полосчатость обусловлена различием в плотности упаковки и размерах углеродных шариков (рис. 6/1). Агрегаты глобул присутствуют в прожилках, порах, кавернах по обеим сторонам контакта, обычно на расстоянии нескольких сантиметров от него. Часть пустот впоследствии заполнились кремнеземом, хлоритом, полевыми шпатами и сульфидами. Аналогичные по размерам и форме агрегаты углеродных шариков описаны на контакте угольного пласта нижнепермского возраста с гипабиссальной порфиритовой интрузией [Kisch, Taylor, 1966].

Таким образом, формирование глобулярных и пенопластовых структур как продуктов контактового метаморфизма установлено в высокоуглеродистых породах разного возраста, от палеопротерозоя до перми. Они могут иметь как сапропелевую, так и гумусовую природу органического вещества. Хотя источником углерода рассматриваемых микроструктур, скорее всего, послужила биомасса, они не являются биоморфными (бактериальными) образованиями. Различные полые углеродные образования – трубки, волокна, микросферы и пенистые

среды – были получены экспериментально при T = 1950–2500 °C из углеродистого вещества шунгитов [Ковалевский, 2007]. Углеродные глобулы зафиксированы среди продуктов лабораторного крекинга нефтяных остатков [Stach et al., 1982] и экспериментального синтеза самородного углерода из флюида в системе C–O–H в термодинамических условиях, сопоставимых с природными [Иванова и др., 2016].

Трубчатые микроструктуры, обнаруженные в Максовской залежи шунгитов, рассматриваются как проблематика, для которой «не исключается цианобактериальное происхождение» [Органическое вещество..., 1994; Атлас..., 2006]. Сходные по морфологии и размерам полые углеродные волокна длиной до 100 и диаметром до 10 мкм установлены автором в высокоуглеродистых породах заонежской свиты на контакте с телами базитов [Бискэ, 2007]. Как единичные волокна, так и их сплетения и пучки наблюдаются в порах и трещинах природного кокса (рис. 7). Отдельные волокна деформированы: перекручены, сплющены, расщеплены на концах. Микрозондовым анализом кроме углерода (до 72 вес. %) и кислорода в их составе в незначительных количествах определены кремнезем, алюминий, калий, натрий, хлор, фосфор и сера. Предположительно, формирование подобных форм связано с отложением продуктов природного пиролиза органического вещества. Аналогичные по размерам «новообразованные волокнистые частицы» были зафиксированы А. С. Заверткиным и В. И. Тягановой [2010] в составе огнеупорной футеровки с шунгитсодержащей добавкой после двухчасовой термической обработки в атмосфере воздуха при 900, 1100, 1200 °C. Согласно микрозондовым определениям, трубчатые частицы имели следующий химический состав: C – 64,69 %, N – 10,30 %, O – 15,48 %, S – 4,12 %, Cl – 0,43 %, K – 2,90 %, Cr – 2,90 %. Однако нельзя полностью исключить возможность присутствия в шунгитовых породах заонежской свиты трубчатых микроструктур биогенного происхождения.

В. В. Куликовой [2011] выделен комплекс микрофоссилий (акритархи, медузоидные, черви и др.), появление которых в высокоуглеродистых породах заонежской свиты автор связывает с процессами рифейского или более молодого возраста, что вполне согласуется с их локализацией в зонах повышенной трещиноватости и брекчирования. Основные находки сделаны В. В. Куликовой в образцах из обнажений или открытых горных выработок, т. е. из поверхностных или приповерхностных выходов. Безусловно, в трещинах и кавернах возможны находки остатков микроорганизмов различного возраста, вплоть до современных, тем более что на Зажогинском месторождении, где В. В. Куликовой сделана значительная часть находок, зафиксирована кора (-ы) выветривания

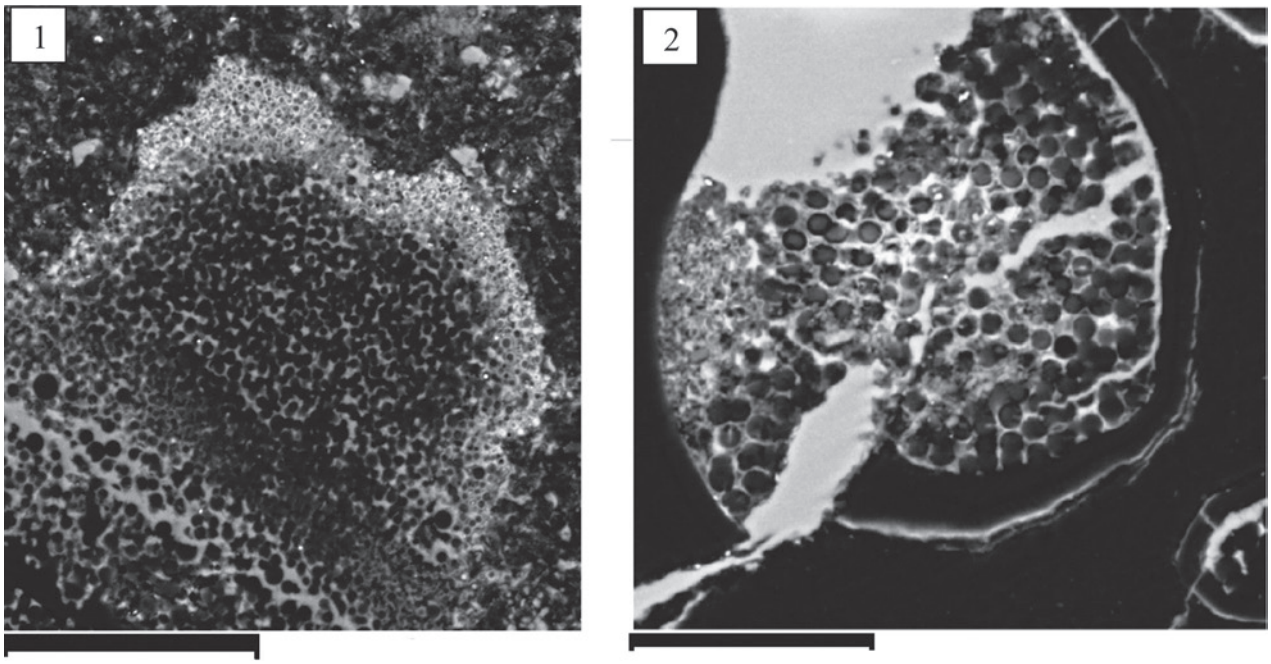


Рис. 6. Глобулярная микроструктура: 1 – углеродные «шарики» образуют полосчатую микроструктуру, обусловленную различием в размерности и плотности глобулярного агрегата; 2 – агрегат углеродных глобул, отложившийся в антраксолитовом прожилке на стенках газовой пустотки и сцементированный хлоритом (серое), пересекается кварцем (белое). Кварц заполняет микротрещинки и оставшуюся часть газовой пустотки. Длина линейки на каждом из рисунков: 1 – 50 мкм; 2 – 30 мкм

