

Карельский научный центр  
Российской академии наук

# **ТРУДЫ**

## **КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

№ 2, 2018

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск  
2018

Главный редактор

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

Редакционный совет

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

Editor-in-Chief

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

Editorial Council

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

Редакционная коллегия серии «Геология докембрия»

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

© Федеральный исследовательский центр «Карельский научный центр Российской академии наук», 2018

© Институт геологии Карельского научного центра РАН, 2018

УДК 553.04 (470.22)

## МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ ПОТЕНЦИАЛ АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ

**В. В. Щипцов<sup>1,2</sup>, В. И. Иващенко<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Институт геологии Карельского научного центра РАН, ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

<sup>2</sup> Петрозаводский государственный университет, Россия

В статье приведен обзор по твердым полезным ископаемым Лоухского, Кемского и Беломорского районов. Актуальность геологических сведений отражает значимость минерально-сырьевого потенциала данной территории для социально-экономического развития северных районов в свете отнесения их к Арктической зоне РФ (указ Президента РФ от 27 июня 2017 г.). Начало целенаправленных геологических исследований прямым образом связано со строительством Мурманской железной дороги. Значительную территорию Арктической зоны Республики Карелия охватывают архейские гранитоидные образования. Особенностью геологического строения региона является система неархейских зеленокаменных поясов. Сформирована уникальная сложноскладчатая структура полиметаморфических пород полихронного развития. Раннепалеопротерозойская рифтогенная система шириной до нескольких десятков километров вдоль границы Карельской и Беломорской провинций объединена общим источником мантийного магмообразования. Минерально-сырьевую базу территории определяют металлические (Mo, Cu, U, Au, Ag, ПГМ, редкие металлы и РЗЭ) и неметаллические (алмазы, апатит, гранат, графит, диатомиты, ильменит, карбонатные породы, кварц, кварциты, полевошпатовое сырье (керамические пегматиты и нетрадиционные типы), кианит, мусковит, оливиниты (оливин), дуниты, самоцветы) полезные ископаемые. Литогеохимические (структурно-вещественные) комплексы с их геохимическими ресурсами представляют рудоформирующий базис минерагенического потенциала арктической зоны Карелии. Общераспространенные полезные ископаемые (блочный камень, щебень, глины, торф, ПГС), ресурсы которых в арктической зоне Карелии довольно значительные, в данной статье не рассматриваются. Сделан вывод о том, что минерагенический потенциал недр арктической зоны Карелии еще не раскрыт полностью. Необходимо проведение дополнительных научно-исследовательских и поисково-оценочных работ с целью разработки Программы по развитию горнопромышленного комплекса арктических районов Карелии и ее реализации с привлечением частных инвесторов и госкорпораций.

**Ключевые слова:** Фенноскандинавский щит; докембрий; Арктическая зона Республики Карелия; минерально-сырьевой потенциал; молибден; золото; платина; палладий; ниобий; скандий; кварц; полевошпатовое сырье; гранат; кианит; мусковит; карбонатные породы; апатит; ильменит; магнизиальное сырье; горнопромышленный комплекс.

**V. V. Shchiptsov, V. I. Ivashchenko. MINERAL POTENTIAL OF ARCTIC KARELIA**

Hard useful minerals of the Louhi, Kem and Belomorian provinces are reviewed. The high demand for geological data echoes the significance of the mineral potential of this terri-

tory for the social and economic development of Arctic Russia (RF Presidential Decree of June 27, 2017). The commencement of targeted geological studies was directly connected with the construction of the Murmansk Railway. Archean granitoids occupy a large part of Arctic Karelia. One of the features of the region's geological structure is a system of Neoproterozoic greenstone belts. A unique complexly folded structure of polymetamorphic rocks, which evolved in polychronous manner, was formed. The Early Paleoproterozoic rift-induced system, tens of kilometres in width, extending along the boundary between the Karelian and the Belomorian provinces, has a common source of mantle magma formation. The mineral resources of the territory mainly consist of metallic (Mo, Cu, U, Au, Ag, PGM, rare metals and REE) and nonmetallic useful minerals (diamond, apatite, granite, graphite, diatomites, ilmenite, calcareous rocks, quartz, quartzites, feldspar (ceramic pegmatite and uncommon types), kyanite, muscovite, olivine (olivine), dunite and gemstones. Lithogeodynamic (structural and compositional) complexes with their geochemical resources are the ore-forming basis for Arctic Karelia's mineralogical potential. Widespread useful minerals (dimension stone, crushed stone, clay, peat, sand-gravel materials), which are abundant in Arctic Karelia, are not discussed in this paper. The authors have concluded that our knowledge of Arctic Karelia's mineralogical potential is still incomplete. Further scientific research, prospecting and appraisal are needed to work out a Programme for the development of Arctic Karelia's mining industry and to facilitate its implementation with the participation of private investors and state-run corporations.

**Key words:** Fennoscandian Shield; the Precambrian; Arctic Karelia; mineral potential; molybdenum; gold; platinum; palladium; niobium; scandium; quartz; feldspathic raw materials; garnet; kyanite; muscovite; calcareous rocks; apatite; ilmenite; Mg-rich materials; mining industry.

## **Введение**

Арктическая зона Российской Федерации (АЗРФ) является регионом особых геополитических, экономических, оборонных, научных и социально-этнических интересов. Во многом это определяется богатством ее недр [Граммберг и др., 2002; Бортников и др., 2015 и др.], назревшей необходимостью и возможностями их использования. В состав АЗРФ 27 июня 2017 г. включена территория Лоухского, Кемского и Беломорского муниципальных районов Республики Карелия (РК) [Указ..., 2017], чем и определяется актуальность своевременной оценки ее минерально-сырьевого потенциала.

Приводимый в статье обзор твердых полезных ископаемых Арктической зоны РК (АЗРК) дает представление о состоянии и перспективах развития ее минерально-сырьевой базы и горнодобывающей промышленности.

Лоухский, Беломорский, Кемский районы имеют выход к побережью Белого моря, которое непосредственно сообщается с Ледовитым океаном, поэтому климат и географические особенности карельского Поморья делают его пусть и южной, но все-таки составной частью Арктики.

В меридиональном направлении все районы пересекают железнодорожная и автомобильная (Р-21 «Кола») магистрали, имеющие федеральное значение и связывающие территорию с югом и севером страны.

## **История изучения и освоения недр Арктической зоны Республики Карелия**

По историческим сведениям [Гинзбург, 1919 и др.], освоение «подземных кладовых» АЗРФ начиналось с арктических территорий Карелии. В Западном Беломорье экономически значимый промысел мусковита зародился не позднее X – первой половины XIV века и до начала XIX века обеспечивал как внутренний, так и внешний рынок. Сохранившиеся следы былой деятельности по добыче мусковита свидетельствуют о длительно существовавшей развитой слюдяной промышленности.

Толчком для развития геологических исследований уже в современный исторический период стало обращение Управления по строительству Мурманской железной дороги в Геолком в 1916 г. В 1922 году создается контора Чупинских разработок (Чупгорн). Разработки в промышленном масштабе начались вблизи поселка Чупа-Пристань, на о-ве Олений, Панфилова Варакка. В 1932 году в Чупинском районе впервые в СССР при разведке пегматитовых жил было применено колонковое бурение.