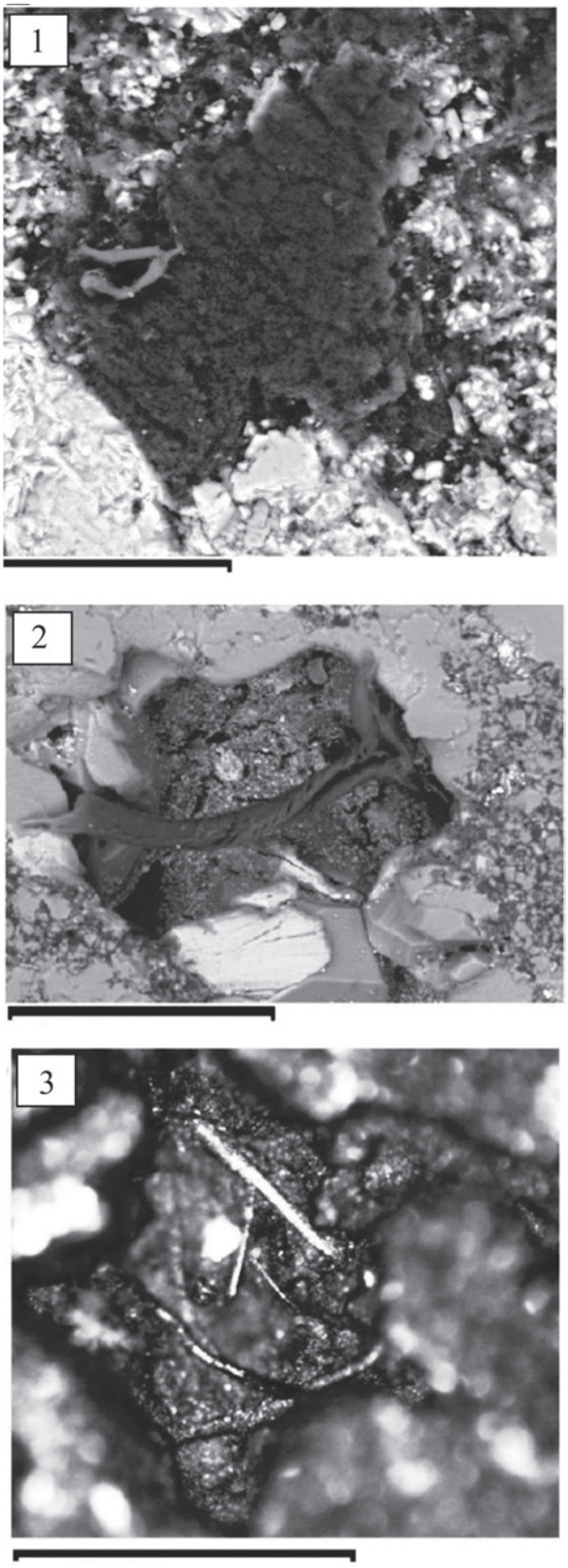


Рис. 7. Трубчатые микроструктуры в природном коксе, Максово: 1, 2 – электронно-микроскопические изображения; 3 – фото в отраженном свете. Длина линейки на каждом из рисунков: 1 – 50 мкм; 2 – 80 мкм; 3 – 100 мкм

неустановленного возраста [Пудовкин, Гульмалиева, 1986; Филиппов и др., 2009]. Согласно В. П. Михайлову и С. В. Купрякову [1988], ее фрагменты, сложенные гидрослюдисто-железистым материалом, залегают в основании оштинской свиты валдайского горизонта венда. Однако для большей части заявленных В. В. Куликовой микрофоссилий, в частности для окварцованных «акритарх», заполняющих поры в природном коксе на контакте с долеритовой интрузией, более вероятным является гидротермальное происхождение. В этом убеждает пример образования близких по облику кварцевых обособлений, обнаруженных в ококсованной высокоуглеродистой породе непосредственно на контакте с силлом габбродолерита (рис. 8). Поры и каверны разнообразной формы заполнены гидротермальными минералами: преимущественно антраксолитом и кварцем. Из рисунка 8 следует, что первоначально на стенках некоторых пустот отложился битум. После консолидации битума трещины усыхания и оставшиеся пустотные пространства были заполнены кремнеземом. В результате образовались миндалины самой разнообразной формы, в том числе морфологически сходные с фоссилизированными остатками ископаемых микроорганизмов.

Результаты изучения проблематики методом рамановской спектроскопии

Форма спектра углеродистого вещества в породах заонежской свиты соответствует степени метаморфического преобразования в условиях мусковит-хлоритовой субфации (рис. 9). В области первого порядка (1,100–1,800 $см^{-1}$) наблюдаются две основные интенсивные полосы G (1584–1607 $см^{-1}$) и D1 (1344–1354 $см^{-1}$), а также дополнительные пики «дефектов»: D2 в виде плеча на пике G, D3 (≈1510 $см^{-1}$) и D4 (1165–1204 $см^{-1}$), присутствие которых говорит о наличии в молекулярной структуре внутрислоевых и межслоевых дефектов. Второй порядок спектра представлен двумя пиками S1 (≈2700 $см^{-1}$) и S2 (≈2900 $см^{-1}$). По характеру спектра и значениям структурных параметров углеродистое вещество отвечает турбостратному углероду.

На Шуньгском месторождении бесструктурная углеродная масса шунгитов и заключенные в нее биогенные микроструктуры, а также углеродистое вещество, слагающее совместно с микрокристаллическим апатитом слойки афанитовых фосфоритов, обнаруживают одинаковую форму спектра и близкие значения рамановских характеристик. «Невидимое» (недиагностируемое оптическими методами)

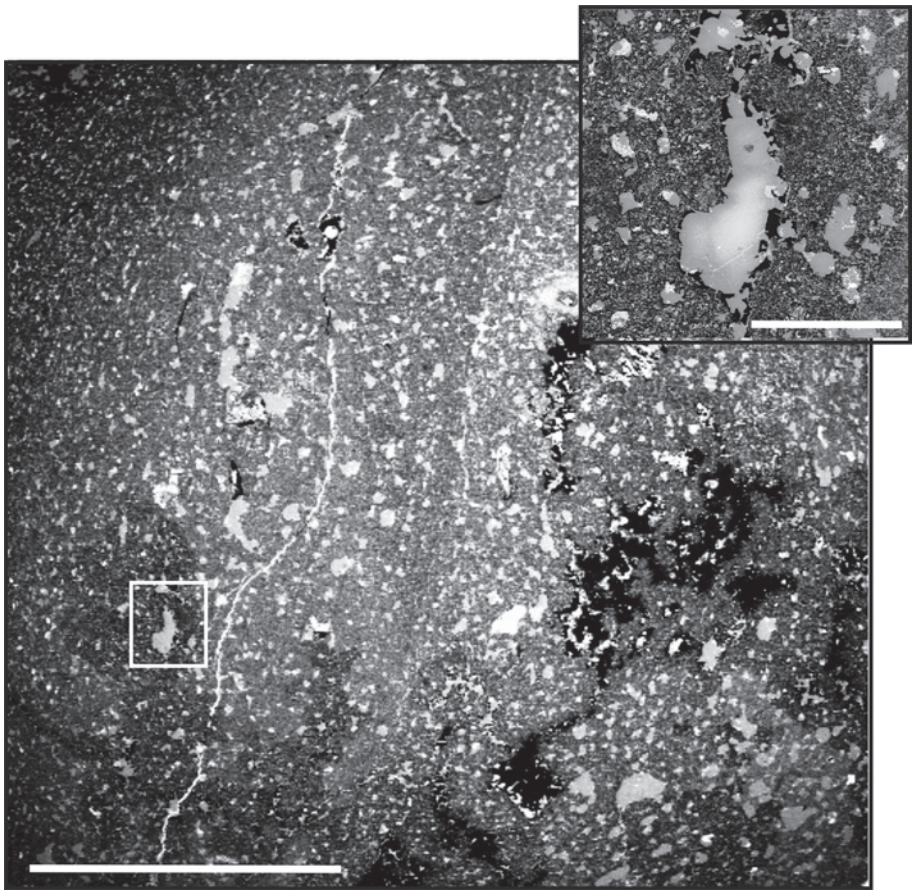


Рис. 8. Природный кокс с миндалекаменной структурой из контакта с силлом габбродолерита, Лебещина. Поры заполнены антраксолитом (черное) и кварцем (светло-серое). Длина линейки 20 мм, на врезке 0,5 мм

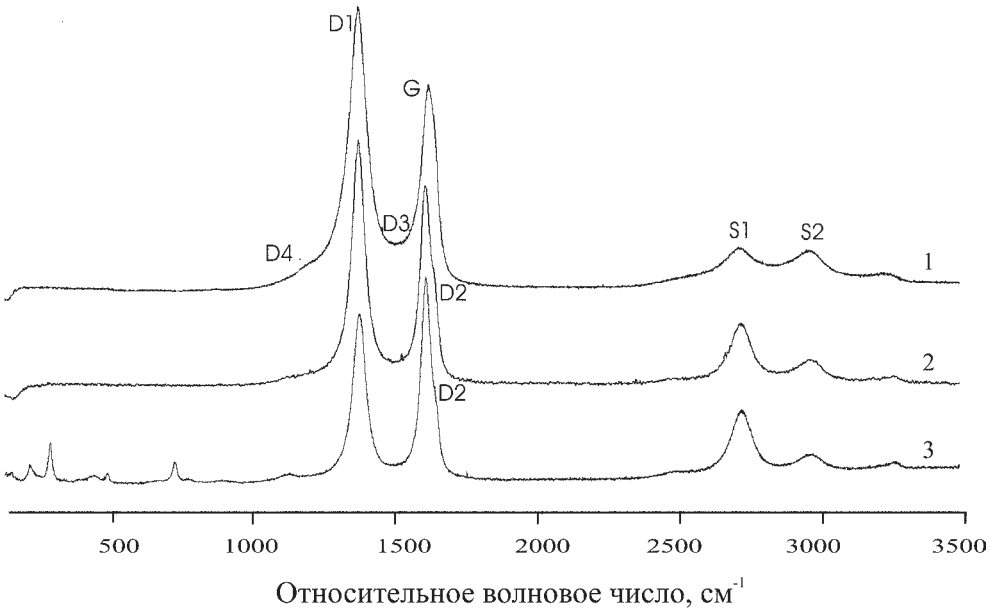


Рис. 9. Рамановские спектры углеродистого вещества:

1 – миграционного углеродистого вещества (антраксолита); 2 – микроструктур и углеродной матрицы породы; 3 – «невидимого» углеродистого вещества, связанного с минеральными компонентами породы

Основные параметры, полученные при разложении рамановских спектров

Углеродистое вещество	1	2	3
Пик G позиция ($см^{-1}$) ширина ($см^{-1}$)	 1599 57	 1590 45	 1591 42
Пик D1 ширина ($см^{-1}$)	 76	 51	 52
$(D1/G)_н$	1,71	1,53	1,06
$(D2/G)_н$	н. р.	0,34	0,30
$(D3/G)_н$	0,24	0,05	0,07
$(S1/G)_н$	0,20	0,36	0,35
La (нм)	2,6	2,9	4,2

Примечание. Углеродистое вещество: 1 – миграционное; 2 – органических остатков и углеродной матрицы породы; 3 – связанное с минеральными компонентами. Н – высота пика; н. р. – не рассчитывается; La – размер графеновых областей в плоскости слоя по [Ferrari, Robertson, 2000].

углеродистое вещество, связанное с минеральной матрицей, обладая сходными значениями характеристик, судя по значениям параметра R1, отличается меньшим количеством дефектов в пределах слоя и, соответственно, более крупными размерами кристаллитов (табл.). Пленочная форма на гранях крупных кристаллов шунгитовых пород представлена «тонкими слоями шунгитового углерода протяженностью до 50 мкм и толщиной 20–50 нм» [Органическое вещество…, 1994]. В. В. Ковалевским [Калинин, Ковалевский, 1984] были рассчитаны структурные параметры углерода, облекающего частицы алюмосиликатов, и установлено, что упорядоченность молекулярной структуры пленочной формы углерода приближается к графиту. Было высказано предположение, что минеральная составляющая оказывает ориентационное или каталитическое воздействие на структурное преобразование шунгитового вещества [Калинин, Ковалевский, 1984]. Позднее на поверхности минералов (кварца и хлорита) методом трансмиссионной электронной микроскопии (ТЭМ) были обнаружены тонкие, нанометровой ширины, пленки высокоупорядоченного графитового углерода [Van Zuilen et al., 2012].

По сравнению с керогеном миграционное углеродистое вещество является менее структурно упорядоченным: пики G и D1 более широкие и смещены в длинноволновую область; пик D2 маскируется широкой полосой G, что характерно для слабоупорядоченного углерода; линии спектра второго порядка (S1 и S2) широкие и слабые. Высокие значения параметра $R1 = (D1/G)_н$ свидетельствуют о малых размерах турбостратных «кристаллитов». Повышенная интенсивность линий «беспорядка» (D1, D3) служит показателем большого количества слоевых и межслоевых дефектов в структуре миграционного углеродистого вещества. Наблюдаемый разброс спектральных характеристик обусловлен, по-видимому, его смешанным составом. По значениям рамановских параметров миграционное углеродистое вещество в высокоуглеродистых породах Шуньгского месторождения идентично антраксолиту, слагающему микропрожилки, пленки и обособления различной формы в породах заонежской свиты. На большом фактическом материале автором установлены основные особенности спектра, характерные для выделившегося в свободную фазу углерода, а именно: 1 – повышенная (относительно керогена) интенсивность всех линий «беспорядка»; 2 – отсутствие пика D2, который маскируется графитовой полосой, уширенной и смещенной в длинноволновую область; 3 – слабое проявление, при сходной интенсивности, линий спектра второго порядка.

В свете вышеизложенного вызывает сомнение биогенная природа углеродных прожилковых обособлений кольцеобразной и волнистой формы, а также их фрагментов в шунгитовых породах заонежской свиты [Петрологический атлас…, 2006, с. 582–583; Куликова, 2011]. Кольцевидная форма обособлений могла возникнуть в результате заполнения битумом концентрических микротрещин, обусловленных метаколлоидной природой исходной породы, а растрескивание углеродистых прожилков после отвердения вызвало их сегментацию. Высокая степень преобразования миграционного углеродистого вещества (антраксолита) противоречит предположению о рифейском возрасте выявленной В. В. Куликовой углеродной проблематики.

Таким образом, метод рамановской спектроскопии позволяет различить седиментационное и миграционное углеродистое вещество. Однако следует отметить, что в пределах зон контактового метаморфизма ситуация может осложниться присутствием углеродистого вещества, метаморфизованного в более высокотемпературных условиях, чем условия регионального метаморфизма.

Выводы

1. В высокоуглеродистых породах заонежской свиты обнаружены микроструктуры, которые с большой долей вероятности могут быть идентифицированы как биогенные. Они имеют овальную, линзовидную или полигональную (в разрезе) форму и состоят из углеродистого, слюдисто-углеродистого и сульфидно-углеродистого вещества.

2. Методом рамановской спектроскопии установлено, что углеродистое вещество в породах заонежской свиты отвечает турбостратному углероду, причем кероген (в том числе органические микроостатки) обладает более упорядоченной структурой в сравнении с миграционным углеродистым веществом, представленным высокопреобразованным битумом (антраксолитом). Структурное «родство» с углеродом, слагающим основную массу шунгитовой породы, рассматривается как признак биологической природы выявленной проблематики.
3. Для ряда микроструктур, рассматриваемых в научной литературе по докембрию в качестве биогенных, предложен альтернативный способ формирования, а именно – трансформация органического вещества в ходе контактового метаморфизма и постмагматической гидротермальной деятельности.

Автор выражает благодарность А. Н. Терновому и В. А. Колодею (Институт геологии КарНЦ РАН) за помощь в проведении аналитических исследований, а также рецензенту Т. В. Литвиновой за конструктивные замечания и рекомендации при подготовке статьи к печати.

Литература

Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория / Ред. М. М. Филиппов, В. А. Мележик. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. 80 с.

Бискэ Н. С. Микропроявления миграционного углеродистого вещества в залежах максовитов // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России: тезисы докл. Всерос. конф. (Петрозаводск, 12–15 сент. 2007 г.). Петрозаводск, 2007. С. 46–49.

Бискэ Н. С. Минеральный состав и структурно-текстурные особенности высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. Вып. 13. С. 80–87

Бискэ Н. С., Колодей А. В. Морфология и рамановская спектроскопия углеродного вещества месторождения Шуньга (Онежская палеопротерозойская структура): тезисы докл. Федоровской сессии (Санкт-Петербург, 7–9 окт. 2014 г.). СПб., 2014. С. 13–15.