Кустпромсекция Совнархоза КАССР осуществляла учет всех рек, в которых занимались добычей жемчуга, с указанием ближайших деревень и числа лиц-промысловиков, а также причин, по которым промысел заброшен (иссыкание жемчужниц, отсутствие орудий лова и т. д.) [Опарин, 1976]. На основании

полученных данных некоторое время спустя на реке Кереть была организована артель жемчугоголов, занимавшаяся этим промыслом в довоенное время.

В 30-е годы открыто Хизоваарское месторождение кианитовых руд. В довоенный период в Лохском районе оценены месторождения диатомитов (Ряпуксозеро, Амбарная ламбина и Сигозеро) [Минерально-сырьевая..., 2006].

Основным результатом съемочных и поисково-оценочных работ СЗТУ [Зак, Киселев, 1957] в 1954–1956 гг. стал подсчет запасов титановых руд по категориям  $C_1$  и  $C_2$  на участке Суриваара Елетьозерского массива.

Первые сведения о гранатовых проявлениях Шуерецкого района даны П. А. Борисовым, который в 1929–1930 гг. проводил исследования на договорных началах с трестом «Карелгранит». Впоследствии выявлены перспективные проявления гранатовых руд, среди которых первоочередное значение имеет Тербеостровское месторождение [Игнатъев, 1934].

### Геологические особенности территории

Особенности геологического строения и развития северокарельской части Фенно-скандинавского щита, охарактеризованные в многочисленных опубликованных материалах, на уровне максимально краткого фактографического обобщения сводятся к следующему.

Арктические районы РК расположены на площади эрозионного среза, подвергшейся многократной активизации. Значительную территорию занимают архейские гранитоиды, среди которых широко распространена тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация (ТТГ-ассоциация) с возрастом 3,0–2,8 млрд лет. Особенностью геологического строения данной территории является система неоархейских зеленокаменных поясов (ЗП), включающая супракрустальные комплексы Северо-Карельского, Пибозерского (Карельская провинция) и Центрально-Беломорского ЗП. Центрально-Беломорский ЗП, как и Чупинский парагнейсовый комплекс, входит в структуру Беломорской провинции (рис. 1). Таким образом, мы имеем дело с уникальной сложно-складчатой структурой полиметаморфических пород полихронного развития.

Для ЗП характерны несколько стратотектонических ассоциаций. Например, для Хизоваарской и Ириногорской структур [Щипанский и др., 1999, 2001; Кожевников, 2000; Бибикова и др., 2003] выделено четыре стратотектонические ассоциации: нижняя мафическая, метаандезитов, осадочно-вулканогенная

и базитовая. На основе палеогеодинамических реконструкций В. Н. Кожевников сделал вывод, что хизоваарский зеленокаменный комплекс является тектоническим коллажем четырех стратотектонических ассоциаций, образование которых связывается с заложением и последующим развитием энсиматической островодужной системы и ее преддуговой области ~2,8 млрд лет [Кожевников, 2000].

Палеопротерозойскому периоду (эратеме) соответствуют в рамках Беломорской и Карельской провинций четыре системы (надгоризонты), формирование которых происходило в границах АЗРК, – сумий, сариолий, ятулий, людиковий, которые на приводимой схеме геологического строения (рис. 1) укрупнены до масштаба сумий-сариолий и ятулий-людиковий.

На рассматриваемой территории сумийскими и сариолийскими образованиями сложены мелкие структуры в виде реликтов раннепалеопротерозойской рифтогенной системы шириной до нескольких десятков километров вдоль границы Карельской и Беломорской провинций, объединенной общим источником мантийного магмообразования. В этой системе наиболее отчетливо выражены три рифтовые структуры с преобладающим развитием кислых вулканитов с повышенным содержанием мантийных элементов (Cr, Mg и др.) – Лехтинская, Шомбозерская и Панаярвинская [Геология..., 1987]. По данным [Корсакова и др., 2011], магматы кислых вулканитов Беломорской провинции представлены телами гранитов и чарнокитов с возрастом 2,45–2,41 млрд лет.

Для сумийского интрузивного магматизма характерны расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы и отдельные интрузивные тела (Кивакка, Луккулайсваара, Ципринга и др.) [Геология..., 1987] с возрастом 2,45–2,40 млрд лет [Amelin et al., 1995].

В некоторых относительно крупных ятулийских структурах выделены пачки вулканитов, отражающие особенности их тектоники (Панакуюларви, Лехтинская, Шомбозерская), в других структурах вулканиты показаны совместно с осадками.

Особое внимание привлекают новые данные о возрасте дифференцированных массивов Тикшеозерского и Елетьозерского (Северная Карелия), в составе которых выделяются щелочные породы (нефелиновые сиениты и др.) и карбонатиты 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); возраст карбонатитов определен в 2 млрд лет [Corfu et al., 2011]