Бондарь Е. Б., Клесмент И. Р., Куузик М. Г. Исследование структуры и генезиса шунгита // Горючие сланцы. 1987. 4/4. С. 377–393.

Борисов П. А. Карельские шунгиты. Петрозаводск: Госиздат КФССР, 1956. 92 с.

Вейс А. Ф. Органостенные микрофоссилии докембрия – важнейший компонент древней биоты // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 265–282.

Волкова И. Б., Богданова М. В. Шунгиты Карелии // Сов. геология. 1985. № 10. С. 93–100.

Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Ред. В. А. Соколов. Петрозаводск: Карелия, 1982. 208 с.

Георгиевский А. Ф. Афанитовый генетический тип промышленных фосфоритов: геологические особенности, типы руд, перспективные технологии обогащения и утилизации отходов (на примере Окино-Хубсугульского бассейна): дис. … докт. г.-м. наук. М., 2016. 429 с.

Горлов В. И. Онежские шунгиты (геология, генезис, прогнозная оценка): дис. … канд. г.-м. наук. Петрозаводск, 1984. 226 с.

Жмур С. И., Горленко В. М., Розанов А. Ю. и др. Цианобактериальная система – продуцент углеродистого вещества шунгитов нижнего протерозоя Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 2. С. 122–127.

Жмур С. И. Роль цианобактериальной системы в формировании высокоуглеродистых пород. М.: URSS, 2010. 160 с.

Заверткин А. С., Тяганова В. И. Разработка огнеупорной футеровки для теплоаккумуляторов и промышленных печей // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. Вып. 13. С. 161–166.

Иванова Л. А., Шумилова Т. Г., Медведев В. Я. и др. Экспериментальное моделирование процесса формирования самородного углерода из флюида в системе C–O–H // Докл. РАН. 2016. Т. 466, № 6. С. 704–706. doi: 10.7868/S0869565216060165

Иностранцев А. А. Геология. Общий курс. СПб.: тип. М. М. Стасюлевича, 1885. Т. 1. С. 309–311.

Калинин Ю. К., Ковалевский В. В. Электронно-микроскопические исследования микроструктуры шунгитовых пород и шунгитового вещества // Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск: Карелия, 1984. С. 53–58.

Ковалевский В. В. Углеродистое вещество шунгитовых пород: структура, генезис, классификация: дис. … докт. г.-м. наук. Петрозаводск, 2007. 268 с.

Куликова В. В. «Заонежский феномен» или биомаркеры в шунгитах как индикатор особенностей регионального накопления // Проблемы современной палинологии: тезисы докл. XIII Всерос. палинологической конф. (Сыктывкар, 5–8 сент. 2011 г.). Сыктывкар, 2011. Т. 1. С. 150–157.

Медведев П. В. Палеонтологическая характеристика заонежской свиты // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и металлогения) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 71–72.

Михайлов В. П., Купряков С. В. Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведенных в Онежской мульде в 1985–1988 г. // Фонды ПГО «Севзапгеология». Петрозаводск, 1988. 148 с

Михайлов В. П., Леонтьев А. Г. Шунгитовые породы // Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Книга 2: Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. С. 113–123.

Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Ред. М. М. Филиппов, А. И. Голубев. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. 207 с.

Пеньков В. Ф. Генетическая минералогия углеродистых веществ. М.: Недра, 1996. 224 с.

Петрологический атлас ископаемого органического вещества России / Гл. ред. О. В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 604 с.

Пудовкин В. Г., Гульмалиева Т. Е. Влияние процессов выветривания на строительные свойства шунгитов Максово-Зажогинского месторождения // Комплексное и рациональное использование минерального сырья Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1986. С. 133–139.

Ромашкин А. Е., Лепланд А., Йусу Л. и др. Фосфоритовый горизонт высокоуглеродистых пород людиковия Онежской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. Вып. 15. С. 62–69.

Русинов В. Л., Русинова О. В., Сынгаевский Е. Д., Щегольков Ю. В. Зональность углеродистого метасоматизма в дайке порфиритов // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 2. С. 234–238.

Современная палеонтология / Ред. В. В. Меннер, В. П. Макридин. М.: Недра, 1988. 383 с.

Соколов А. С. Генетическая классификация месторождений фосфатных руд // Известия вузов. 1995. № 5. С. 59–68.

Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 280 с.

Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Первунина А. В., Дейнес Ю. Е. Сопоставление известных и новых данных о геологическом строении Максовского месторождения шунгитоносных пород // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. Вып. 12. С. 130–142.

Ferrari A. C., Robertson J. Interpretation of Raman spectra of disorderes and amorphous carbon // Physical review B. 2000. Vol. 61, no. 20. P. 14095–14107. doi: 10.1103/PhysRevB.61.14095

Kisch H. J., Taylor G. H. Metamorphism and alteration near an intrusive-coal contact // Economic Geology. 1966. Vol. 61. P. 343–361.

Lepland A., Joosu L., Kirsimäe K. et al. Potential influence of sulphur bacteria on Palaeoproterozoic phosphogenesis // Nature geoscience. 2014. Vol. 7. P. 20–24. doi: 10.1038/ngeo2005

Mastalerz M., Glikson M., Stankiewicz B. A. et al. Organic and mineral matter in a Precambrian shungite deposit from Karelia, Russia / Eds. M. Glikson, M. Mastalerz. Organic matter and mineralization. 2000. G. B. P. 102–119. doi: 10.1007/978-94-015-9474-5-6

Mycke B., Michaelis W., Degens E. T. Biomarkers in sedimentary sulfides of Precambrian age // Org. Geochem. 1987. Vol. 13, no. 4. P. 619–625.

Stach E., Mackowsky M.-Th., Teichmüller M. et al. Stach's Textbook of Coal Petrology, 3rd ed. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart. 1982. 535 p.

Van Zuilen M. A., Fliegel D., Wirthet R. et al. Mineral-templated growth of natural graphite films // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. Vol. 83. P. 252–262. doi: 10.1016/j.gca.2011.12.030

Wopenka B., Pasteris J. D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy // American Mineralogist. 1993. Vol. 14. P. 533–577.

Поступила в редакцию 25.02.2016

References

Atlas tekstur i struktur shungitonosnykh porod Onezhskogo sinklinoriya [Atlas of textures and structures of shungite-bearing rocks from the Onega Synclinorium]. Eds. M. M. Filippov, V. A. Melezhik. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2006. 80 p.

Biske N. S. Mikroproyavleniya migratsionnogo uglerodistogo veshchestva v zalezhakh maksovitov [Micro-occurrences of migratory carbonaceous material in maxovite deposits]. Geodinamika, magmatizm, sedimentogenez i minerageniya severo-zapada Rossii: tezisy dokl. Vseros. konf. (Petrozavodsk, 12–15 sent. 2007 g.) [Geodynamics, Magmatism, Sedimentogenesis, and Minerageny of the North-West of Russia: Abstracts of the All-Russian Conf., Petrozavodsk, September 12–15, 2007]. Petrozavodsk, 2007. P. 46–49.

Biske N. S. Mineral'nyi sostav i strukturno-teksturnye osobennosti vysokouglerodistykh porod Shun'gskogo mestorozhdeniya [Mineral composition and structural-textural features of high-carbon rocks of Shunga deposit]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Mineral Resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2010. Iss. 13. P. 80–87.

Biske N. S., Kolodei A. V. Morfologiya i ramanovskaya spektroskopiya uglerodnogo veshchestva mestorozhdeniya Shun'ga (Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura): tezisy dokl. Fedorovskoi sessii (Sankt-Peterburg, 7–9 okt. 2014 g.) [Morphology and Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material of Shunga Deposit (Onega Paleoproterozoic Structure): Abstracts of Federov Session (Saint-Petersburg, October 7–9, 2014)]. St. Petersburg, 2014. P. 13–15.

Bondar' E. B., Klesment I. R., Kuuzik M. G. Issledovanie struktury i genezisa shungita [Study of shungite structure and genesis]. *Goryuchie slantsy* [*Shale Oil*]. 1987. 4/4. P. 377–393.

Borisov P. A. Karel'skie shungity [Karelian shungites]. Petrozavodsk: Gosizdat KFSSR, 1956. 92 p.

Filippov M. M. Shungitonosnye porody Onezhskoi struktury [Shungite-bearing rocks of the Onega structure]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2002. 280 p.

Filippov M. M., Biske N. S., Pervunina A. V., Deines Yu. E. Sopostavlenie izvestnykh i novykh dannykh o geologicheskom stroenii Maksovskogo mestorozhdeniya shungitonosnykh porod [Comparison of the reported and new data on the geological structure of the

Shungite-bearing rocks of the Maksovo deposit]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Mineral Resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2009. Iss. 12. P. 130–142.

Geologiya shungitonosnykh vulkanogenno-osadochnykh obrazovanii proterozoya Karelii [Geology of shungite-bearing volcano-sedimentary units of the Proterozoic Karelia]. Ed. V. A. Sokolov. Petrozavodsk: Kareliya, 1982. 208 p.

Georgievskii A. F. Afanitovyi geneticheskii tip promyshlennykh fosforitov: geologicheskie osobennosti, tipy rud, perspektivnye tekhnologii obogashcheniya i utilizatsii otkhodov (na primere Okino-Khubsugul'skogo basseina) [Aphanitic geological type of industrial phosphorites: geological aspects, ores types, the prospective enrichment technologies and their tailings' utilization (Okhino-Khubsugul Basin)]: DSc (Dr. of Geol.-Miner.) thesis. Moscow, 2016. 429 p.

Gorlov V. I. Onezhskie shungity (geologiya, genezis, prognoznaya otsenka) [The Onega shungite (geology, genesis, and economic potential)]: DSc (Dr. of Geol.-Miner.) thesis. Petrozavodsk, 1984. 226 p.

Ivanova L. A., Shumilova T. G., Medvedev V. Ya. et al. Eksperimental'noe modelirovanie protsessa formirovaniya samorodnogo ugleroda iz flyuida v sisteme S–O–N [Experimental modeling of native carbon formation in a C–O–H fluid system]. *Dokl. RAN* [*Dokl. Earth Sci*.]. 2016. Vol. 466, no. 6. P. 704–706. doi: 10.7868/S0869565216060165

Inostrantsev A. A. Geologiya. Obshchii kurs [Fundamentals of geology]. St. Petersburg, 1885. Vol. 1. P. 309–311.

Kalinin Yu. K., Kovalevskii V. V. Elektronno-mikroskopicheskie issledovaniya mikrostruktury shungitovykh porod i shungitovogo veshchestva [Electronic and microscopical study of shungite rocks and substance microstructure]. Shungity – novoe uglerodistoe syr'e [Shungites: a New Carbonaceous Raw Material]. Petrozavodsk: Kareliya, 1984. P. 53–58.

Kovalevskii V. V. Uglerodistoe veshchestvo shungitovykh porod: struktura, genezis, klassifikatsiya [Carbonaceous material of shungite rocks: structure, genesis, and classification]: DSc (Dr. of Geol.-Miner.) thesis. Petrozavodsk, 2007. 268 p.

Kulikova V. V. "Zaonezhskii fenomen" ili biomarkery v shungitakh kak indikator osobennostei regional'nogo nakopleniya ["Zaonezhsky phenomenon" or biomarkers in shungites as an indicator of regional accumulation peculiarities]. Problemy sovremennoi palinologii: tezisy dokl. XIII Vseros. palinologicheskoi konf. (Syktyvkar, 5–8 sent. 2011 g.) [Problems of Modern Palynology: Abstracts of XIII All-Russian Palynological Conf. (Syktyvkar, September 5–8, 2011)]. Syktyvkar, 2011. Vol. 1. P. 150–157.

Medvedev P. V. Paleontologicheskaya kharakteristika zaonezhskoi svity [Paleontological characteristics of the Zaonezhye suite]. Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geologiya, tektonika, glubinnoe stroenie i metallogeniya) [Paleoproterozoic Onega Structure (Geology, Techtonics, Deep Structure, and Metallogeny)]. Eds. L. V. Glushanin, N. V. Sharov, V. V. Shchiptsov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. P. 71–72.

Mikhailov V. P., Kupryakov S. V. Otchet o rezul'tatakh poiskovykh rabot na shungitovye porody, provedennykh v Onezhskoi mul'de v 1985–1988 g. [Report of the results of the shungite rocks exploration in the Onega trough in 1985–1988]. Fondy PGO «Sevzapgeologiya» [Archives of the PGO Sevzapgeologia]. Petrozavodsk, 1988. 148 p.

Mikhailov V. P., Leont'ev A. G. Shungitovye porody. Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya. Kniga 2: Nemetallicheskie poleznye iskopaemye. Podzemnye vody i lechebnye gryazi [Shungite rocks. Mineral raw material base of the Republic of Karelia. Vol. 2: Non-metallic mineral resources. Ground waters and therapeutic muds]. Petrozavodsk: Kareliya, 2006. P. 113–123.

Organicheskoe veshchestvo shungitonosnykh porod Karelii (genezis, evolyutsiya, metody izucheniya) [Organic matter of shungite rocks in Karelia (genesis, evolution, methods of study)]. Eds. M. M. Filippov, A. I. Golubev. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1994. 207 p.

Pen'kov V. F. Geneticheskaya mineralogiya uglerodistykh veshchestv [Genetic mineralogy of carbonaceous materials]. Moscow: Nedra, 1996. 224 p.

Petrologicheskii atlas iskopaemogo organicheskogo veshchestva Rossii [Petrological atlas of fossil organic matter in Russia]. Ed. O. V. Petrov. St. Petersburg: VSEGEI, 2006. 604 p.

Pudovkin V. G., Gul'malieva T. E. Vliyanie protsessov vyvetrivaniya na stroitel'nye svoistva shungitov Maksovo-Zazhoginskogo mestorozhdeniya [Impact on decay processes on the building qualities of the shungites from the Maksovo-Zazhogino deposit]. Kompleksnoe i ratsional'noe ispol'zovanie mineral'nogo syr'ya Karelii [Complex and Rational Use of Karelian Mineral Raw Materials]. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR. 1986. P. 133–139.

Romashkin A. E., Lepland A., Iusu L., Rychanchik D. V., Golubev A. I. Fosforitovyi gorizont vysokouglerodistykh porod lyudikoviya Onezhskoi struktury [Phosphorite horizon of the high-carbon rocks of the Ludicovian Onega structure]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Mineral Resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2012. Iss. 15. P. 62–69.

Rusinov V. L., Rusinova O. V., Syngaevskii E. D., Shchegol'kov Yu. V. Zonal'nost' uglerodistogo metasomatizma v daike porfiritov [Zoning of carbonaceous metasomatism in a porphyrite dike]. *Dokl. RAN* [*Dokl. Earth Sci*.]. 2009. Vol. 424, no. 2. P. 234–238.

Sovremennaya paleontologiya [Modern palaeontology]. Eds. V. V. Menner, V. P. Makridin. Moscow: Nedra, 1988. 383 p.

Sokolov A. S. Geneticheskaya klassifikatsiya mestorozhdenii fosfatnykh rud [Genetic classification of phosphate ores deposits]. *Izvestiya VUZ* [*Proceed. of Higher Schools*]. 1995. No. 5. P. 59–68.

Veis A. F. Organostennye mikrofossilii dokembriya – vazhneishii komponent drevnei bioty [Organic-walled microfossils of the Precambrian – the most important component of the ancient biota]. *Problemy doantropogennoi evolyutsii biosfery* [Problems of Pre-Antropogenic Evolution of the Biosphere]. Moscow: Nauka, 1993. P. 265–282.

Volkova I. B., Bogdanova M. V. Shungity Karelii [Shungites of Karelia]. *Sov. Geologiya* [*Soviet Geology*]. 1985. No. 10. P. 93–100.