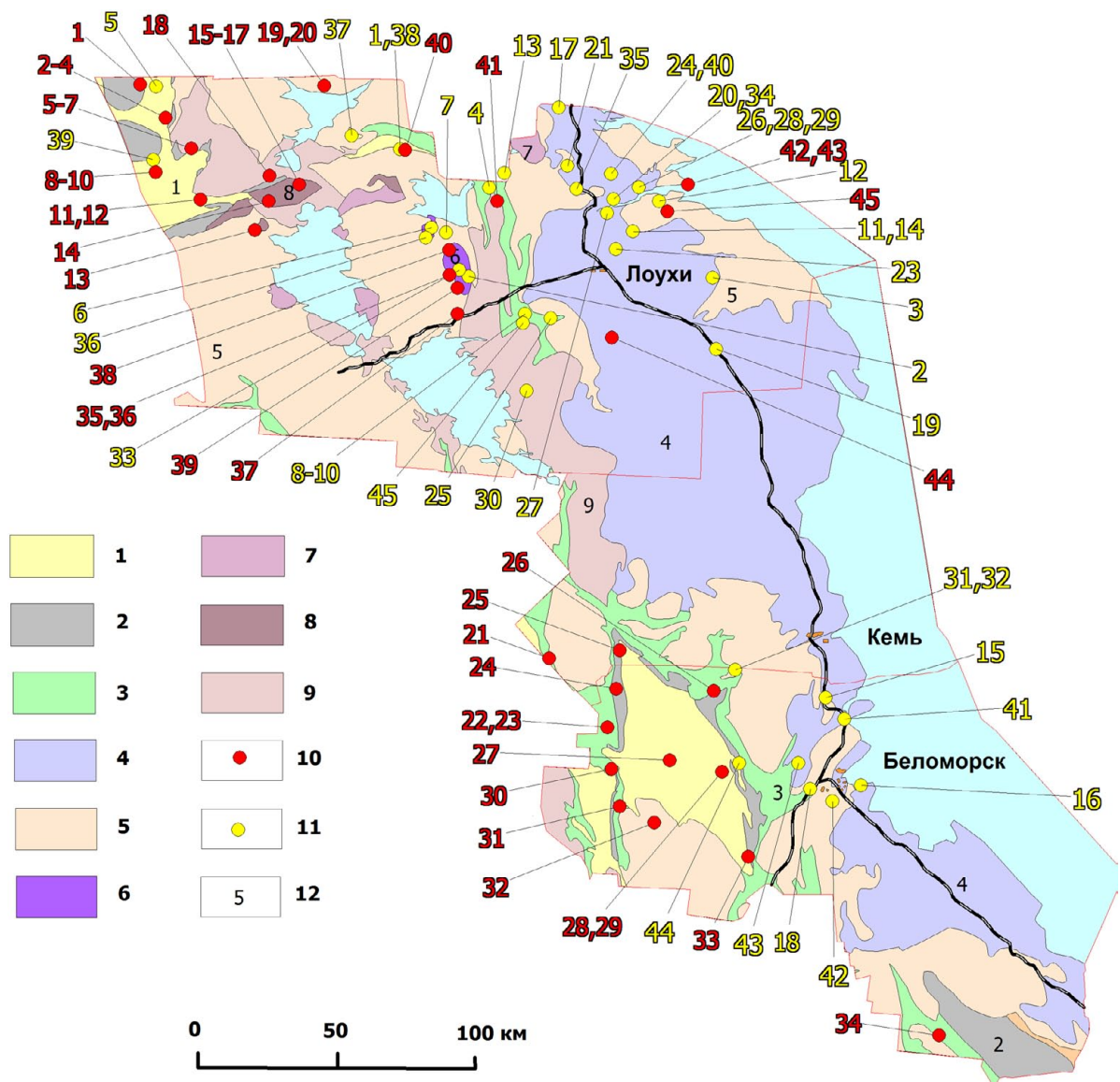


Рис. 1. Карта размещения месторождений и проявлений металлов и промышленных минералов арктических районов РК. Составители В. В. Щипцов, В. И. Иващенко. Использованы: Геологическая карта Кольского региона (ред. Ф. П. Митрофанов, 2001); Карта размещения месторождений и проявлений промышленных минералов Карело-Кольского региона (сост. В. В. Щипцов и Н. И. Щипцова, 2012):

1 – ятулий-людиковый нерасчлененные (2,30–1,92 млрд лет); 2 – сумий-сариолий нерасчлененные (2,5–2,3 млрд лет); 3 – комплексы зеленокаменных поясов (2,88–2,72 млрд лет); 4 – комплексы Беломорской провинции (2,9–1,8 млрд лет); 5 – ТТГ-карельский комплекс (архейский фундамент) (3,0–2,8 млрд лет); 6 – щелочно-габбровые расслоенные интрузивы с карбонатитами (2,07–2,00 млрд лет); 7 – граниты (2,70–2,65 млрд лет); 8 – расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород (2,45–2,40 млрд лет); 9 – чарнокиты, гранодиориты, монцониты (2,778–2,720 млрд лет); 10 – месторождения и рудопроявления металлов; 11 – месторождения и проявления промышленных минералов; 12 – номер надгоризонта.

Металлы: 1 – месторождение Au Майское; 2–12 – U-Au проявления Пана-Куоляярвинской структуры: 2 – Лагерное, 3 – Озерное, 4 – Кварцевое, 5 – Сиеппи, 6 – Исосиеппи, 7 – Каутио, 8 – Альбит-1, 9 – Хейкинваара, 10 – Ристаниemi, 11 – Корпела, 12 – Сувалампи; 13–17 – Pt-Pd-Au Олангской группы расслоенных интрузий: 13 – Кивакка, 14 – Ципринга, 15–17 – Луккулайсваара (15 – Надежда, 16 – Восточное, 17 – Череп); 18 – Соколезерская алмазоносная площадь; 19, 20 – Ta-Nb-Y пегматиты: 19 – Визиполуостров, 20 – Аськиярви; 21 – Mo-порфировое месторождение Пяяваара; 22 – Cu-Au-порфировое месторождение Лобаш-1; 23 – Mo-Re-порфировое месторождение Лобаш; 24–32 – Au проявления Лехтинской структуры: 24 – Южная Сянда, 25 – Колгеваара, 26 – Маслозеро, 27 – Вильямлампи, 28 – Шуезерское Cu-Mo-Au месторождение, 29 – Риговаракка, проявления: 30 – Au-U Железные Ворота, 31 – Au-Cu Нигалма, 32 – Au-Ag Тунгуда; 33 – Au Пайозеро; 34 – Ni Пулозеро; Еletzозерский массив: проявления: 35 – Ce, Zr Южное; 36 – Nb, Ta, La, Ce, Y, Zr, Hf, Be Еletzозерское; 37 – Nb, Ta, Zr, Hf, Ce Кестеньское; 38 – Nb, Y, Th, Zr, Hf Копанецкое; 39 – Zr, Hf, Ce Черное; 40 – Ag, Cu Хирвинаволок; 41 – Au Рябярви; 42 – Au, Ag, Cu Медвежья Губка; 43 – Au, Ag, Cu, Zn Керетьское; 44 – PGM, V, Ti, Fe Травяная Губа; 45 – PGM, Au, Ni, Cu Климовское.

Промышленные минералы: 1 – Хирвинаволок Gft; 2 – Суриваара Ilm; 3 – Никонова Варакка Qu; 4 – Степаново озеро Qu; 5 – Майское Qu. Тикшеозерский массив: 6 – Карбонатитовое Ap, Ca; 36 – Шапкозерское Ol, Du; 7 – Восточное Ilm, Ap.

Хизоваарская структура: 8 – Южная Линза Ky, Qu, Py; 9 – Северная Линза; 10 – Восточная Линза; 25 – Межозерное My; 45 – Высота-181 Gr, Ky, Stav. Проявления гранатовых руд (Gr): 11 – Плотина; 12 – Левин Бор; 13 – Униярви; 14 – Западная Плотина Gr, Stav; 15 – Кожручейское; 16 – Кузостровское; 17 – Нигрозеро; 18 – Удинское; 19 – Энгозерское. Месторождения мусковита (My, Qu): 20 – Малиновая Варакка; 21 – Тэдино; 22 – Плотина My, Qu, Gr; 23 – Слюдозеро; 24 – Карельское; 25 – Межозерное. Месторождения Mi, Peg: 26 – Хетоламбина; 27 – Чкаловское; 28 – Уракка; 29 – Блинковые Вараки, 30 – Пиртима My, Peg; 31 – Охтинское поле; 32 – Подужемье-Половина Peg; 33 – Елетьозеро Fsp, Ne; 34 – Озеро Долгое Fsp; 35 – Нижнее Котозеро Fsp; 36 – Шапкозерское Ol, Du; 37 – Ханкус Ol; 38 – Кукаозерское Grf; 39 – Соваярвинское Carb; 40 – Хитостров Cord; 41 – Тербеостров Gr, Ky; 42 – Слюдяной Бор Fsp, Peg; 43 – Торлов Ручей Peg; 44 – Роза-Лампи Fsp

*Fig. 1. Map showing the distribution of metal and industrial mineral deposits and occurrences in the Arctic region of the Republic of Karelia. Compiled by V. V. Shchiptsov, V. I. Ivashchenko. The used maps: A geological map of the Kola Region (edited by F. P. Mitrofanov, 2001); A map of the distribution of industrial mineral deposits and occurrences in the Karelian-Kola Region (compiled by V. V. Shchiptsov and N. I. Shchiptsova, 2012):*

1 – undivided Jutulian-Ludicovian (2.30–1.92 Ga); 2 – undivided Sumian-Sariolian (2.5–2.3 Ga); 3 – greenstone belt complexes (2.88–2.72 Ga); 4 – complexes in the Belomorian Province (2.9–1.8 Ga); 5 – TTG-Karelian complex (Archean basement) (3.0–2.8 Ga); 6 – layered alkaline-gabbro intrusives with carbonatites (2.07–2.00 Ga); 7 – layered mafic and ultramafic rock intrusives (2.45–2.4 Ga); 8 – granites (2.7–2.65 Ga); 9 – charnockites, granodiorites monzonites (2.778–2.720 Ga); 10 – metals deposits and occurrences; 11 – industrial mineral deposits and occurrences; 12 – superhorizon number.