Zhmur S. I., Gorlenko V. M., Rozanov A. Yu., Zhegallo E. A., Lobzova R. V. Tsianobakterial'naya sistema – produtsent uglerodistogo veshchestva shungitov nizhnego proterozoya Karelii [Cyanobacterial system – the producent of shungites carbonaceous material of the Lower Proterozoic of Karelia]. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [*Lithology and Mineral Resources*]. 1993. No. 2. P. 122–127.

Zhmur S. I. Rol' tsianobakterial'noi sistemy v formirovanii vysokouglerodistykh porod [Role of a cyanobacterial system in high-carbon rocks formation]. Moscow: URSS, 2010. 160 p.

Zavertkin A. S., Tyaganova V. I. Razrabotka ogneupornoi futerovki dlya teploakkumulyatorov i promyshlennykh pechei [Development of refractory lining for heat accumulator and industrial furnaces]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Mineral Resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2010. Iss. 13. P. 161–166.

Ferrari A. C., Robertson J. Interpretation of Raman spectra of disorderes and amorphous carbon. *Physical review B.* 2000. Vol. 61, no. 20. P. 14095–14107, doi: 10.1103/PhysRevB.61.14095

Kisch H. J., Taylor G. H. Metamorphism and alteration near an intrusive-coal contact. *Economic Geology*. 1966. Vol. 61. P. 343–361.

Lepland A., Joosu L., Kirsimäe K., Prave A. R., Romashkin A. E., Črne A. E., Martin A. P., Fallick A. E., Somelar P., Üpraus K., Mänd K., Roberts N. M. W., Van Zuilen M. A., Wirth R., Schreiber A. Potential influence of sulphur bacteria on Palaeoproterozoic phosphogenesis. *Nature geoscience*. 2014. Vol. 7. P. 20–24. doi: 10.1038/ngeo2005

Mastalerz M., Glikson M., Stankiewicz B. A., Volkova I. B., Bustin R. M. Organic and mineral matter in a Precambrian shungite deposit from Karelia, Russia. Eds. M. Glikson, M. Mastalerz. Organic matter and mineralization. 2000. G. B. P. 102–119. doi: 10.1007/978-94-015-9474-5-6

Mycke B., Michaelis W., Degens E. T. Biomarkers in sedimentary sulfides of Precambrian age. *Org. Geochem*. 1987. Vol. 13, no. 4. P. 619–625.

Stach E., Mackowsky M.-Th., Teichmüller M., Taylor G. H., Chandra D., Teichmüller R. Stach's Textbook of Coal Petrology, 3rd ed. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart. 1982. 535 p.

Van Zuilen M. A., Fliegel D., Wirthet R., Lepland A., Yuangao Qu., Schreiber A., Romashkin A. E., Philippot P. Mineral-templated growth of natural graphite films. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012. Vol. 83. P. 252–262. doi: 10.1016/j. gca. 2011.12.030

Wopenka B., Pasteris J. D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*. 1993. Vol. 14. P. 533–577.

Received February 25, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Бискэ Наталия Сергеевна
старший научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: nataliabiske@yandex.ru

CONTRIBUTOR:

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

Труды Карельского научного центра РАН
№ 2. 2017. С. 111–113

ХРОНИКА

35-Й МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС В ЮАР – МЕСТО ПРЕЗЕНТАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

Международный геологический конгресс (МГК) позиционируется как самый крупный в мире форум специалистов в области наук о Земле. Он проводится один раз в четыре года и обычно совпадает по времени с летними Олимпийскими играми. 35-й МГК проходил с 27 августа по 2 сентября 2016 года в Кейптауне, Южно-Африканская Республика.

Конгресс собрал более 4000 ученых из 117 стран мира, которые представили 5000 докладов. В рамках мероприятия состоялось 45 полевых научных экскурсий, в которых приняли участие 750 человек. Работа конгресса сопровождалась выставкой печатной продукции, современной техники, рекламой достижений геологических служб.

Институт геологии Карельского научного центра РАН представил на конгрессе три доклада (один устный и два стендовых). В частности, здесь была проведена первая

Вид на деловой центр Кейптауна. На фото участники 35-го МГК Николай Кудряшов (Апатиты), София и Раис Латыповы (Йоханнесбург), Александр Слабунов (Петрозаводск)

С профессором Мэри Хюббард (США) после ее ознакомления с геологической картой ЮВ Фенноскандии

международная презентация (в виде стендового доклада) новой геологической карты юго-восточной части Фенноскандинавского щита (Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikov V. S. «A new geological map of the SE Fennoscandian Shield as a basis for the study of the evolution of the early

Здесь звучит «Добро пожаловать», в том числе по-русски, перед каждым устным докладом

А. И. Слабунов и Аксел Мюллер (Норвегия) на каноэ во время геологической экскурсии по реке Оранжевой

earth crust»). Демонстрировал карту и отвечал на вопросы коллег автор этих строк. Еще один стендовый доклад на тему «A 4-D model of the Archaean Crustal Evolution of the Fennoscandian Shield» был сделан мною на секции «Земля в хадее и архее», а на секции «Земля динамическая» – устный доклад «Neoarchean Supercontinent Kenorland: geological and paleomagnetic data» совместно с проф. Н. В. Лубниной (МГУ). Кроме того, в ходе в научной экскурсии «Геология реки Оранжевой» удалось ознакомиться с геологией протерозойских орогенов, обрамляющих Каапваальский кратон. Ведущую роль здесь играет мезопротерозойский подвижный пояс Намаквуа-Натал, в котором располагаются месторождения меди, пегматиты, на берегах реки имеются россыпные месторождения алмазов.

Тематика докладов на конгрессе была крайне широка, и пришлось концентрироваться на секционных заседаниях, связанных с архейской проблематикой. В этой области геологии не произошло революционных перемен, продолжается жаркая дискуссия о геодинамике Земли на этом этапе. Вместе с тем бросается в глаза явный крен исследований в сторону использования изотопно-геохимических, геофизических данных для восстановления истории становления земной коры вместо геологического картирования. Из-за этого часто возникают пробелы неоднозначной интерпретации данных. Но следует отметить существенный прогресс в биогеологии. Следы жизни все чаще находят в более древних комплексах. Показана причастность микроорганизмов к формированию крупнейших месторождений золота типа Витватерсранд.

Следующий, 36-й МГК состоится в 2020 году в Индии.

А. И. Слабунов

Труды Карельского научного центра РАН
№ 2. 2017. С. 114–117

НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ «ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ГОРНО-ИНДУСТРИАЛЬНОЕ НАСЛЕДИЕ В РАЗВИТИИ ЭКОНОМИКИ РЕГИОНОВ» (Петрозаводск, 12–15 сентября 2016 г.)

12–15 сентября 2016 г. состоялась научно-практическая конференция (с международным участием) «Геологическое и горно-индустриальное наследие в развитии экономики регионов», организованная по инициативе Института геологии Карельского научного центра РАН.

С приветственным словом перед участниками конференции выступил директор Института геологии КарНЦ РАН докт. геол.-мин. наук В. В. Щипцов. Пленарное заседание открыл доклад директора Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН) докт. геол.-мин. наук К. В. Лобанова (г. Москва) «История освоения природных ресурсов Севера России в Средние века». Разговор об истории был дополнен новейшими сведениями о Русской полярной экспедиции Э. В. Толля в изложении заведующего Рудно-петрографическим музеем ИГЕМ РАН А. Я. Докучаева (г. Москва). Еще один столичный гость И. Б. Максимов, возглавляющий музейный комплекс «Московский планетарий», познакомил собравшихся с опытом реализации необычного проекта «Геология Земли и Луны».

Заместитель министра культуры Республики Карелия Ю. Б. Алипова пояснила, что

А. А. Юшко, В. А. Шеков и И. В. Борисов в президиуме конференции

В. В. Щипцов и К. В. Лобанов

интерес к изучению объектов геологического и горно-индустриального наследия обусловлен рядом предпосылок, в том числе трансляцией успешного опыта Рускеальского горного парка. Согласно данным заместителя директора Регионального музея Северного Приладожья канд. геогр. наук И. В. Борисова (г. Сортавала), в Карелии насчитывается порядка полутора тысяч исторических горных выработок и десяток руинированных предприятий горнопромышленного комплекса, которые при условии их благоустройства могли бы быть интегрированы в туристические маршруты.