Metals: 1 – Maiskoye Au deposit; 2–12 – U-Au occurrences of the Pana-Kuola structure: 2 – Lagernoye, 3 – Ozernoye, 4 – Kwartsevoye, 5 – Sieppi, 6 – Isosieppi, 7 – Kautio, 8 – Albite-1, 9 – Heikinvara, 10 – Ristiniemi, 11 – Korpela, 12 – Suvalampi; 13–17 – noble metals (Pt-Pd-Au) occurrences of the Olanga layered intrusions group: 13 – Kyvakka, 14 – Tspringa, 15–17 – Lukkulaisvara (15 – Nadezhda, 16 – Vostochnoye, 17 – Cherep); 18 – Sokolozero diamond area; 19, 20 – rare metal (Ta-Nb-Y) pegmatites: 19 – Vizipoluostrov, 20 – Askiyarvi; 21 – Pyayavaara Mo porphyry deposit; 22 – Lobash-1 Cu-Au porphyry deposit, 23 – Lobash Mo-Re porphyry deposit; 24–32 – Au occurrences of the Lehta structure: 24 – Yuzhnaya Syanda, 25 – Kolgevaara, 26 – Maslozero, 27 – Vilyamlampi, 28 – Shuezersky Cu-Mo-Au deposit, 29 – Rigovarakka, occurrences: 30 – Au-U Zheleznye Vorota, 31 – Au-Cu Nigalma, 32 – Au-Ag Tunguda, 33 – Au Paiozero; 34 – Ni Pulozero; Yeletozero massif occurrences: 35 – Yuzhnoye Ce, Zr; 36 – Yeletozerskoye Nb, Ta, La, Ce, Y, Zr, Hf, Be; 38 – Kopanetskoye Nb, Y, Th, Zr, Hf; 39 – Chernoye Zr, Hf, Ce; 37 – Kestengskoye Nb, Ta, Zr, Hf, Ce; 40 – Hirvinavolok Ag, Cu; 41 – Ryaboyarvi Au; 42 – Medvezhya Gubka Au, Ag, Cu; 43 – Keretskoye Au, Ag, Cu, Zn; 44 – Travyanaya Guba PGM, V, Ti, Fe.

Industrial minerals: 1 – Hirvinavolok Gft; 2 – Surivaara Ilm; 3 – Nikonova Varakka Qu; 4 – Stepanovo Ozero Qu; 5 – Mayskoye Qu. Tikshozero massif: 6 – Carbonatitovoye Ap, Ca; 36 – Shapkozerskoye Ol, Du; 7 – Vostochnoye Ilm, Ap. Hizovarskaya structure: 8 – Yuznaya Lense Ky, Qu, Py; 9 – Severnaya Lense; 10 – Vostochnaya Lense; 25 – Mezhozernoye My; 45 – Vysota-181 Gr, Ky, Stav. Garnet ore Gr occurrences: 11 – Plotina; 12 – Levin Bor; 13 – Yniyarvi; 14 – Zapadnaya Plotina Gr, Stav; 15 – Kozhrucheiskoye; 16 – Kuzostrovskoye; 17 – Nigrozero; 18 – Udinskoye; 19 – Engozerskoye. Muscovite deposits (My, Qu): 20 – Malinovaya Varakka; 21 – Tedino; 22 – Plotina My, Qu, Gr; 23 – Slyudozero; 24 – Karelskoye; 25 – Mezhozernoye. Mi, Peg deposits: 26 – Hetalambina; 27 – Chkalovskoye; 28 – Urakka; 29 – Blinkovy Varaky, 30 – Pirtima My, Peg; 31 – Ohtinskoye Pole; 32 – Poduzhemi-Polovina Peg; 33 – Yeletozero Fsp, Ne; 34 – Lake Dolgoye Fsp; 35 – Nizhnee Kotozero Fsp; 36 – Shapkozerskoye Ol, Du; 37 – Hankus Ol; 38 – Kukazozerskoye Grf; 39 – Sovayarvinskoye Carb; 40 – Hitostrov Cord; 41 – Terbeostrov Gr, Ky; 42 – Slyudyanyoy Bor Fsp, Peg; 43 – Torlov Ruchei Peg; 44 – Roza-Lampi Peg; 45 – Klimovskoye PGM, Au, Ni, Cu

## Полезные ископаемые АЗРК

Минерагению этих районов в целом и минерально-сырьевую базу территории в частности определяют металлические (Mo, Cu, U, Au, Ag, ПГМ, редкие металлы и РЗЭ) и неметаллические (алмазы, апатит, гранат, графит, диатомиты, ильменит, карбонатные породы, кварц, кварциты, полевошпатовое сырье (керамические пегматиты и нетрадиционные типы), кианит, мусковит, оливиниты (оливин), дуниты, самоцветы) полезные ископаемые. Из обзора исключены общераспространенные полезные ископаемые (блочный камень, щебень, глины, жемчуг, торф, ПГС).

Выделены эндогенные, экзогенные и метаморфогенные серии месторождений и проявлений полезных ископаемых АЗРК. К ним относятся следующие основные классы: раннемагматический и позднемагматический (V, Nb, Pt, Pd, Au, анортозит, сиенит, кварцевый порфир); щелочной флюидно-магматический карбонатитовый (Fe, Ti, РЗЭ REE, апатит, кальцит, пиррохлор, оливин, серпентинит, дунит);

пегматитовый – магматогенный и флюидно-метаморфогенный (Nb, Ta, Li, РЗЭ REE, пегматит, полевой шпат, мусковит, кварц); гидротермальный – плутогенный и вулканогенно-осадочный (медно-молибден-золото-порфировые с Re и <sup>187</sup>Os, кварц); остаточный и переотложенный (кварц); механический россыпной и биохимический (континентальные золото-россыпные, жемчуг, диатомит, сапропель); метаморфогенный – регионально-метаморфизованный и приразломных метасоматитов (Au, U, V, Mo, Se, пирит, мрамор, кварцит, кианит, гранат, ставролит, кварц, мусковит).

Минерагения и, соответственно, минерально-сырьевой потенциал АЗРК определяются особенностями ее геологического развития и распространенностью в настоящее время в ее пределах металлогенически перспективных литогеодинамических (структурно-вещественных) комплексов. В этом аспекте данные комплексы с их геохимическими ресурсами представляются как рудоформирующий базис минерагенического потенциала рассматриваемого региона.

Структурно-вещественные комплексы архейских зеленокаменных поясов, развитые в АЗРК, относятся к системе так называемых [Богатиков и др., 2011] «внешних» ЗП северо-восточного «аккреционного» фланга Карельской провинции, где корообразующие процессы в мезо- и неогархейское время были связаны с последовательной аккрецией островодужных террейнов, формировавшихся в обширном океаническом бассейне на месте нынешнего Беломорского подвижного пояса. Сформированный при этом ороген относится к аккреционному типу, считающемуся [Kerrich et al., 2000; Leahy et al., 2005 и др.] значительно более высокопродуктивным на золото, чем коллизионные орогены «внутренних» ЗП. Для арктической зоны Карелии это подтверждается наличием здесь в Пибозерском ЗП Лобашской золото-молибден-порфиновой рудной системы с крупным месторождением молибдена (Лобаш) и наиболее значимым в Карельском регионе Cu-Au-порфиновым месторождением Лобаш-1.

Следующий этап металлогенического развития арктической зоны Карелии связан с формированием в раннем протерозое на границе Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса длительно (2,5–1,7 млрд лет) развивающегося внутриконтинентального Северонорвежско-Онежского рифта [Турченко, 2007 и др.] (палеопротерозойского Лапландского зеленокаменного пояса по: [Ranikka et al., 1989]). На современном эрозионном срезе палеорифт представлен локальными разобщенными структурами – Киттиля, Куоляярвинская, Куусамо, Панаяярвинская, Кукасозерская, Шомбозерская, Лехтинская и др. Металлогения этого этапа определялась главным образом внедрением расслоенных интрузий Олангской группы (Pt, Pd, Au, Cu, Ni), становлением Ельтозерско-Тикшеозерского щелочно-карбонатитового комплекса (Ti, V, P, Nb, TRE) и накоплением обогащенных золотом, платиноидами, ураном и др. металлами углеродсодержащих вулканогенно-осадочных толщ и конгломератов, служивших в последующем (Свекофеннский тектоно-магматический цикл) базовыми рудными формациями при формировании комплексных золоторудных объектов орогенного мезотермального типа в Куоляярвинской, Шомбозерской и Лехтинской структурах.

Свекофеннская эволюция арктической зоны Карелии связана с процессами, сопровождавшими закрытие Лапландско-Кольского океана и последующим столкновением двух крупных блоков архейской коры, Карельского и Кольского, что привело к формированию

крупного коллизионного орогена [Daly et al., 2006]. В ходе этого в ранее сформированных геологических структурах заложились системы преимущественно субмеридиональных сдвиговых зон, служивших проводниками флюидов, ответственных за ремобилизацию рудных концентраций в базовых рудных формациях и образование золотоносных метасоматитов. Золоторудная минерализация этого типа известна в районе Верхние Кичаны, такая же и комплексная золото-урановая – в Лехтинской, Шомбозерской и Куоляярвинской структурах, медно-никелевая золото-платиноидная – на участке Климовский. Со свекофенским этапом связано также формирование редкометалльных пегматитов (Аськиярви и др.) и иттриевоземельно-скандиевой пиральспитовой минерализации в беломорских гнейсах.

### Металлические полезные ископаемые АЗРК

**Молибден.** В арктических районах Карелии известно два молибденовых месторождения – Лобаш и Пяяваарское (рис. 1). В генетическом аспекте оба относятся к порфировому типу оруденения, являющемуся ведущим промышленным типом молибденовых месторождений в мировом масштабе.

Месторождение Лобаш [Тытык, 1991] представлено крупным (2000 × 500–750 × 200 м) линейным кварцево-жильным штокверком (рис. 2) с молибденитом и другими сульфидами. Вмещающими породами являются метавулканиты лопия и частично эндоконтактовая зона гранитоидов.

В пределах молибденоворудного штокверка выделяется промышленное рудное тело 500–650 × 2000 × 100–200 м, нижняя граница которого в целом совпадает с поверхностью кровли гранитной интрузии, а верхняя устанавливается по данным опробования. Возраст оруденения – 2720 ± 36 млн лет (молибденит, Re/Os) [Богачев и др., 2013]. Распространение и морфология рудного штокверка определяется кровлей гранитной интрузии. Рудная и геохимическая зональность на месторождении Лобаш отвечает классической [Кривцов, 1989 и др.] для порфировых рудных систем: от кровли гранитоидов и к периферии штокверка – молибденит, пирит – пирротин, халькопирит – галенит, сфалерит, золото, серебро. Кроме рудного штокверка на месторождении установлено молибденовое оруденение кварцево-жильного типа, образующее рудную зону мощностью до 130 м и протяженностью около 1 км. Молибденовые руды месторождения по своим технологическим свойствам относятся к легкообогатимым.