Все участники конференции оказались солидарны во мнении, что памятники геологии и горной промышленности могут рассматриваться как драйверы экономического развития периферийных территорий. Заместитель директора Института геологии КарНЦ РАН канд. техн. наук В. А. Шеков и геолог Геологической службы

Коллеги из Финляндии

Гирвасский древний вулкан

Финляндии Я. Ненонен отметили в своих докладах, что потенциал таких объектов недооценен. Наиболее показательным является пример Рускеальского горного парка с его стремительно растущими показателями посещаемости. Медиа-представитель горного парка А. А. Юшко подчеркнул, что парк развивается в условиях абсолютного отсутствия государственной финансовой поддержки, полагаясь только на собственные ресурсы и помощь партнеров.

Участники конференции рассмотрели ряд геологических и горнозаводских объектов Республики Карелия, представляющих интерес как для научного сообщества, так и для посетителей, не имеющих специальной подготовки. Заместитель директора Института геологии КарНЦ РАН, докт. геол.-мин. наук С. А. Светов сообщил о перспективах создания геологического парка на базе горнолыжного курорта «Ялгора». В числе прочих объектов другими докладчиками

Тайны Горного парка Рускеала

Экскурсия в Тулмозеро

были упомянуты Национальный парк «Паанаярви», Воицкий медный рудник, месторождение Кительских гранатов и месторождение малоуглеродистых шунгитовых пород «Нигозерское» (о последнем объекте говорила в своем докладе канд. геол.-мин. наук А. В. Первунина).

Большой интерес со стороны экспертов, как и ожидалось, вызвала тема использования подземных горных выработок и размещенных под землей инженерных и военных сооружений. Опытом функционирования подземных музеев поделились ведущий специалист по научно-методической работе ЛООО «Сохранение природы и культурного наследия», канд. геол.-мин. наук Н. А. Натальин, заместитель директора ООО «Технологии недвижимости» Э. Р. Симашева (г. Санкт-Петербург) и ведущий специалист частного учреждения культуры «Музей «Русское золото», куратор проекта «Музей-шахта» А. А. Каптур (г. Березовский Свердловской области).

Ряд выступлений, в том числе доклад заведующего музеем геологии докембрия Института геологии КарНЦ РАН О. Б. Лаврова, были посвящены вопросам обоснования культурно-исторической ценности бывших горных выработок. Беспрецедентно богатое индустриальное наследие районов Приладожья и Заонежья занимает ученых давно, но попытки превратить памятники геологии и бывшие горные выработки в популярные туристические объекты пока не дали ощутимых результатов.

Участники конференции выразили глубокую благодарность организаторам за высокий уровень подготовки и проведения мероприятия, яркие и запоминающиеся полевые экскурсии по маршрутам Петрозаводск – Гирвас и Петрозаводск – Рудный парк «Тулмозерье» – Рускеальский горный парк.

К. В. Шеков

Труды Карельского научного центра РАН
№ 2. 2017. С. 118–119

ЮБИЛЕИ И ДАТЫ

ГАЛИНА СЕРГЕЕВНА БИСКЭ
(к 100-летию со дня рождения)

10 марта 2017 г. исполняется 100 лет со дня рождения доктора географических наук, заслуженного деятеля науки Республики Карелия, первого Председателя Карельского отделения Русского географического общества Галины Сергеевны Бискэ.

Бискэ (Малыгина) Галина Сергеевна (10.03.1917–5.10.2005) родилась в г. Сестрорецке Петроградской губернии. После окончания в 1939 году с отличием геолого-почвенного факультета Ленинградского госуниверситета по специальности «геоморфолог» она работала в Уральской алмазной экспедиции (1941–1944 гг.). В 1944 году Г. С. Бискэ была принята в аспирантуру Ленинградского университета, одновременно изучала четвертичные отложения Карелии. Первые шаги в четвертичной геологии сделаны ею в качестве начальника Туломозерской партии ВСЕГЕИ (1945–1947 гг.), начальника четвертичного отряда Сортавальской экспедиции и начальника партии Понойской геологической экспедиции Ленинградского геологического управления. С конца 1947 года Г. С. Бискэ в должности младшего научного сотрудника начинает свою научную деятельность в секторе геологии Карело-Финской базы Академии наук СССР. Она возглавляет работу группы геологов по изучению четвертичных отложений и геоморфологии, изучает историю Онежского озера, организовывает микропалеоботаническую лабораторию для пыльцевого и диатомового анализа четвертичных отложений. В 1948 году Галина Сергеевна защитила кандидатскую диссертацию на тему «Геоморфология и четвертичные отложения Северного Приладожья», в 1949 году избирается по конкурсу на должность старшего научного сотрудника. В 1960 году в Институте географии АН СССР в Москве состоялась защита ее докторской диссертации на тему «Четвертичные отложения и геоморфология Карелии». Здесь необходимо отметить, что в истории

науки Карелии она – первая женщина-ученый, кому присуждена ученая степень доктора наук.

В 1960 году Галина Сергеевна назначается на должность ученого секретаря Президиума КФ АН СССР (ныне КарНЦ РАН). С 1961 по 1975 год руководит лабораторией четвертичной геологии и геоморфологии Института геологии Карельского филиала АН СССР. Она является автором более 50 научных трудов, а также многочисленных научно-популярных статей по четвертичной геологии и палеогеографии Карелии. Монография «Четвертичные отложения и геоморфология Карелии» (1959) стала настольной книгой многих специалистов. Под научным руководством Г. С. Бискэ вышли в свет монографии «Строение и история котловины Онежского озера» (1971), «Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита» (1972), «Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР» (1977), «Ладожское озеро (развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины)» (1978) и другие научные издания.

Труды Г. С. Бискэ основывались на использовании большого количества фактического материала, что позволяло весомо аргументировать базу для построения новых моделей и реконструкций. Коллектив под руководством Галины Сергеевны разработал новую методику отбора образцов, привлекая к работе геологов-петрографов, которые предоставили петрографическое описание горных пород кристаллического фундамента. Эти обоснованные результаты были ею использованы при орографическом и геоморфологическом районировании территории Карелии. Карты четвертичных отложений и геоморфологии Карелии масштаба 1:1 000 000, составленные и изданные Г. С. Бискэ, использовались при создании Карты четвертичных отложений Арктики и Субарктики (м-б 1:5 000 000), Геоморфологической карты СССР (м-б 4 000 000), Карты поверхностей выравнивания СССР (м-б 1:2 500 000), Карты неотектоники СССР (м-б 5 000 000).

В 1972 году для выполнения исследований по теме «Природные ресурсы района Костомукшского железорудного месторождения, пути их освоения и использования» создается комплексная экспедиция, научным руководителем которой была назначена Г. С. Бискэ. Работы Костомукшской комплексной экспедиции явились хорошей базой для научного обоснования широкого комплекса рационального природопользования в связи со строительством крупнейшего на северо-западе страны горно-обогатительного комбината и города в практически не изученном и незаселенном районе северной Карелии.

Г. С. Бискэ долгое время возглавляла Карельское отделение Северного филиала Всесоюзного географического общества, была ученым секретарем Президиума Карельского филиала АН СССР (1960–1962), активно боролась с планами поворота северных рек на юг. Галина Сергеевна воспитала целый ряд известных геологов, посвятивших себя изучению четвертичной геологии и геоморфологии Карелии. За успехи в научной работе, популяризацию науки ей присвоено звание «Заслуженный деятель науки КАССР», она награждена орденом «Знак Почета», медалями.

Отличное образование и богатый жизненный опыт, высокая культура и эрудированность, а также доброе и справедливое отношение к людям, независимо от их социального положения, вызывали ответное уважение к ней ее друзей, коллег и знакомых. Она всегда с удовольствием ездила в поле, участвовала в самодеятельности, пела в хоре, сочиняла шуточные песенные стихи, ходила на лыжах, играла в настольный теннис и т. п.

К 90-летию со дня рождения в серии «Ученые Института геологии» (изд. КарНЦ РАН, 2007) была подготовлена и вышла в свет книга о Галине Сергеевне с воспоминаниями друзей и коллег, фотографиями тех лет.

Г. С. Бискэ захоронена на кладбище пос. Матросы рядом с могилой ее матери Елены Павловны.

Коллектив Института геологии КарНЦ РАН

ПРИЛОЖЕНИЕ
http://transactions.krc.karelia.ru

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) публикуют результаты завершенных 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 учетом научной значимости и актуальности представленных материалов. Редколлегии серий и отдельных выпусков Трудов КарНЦ РАН оставляют за собой право возвращать без регистрации рукописи, не отвечающие настоящим правилам.

При получении редакцией рукопись регистрируется (в случае выполнения авторами основных правил ее 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.

Объем 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. Объем рисунков не должен превышать 1/4 объема статьи. Рукописи большего объема (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 (статьи 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 TIFF (*.TIF) или JPG. При первичной подаче материала в редакцию рисунки вставляются в общий текстовой 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 BSI.

Внимание! С 2015 года каждой статье, публикуемой в «Трудах Карельского научного центра РАН», редакцией присваивается уникальный идентификационный номер цифрового объекта (DOI) и статья включается в базу данных Crossref. **Обязательным условием является указание в списках литературы DOI для тех работ, у которых он есть.**

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ 1-Й СТРАНИЦЫ

УДК 631.53.027.32:635.63

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМОВ ПРЕДПОСЕВНОГО ЗАКАЛИВАНИЯ СЕМЯН НА ХОЛОДОУСТОЙЧИВОСТЬ РАСТЕНИЙ ОГУРЦА

Е. Г. Шерудило[1], М. И. Сысоева[1], Г. Н. Алексейчук[2], Е. Ф. Марковская[1]

[1] Институт биологии Карельского научного центра РАН

[2] Институт экспериментальной ботаники НАН Республики Беларусь им. В. Ф. Купревича

Аннотация на русском языке

Ключевые слова: *Cucumis sativus* L.; кратковременное снижение температуры; устойчивость.

E. G. Sherudilo, M. I. Sysoeva, G. N. Alekseichuk, E. F. Markovskaya. EFFECTS OF DIFFERENT REGIMES OF SEED HARDENING ON COLD RESISTANCE IN CUCUMBER PLANTS

Аннотация на английском языке

K e y w o r d s: *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 organicheskoj 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., Loisides 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. Mezhvidovaya 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., Loisides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri. J. Fish. Biol.* 1978. Vol. 12, no. 4. P. 507–516.

Noctor G., Queval G., Mhamdi A., Chaouch A., Foyer C. H. Glutathione. Arabidopsis Book. American Society of plant Biologists, Rockville, MD. 2011. doi:10.1199/tab.0142

Ссылки на материалы конференций

Марьинских Д. М. Разработка ландшафтного плана как необходимое условие устойчивого развития города (на примере Тюмени) // Экология ландшафта и планирование землепользования: тезисы докл. Всерос. конф. (Иркутск, 11–12 сент. 2000 г.). Новосибирск, 2000. С. 125–128.

В транслитерированном списке литературы:

Mar'inskikh D. M. Razrabotka landshaftnogo plana kak neobkhodimoe uslovie ustoichivogo razvitiya goroda (na primere Tyumeni) [Landscape planning as a necessary condition for sustainable development of a city (example of Tyumen)]. Ekologiya landshafta i planirovanie zemlepol'zovaniya: tezisy dokl. Vseros. konf. (Irkutsk, 11–12 sent. 2000 g.) [Landscape ecology and land-use planning: abstracts of all-Russian conference (Irkutsk, Sept. 11–12, 2000)]. Novosibirsk, 2000. P. 125–128.

Ссылки на диссертации или авторефераты диссертаций

Шефтель Б. И. Экологические аспекты пространственно-временных межвидовых взаимоотношений землероек Средней Сибири: автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1985. 23 с.

Лозовик П. А. Гидрогеохимические критерии состояния поверхностных вод гумидной зоны и их устойчивости к антропогенному воздействию: дис. ... докт. хим. наук. Петрозаводск, 2006. 481 с.

В транслитерированном списке литературы:

Sheftel' B. I. Ekologicheskie aspekty prostranstvenno-vremennykh mezhvidovykh vzaimootnoshenii zemleroek 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 онлайновых сервисов // Электрон. б-ки. 2003. Т. 6, вып. 1. URL: http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/ (дата обращения: 25.12.2015).

Демография. Официальная статистика / Федеральная служба государственной статистики [Электронный ресурс]. URL: http://www.gks.ru/ (дата обращения: 25.12.2015).

В транслитерированном списке литературы:

Parinov S. I., Lyapunov V. M., Puzyrev R. L. Sistema Sotsionet kak platforma dlya razrabotki nauchnykh informatsionnykh resursov i onlainovykh servisov [Socionet as a platform for development of scientific information resources and online services]. *Elektron. b-ki* [*Digital library*]. 2003. Vol. 6, iss. 1. URL: http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/ (accessed: 25.11.2006).

Demografija. Oficial'naja statistika [Demography. Official statistics]. *Federal'naja sluzhba gosudarstvennoj statistiki* [*Federal state statistics service*]. URL: http://www.gks.ru/ (accessed: 25.12.2015).

Ссылки на электронные ресурсы на CD-ROM

Государственная Дума, 1999–2003 [Электронный ресурс]: электронная энциклопедия / Аппарат Гос. Думы Федер. Собрания Рос. Федерации. М., 2004. 1 CD-ROM.

В транслитерированном списке литературы:

Gosudarstvennaya Duma, 1999–2003 [State Duma, 1999–2003]. Electronic encyclopedia. The office of the State Duma of the Federal Assembly of the Russian Federation. Moscow, 2004. 1 CD-ROM.

TABLE OF CONTENTS

V. S. Kulikov, S. A. Svetov, A. I. Slabunov, V. V. Kulikova, A. K. Polin, A. I. Golubev, V. Ya. Gorkovets, V. I. Ivashchenko, M. A. Gogolev. GEOLOGICAL MAP OF SOUTHEASTERN FENNOSCANDIA (SCALE 1:750 000): A NEW APPROACH TO MAP COMPILATION 3

A. I. Golubev, V. I. Ivashchenko. PROGNOSTIC ESTIMATE OF NOBLE-METAL RESOURCES IN PROMISING ORE DISTRICTS OF THE KARELIAN REGION 42

I. A. Alekseev, L. V. Kuleshevich. NOBLE-METAL MINERALIZATION OF THE VÄLIMÄKI MASSIF, NORTHERN PRILADOZHJE, KARELIA 60

L. P. Sviridenko, E. V. Isanina, N. V. Sharov. DEEP STRUCTURE, VOLCANO-PLUTONISM AND TECTONICS OF LAKE LADOGA REGION 73

P. A. Ryazantsev, N. V. Kosheleva. 2D DENSITY MODELING OF THE PALEOPROTEROZOIC SOUTH ONEGA TROUGH 86

N. S. Biske. BIOGENIC MICROSTRUCTURES IN SHUNGITE ROCKS OF KARELIA 96

CHRONICLE

A. I. Slabunov. 35th International Geological Congress in South Africa – a forum where the geological map of Southeastern Fennoscandia was presented 111

K. V. Shekov. Conference with international involvement "Geological and Mining Industry Heritage in the Development of Regional Economies" (Petrozavodsk, September 12–15, 2016) 114

DATES AND ANNIVERSARIES

Galina S. Biske (on the 100th anniversary) 118

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS 120

Научное издание

Труды Карельского научного центра
Российской академии наук
№ 2, 2017

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 21.02.2017. Дата выхода 28.02.2017. Формат 60x84 1/8.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 15,0. Усл. печ. л. 14,9.
Тираж 250 экз. Заказ 410. 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