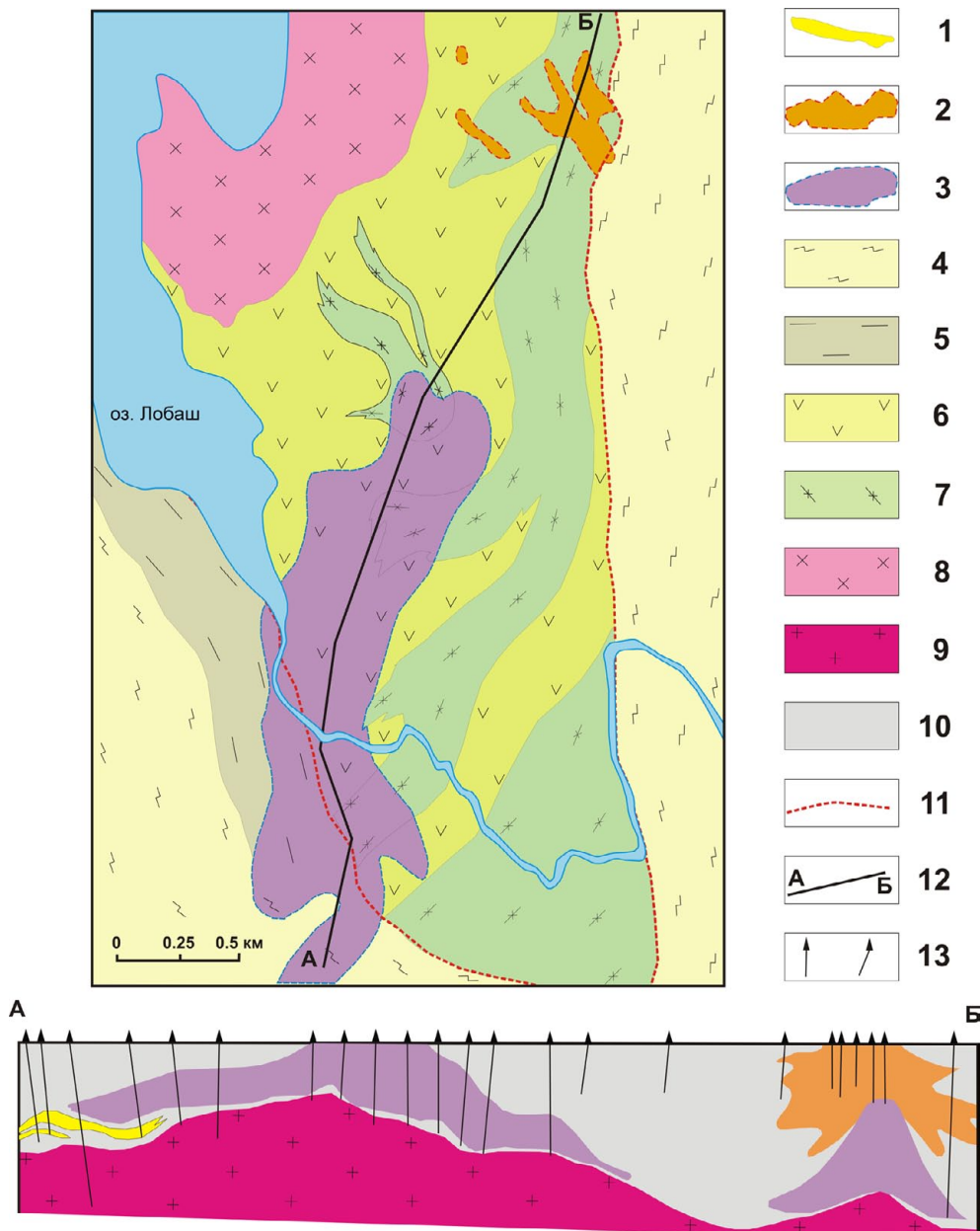


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Лобашского рудного поля [Тытык, Фролов, 2014]:

1 – жильные сульфидно-кварцевые тела; 2 – золоторудное месторождение Лобаш-1; 3 – молибденовое месторождение Лобаш; 4, 5 – нижний протерозой, сумийский надгоризонт: 4 – сланцы кварц-полевошпат-карбонатные, серицит- и хлоритсодержащие порфиробластические линзовиднополосчатые; 5 – кварциты и кварцитопесчаники; 6, 7 – верхний архей, лопий, пезозерская серия нерасчлененная: 6 – измененные эффузивные и интрузивные (субвулканические) породы основного состава, 7 – нерасчлененная сланцевая толща метавулканитов (амфиболовые плагиосланцы, биотитовые кварц-плагиоклазовые сланцы); 8 – плагиограниты и гранодиориты биотитовые серые средне- и крупнозернистые порфиroidные массивные; 9 – рудогенные граниты биотитовые светло-серые среднезернистые порфиroidные массивные; 10 – нерасчлененная супракрустальная толща (4–7) на разрезе; 11 – граница структурно-стратиграфического несогласия; 12 – линия геологического разреза; 13 – буровые скважины

Fig. 2. Geological sketch map of the Lobash Ore Field [Tytyk & Frolov, 2014]:

1 – veined sulphide-quartz bodies; 2 – Lobash-1 gold deposit; 3 – Lobash molybdenum deposit; 4, 5 – Lower Proterozoic, Sumian superhorizon: 4 – quartz-feldspar-carbonate, sericite and chlorite-bearing porphyroblastic lenticular-banded schists; 5 – quartzites and quartzitic sandstones; 6, 7 – Upper Archean, Lopian, undivided Pebozero series: 6 – altered effusive and intrusive (subvolcanic) mafic rocks, 7 – undivided metavolcanic schist sequence (amphibole plagioclases, biotite quartz-plagioclase schists); 8 – grey medium- to coarse-grained porphyreous massive biotite plagiogranites and granodiorites; 9 – light-grey medium-grained porphyreous massive ore-bearing biotite granites; 10 – undivided supracrustal sequence (4–7) cross-sectional view; 11 – structural-stratigraphic unconformity boundary; 12 – geological section line; 13 – boreholes

Разведанные запасы поставлены на государственный баланс (протокол ЦКЗ Мингео СССР от 14.02.1991 г. № 30).

Запасы штокверковых руд месторождения Лобаш по категории  $C_1$  83418 – руда, в тыс. т, и 56,9 – молибден, в тыс. т, среднее содержание молибдена, %, 0,068; по категории  $C_2$  121436 – руда, в тыс. т, и 71,2 – молибден, в тыс. т, среднее содержание молибдена, %, 0,059 [Тытык, Фролов, 2014].

На месторождении Лобаш при условии его промышленной разработки на молибден может также добываться рений и моноизотоп осмия –  $^{187}\text{Os}$ . Эти два металла являются остродефицитными стратегическими и исключительно дорогостоящими – Re (~5000 dol/kg),  $^{187}\text{Os}$  (200 тыс. dol/gr). Содержание Re в молибдените месторождения Лобаш составляет 22–70 г/т,  $^{187}\text{Os}$  – 0,6–2,0 г/т [Богачев и др., 2013], соответственно прогнозные ресурсы рения ~ 12 т,  $^{187}\text{Os}$  ~ 65 кг. В денежном эквиваленте это составляет 60 млн и 13 млрд долл.

Расположенное в 32 км к северо-западу от месторождения Лобаш Пяяваарское молибденовое месторождение (рис. 1) с прогнозными ресурсами 101,7 тыс. т молибдена [Минерально-сырьевая..., 2005] также относится к порфиоровому типу, отличаясь от Лобаша более значительной эродированностью и низким содержанием молибдена в рудах.

**Золото.** Месторождения и проявления золота в арктических районах Карелии известны в архейском Пибозерском зеленокаменном поясе, Беломорском мобильном поясе и на российском продолжении палеопротерозойских зеленокаменных поясов – Куусамо и Лапландского, вмещающих на территории Финляндии ряд промышленных золоторудных месторождений орогенного типа, в том числе и крупнейшее в Европе – Суурикуосикко (добыто > 40 т золота; резерв ~ 150 т).

В архейском Пибозерском ЗП размещается золото-порфиоровое месторождение Лобаш-1 (рис. 1), являющееся частью рудно-магматической системы Лобашского гранитного плутона [Тытык и др., 1998; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.]. Штокверковая золоторудная минерализация локализована в экзоконтактовом ореоле гранитоидного плутона на удалении 300–400 м от его кровли (рис. 2). Непосредственно в эндо-экзоконтакте плутона развито штокверковое молибденовое оруденение (молибденовое месторождение Лобаш). Золотонесущая минерализация сосредоточена в карбонат-сульфидно-кварцевых прожилках, жилах и зонах прокварцевания

мощностью до 1–2 м, сопряженных с рассланцеванием, биотитизацией и пропилитизацией, интенсивно проявленных вдоль контактов пород разной кремнекислотности и особенно вблизи кварцевых порфиров и риодацитов [Минерально-сырьевая..., 2005]. Рудоносный пологозалегающий штокверк размером 300 × 800 м прослеживается до глубины 250–300 м (рис. 2). В рудных телах, имеющих преимущественно линзовидно-пластовую морфологию со средней мощностью 0,9–1,8 м и протяженностью 20–235 м, среднее содержание золота составляет 4,71 г/т, меди – 0,4 %, серебра – 10 г/т. По переоценке, произведенной в 2010 г. [Протокол..., 2010], месторождение Лобаш-1 переведено в разряд крупнообъемных комплексных золотосодержащих со следующими содержанием, запасами и ресурсами: золото – 0,46 г/т,  $C_2$  – 34,4 т,  $P_1+P_2$  – 209,7 т; медь – 0,18 %,  $C_2$  – 126,2 тыс. т,  $P_1+P_2$  – 771,8 тыс. т.

В российской части палеопротерозойского ЗП Куусамо, представленного Куоляярвинской структурой (рис. 3), известны золоторудные и золото-урановые рудные объекты, сформированные в процессе Fe-Mg-Si-го, калиевого и углекислотного метасоматоза, сопряженного с проявлением сдвиговых деформаций в нижних частях разреза зеленокаменных толщ в период главной компрессионной стадии Свевокарельского орогенеза.

Месторождение Майское размещается в восточной краевой части Куоляярвинской структуры (рис. 3), сложенной породами ятулийского и людиковийского надгоризонтов нижнего протерозоя, и приурочено к субмеридиональной сдвиговой дислокации. Вмещающими породами для месторождения являются базальт-андезиты и туфы апарвинской свиты ятулия. Породы в районе месторождения метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Кроме сдвиговой зоны одним из рудоконтролирующих факторов оруденения может быть также не вскрытый эрозией гранитоидный массив, выделяемый по данным гравиразведки в 2 км к северу от месторождения [Вольфсон, 2004].

Золотоносными являются кварцево-жильные зоны протяженностью 2,5–3,8 км, залегающие в основных вулканитах (рис. 4), претерпевших тремолитизацию, биотитизацию, альбитизацию, карбонатизацию и, по данным А. А. Вольфсона [2004], гумбеитизацию.

Месторождение представлено двумя параллельными системами крутопадающих золотоносных кварцевых жил № 1 (рис. 5) и № 40 мощностью до 5–6 м северо-восточного субмеридионального простирания,

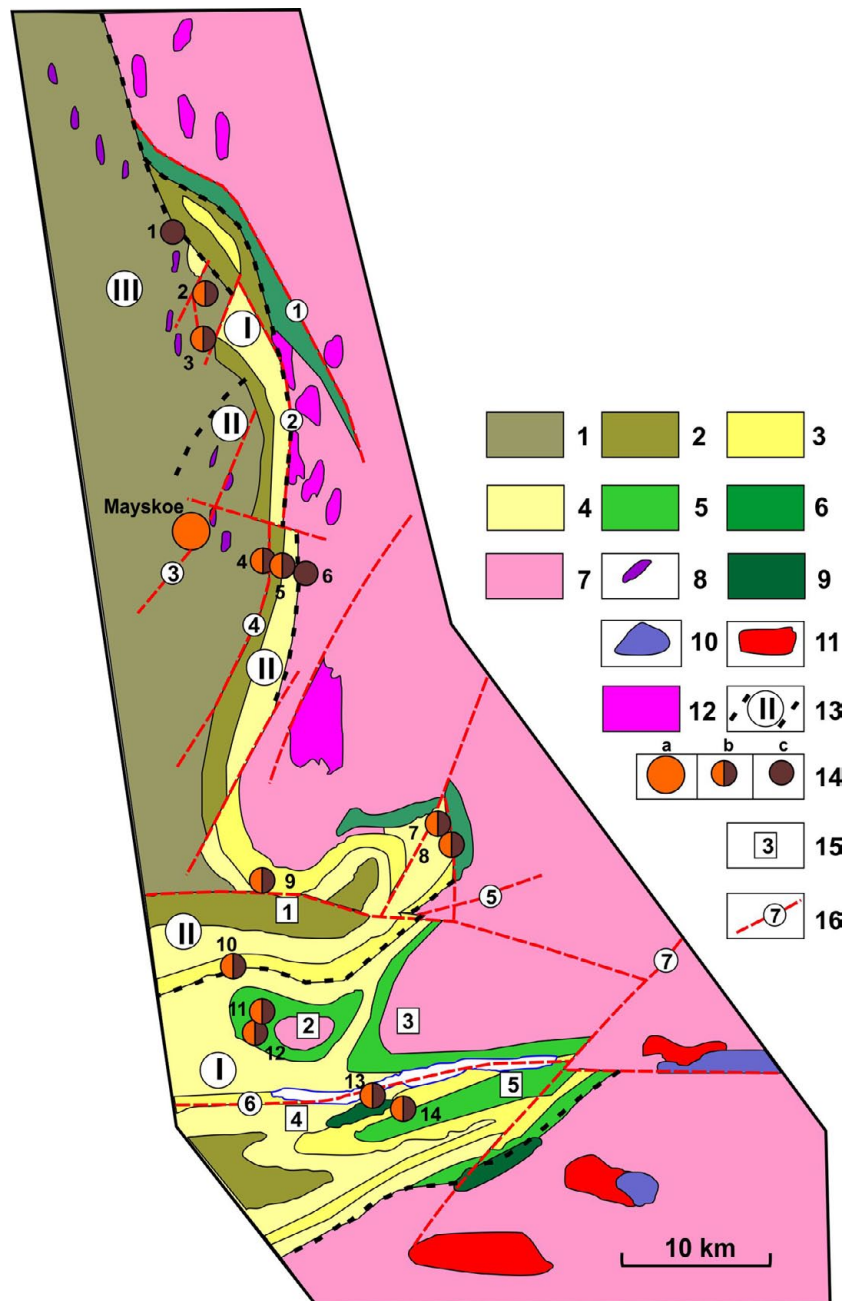


Рис. 3. Геологическая схема размещения золоторудных проявлений на российской части (Пана-Куоляярвинский прогиб) палеопротерозойского зеленокаменного пояса Куусамо [Афанасьева и др., 2004]:

1 – суйсарий: базальты, пикробазальты, вулканические брекчии, лавы среднего состава с маломощными прослоями туфов; 2 – людиковий: алевролиты, алевропелиты, туфы, туфоалевролиты, углеродистые и углеродсодержащие сланцы, прослои известняков и доломитов; 3, 4 – ятулий: 3 – базальты, порфириды, прослои туфов; 4 – песчаники, кварцитопесчаники, аркозы, кварцевые конгломераты, кварциты, алевролиты, доломиты; 5 – сумий-сариолий: андезиты, андезибазальты, туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии сариолия, кварцевые порфиры, кератофиры сумия; 6 – амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы, амфиболиты; 7 – гнейсы, гранитогнейсы; 8 – гипербазиты; 9 – диабазы, габбродиабазы; 10 – расслоенные перидотит-габброноритовые интрузии; 11 – граниты микроклиновые, плагиомикроклиновые; 12 – плагиограниты; 13 – границы структурных (структурно-металлогенических) зон: I – краевая, II – промежуточная, III – центральная; 14 – месторождения золота (а), рудопроявления золото-урановые (b), урановые (с) (1 – Апоярви, 2 – Алим-Курсуярви, 3 – Алакуртти, 4 – Лагерное, 5 – Озерное, 6 – Кварцевое, 7 – Сиеппи, 8 – Исосиеппи, 9 – Каутио, 10 – Альбит-1, 11 – Хейкинваара, 12 – Ристаниеми, 13 – Корпела, 14 – Сувалампи); 15 – крупные структуры: синклинали – Соваярвинская (1), Панаярвинская (4); антиклинали – Рааку-Тунтури (2), Мянтю-Тунтури (3), Минаваарская (5); 16 – разрывные нарушения: Ниваярвинский (1), Восточно-Куоляярвинский (2), Центральный (3), Западно-Куоляярвинский (4), Соваярвинский (5), Панаярвинский (6), Олангский (7)

Fig. 3. Geological scheme showing the distribution of gold occurrences in the Russian sector (Pana-Kuolajarvi depression) of the Paleoproterozoic Kuusamo greenstone belt [Afanasyeva et al., 2004]:

1 – Suisarian: basalts, picrobasalts, volcanic breccia, mafic lava with thin tuff intercalations; 2 – Ludicovian: siltstones, aleuropelites, tuffs, tuffaceous siltstones, carbonaceous and coaly shales, limestone and dolomite interbeds; 3, 4 – Jatulian: 3 – basalts, porphyrites, tuff interbeds; 4 – sandstones, quartzitic sandstones, arkoses, quartz conglomerates quartzites, siltstones, dolomites; 5 – Sumian-Sariolian: Sariolian andesites, andesite-basalts, tuffs, tuffaceous conglomerates, tuffo-breccia, Sumian quartz porphyry, Sumian keratophyes; 6 – amphibole, biotite-amphibole schists, amphibolites; 7 – gneisses, granite-gneisses; 8 – hyperbasic rocks; 9 – diabases and gabbro-diabases; 10 – layered peridotite-gabbro-norite intrusions; 11 – microcline, plagiomicrocline granites; 12 – plagiogranites; 13 – boundaries of structural (structural-metallogenic) zones: I – marginal, II – intermediate, III – central; 14 – gold deposits (a), gold-uranium occurrences (b), uranium occurrences (c) (1 – Apajärvi, 2 – Alim-Kursujärvi, 3 – Alakurtti, 4 – Lagernoe, 5 – Ozernoe, 6 – Kvarzevoe, 7 – Sieppi, 8 – Isosieppi, 9 – Kautio, 10 – Aljbit-1, 11 – Heykinvaara, 12 – Ristaniemi, 13 – Korpela, 14 – Suvalampi); 15 – large structures: Synclines – Sovajärvi (1), Paanajärvi (4); anticlines – Raaku-Tunturi (2), Mänty-Tunturi (3), Minavaara (5); 16 – faulting: Nivajärvi (1), East Kuolajärvi (2), Tsentralny (3), West Kuolajärvi (4), Savojarvi (5), Paanajärvi (6), Olanga (7)

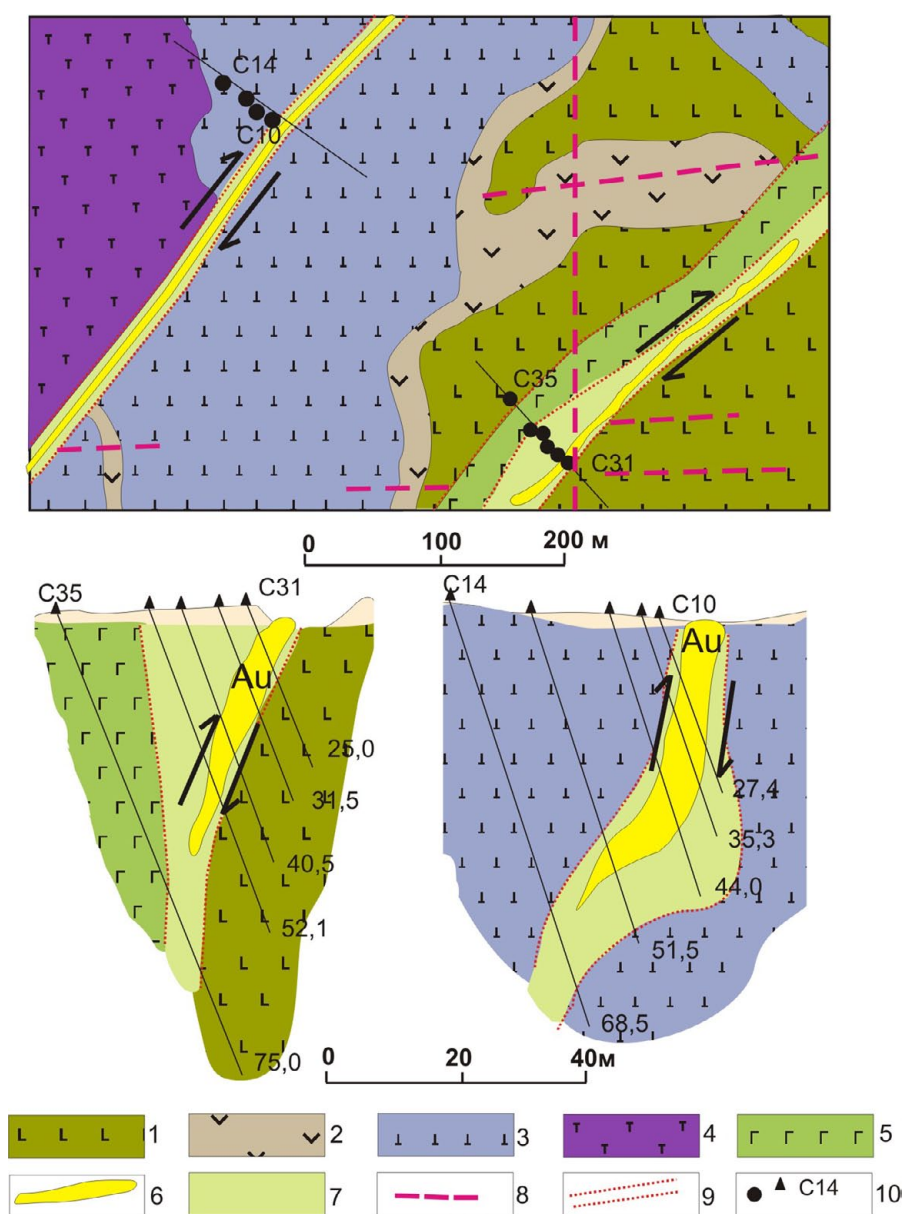


Рис. 4. Схема геологического строения золоторудного месторождения Майское [Безруков, 1989]:

1 – metabasalts; 2 – tuffaceous schists; 3 – melanocratic metabasalts; 4 – apopyroxenitic rocks; 5 – metagabbro; 6 – auriferous quartz veins; 7 – cataclasites and blastocataclasites (beresite-propylite and gumbeite-series metasomatic rocks in a shear-zone); 8 – tectonic dislocations; 9 – contours of metasomatic alterations near veins; 10 – drilled boreholes

Fig. 4. Scheme showing the geological structure of the Maiskoye gold deposit [Bezrukov, 1989]:

1 – metabasalts; 2 – tuffaceous schists; 3 – melanocratic metabasalts; 4 – apopyroxenitic rocks; 5 – metagabbro; 6 – auriferous quartz veins; 7 – cataclasites and blastocataclasites (beresite-propylite and gumbeite-series metasomatic rocks in a shear-zone); 8 – tectonic dislocations; 9 – contours of metasomatic alterations near veins; 10 – drilled boreholes



Рис. 5. Частично выработанная золотоносная кварцевая жила № 1 месторождения Майское  
 Fig. 5. Partly worked-out auriferous quartz vein No. 1 of the Maiskoye deposit

расположенными в 240–250 м друг от друга (рис. 4) и прослеживающимися по простиранию на 2,5 и 3,8 км. Протяженность жил в пределах месторождения – 250–300 м по простиранию, ~60–80 м по падению. Морфология жил пластинообразная линзовидная, местами четковидная с раздувами и пережимами.

Оруденение золото-кварцевого малосульфидного типа ассоциируется с мелкозернистым гранулированным кварцем. Содержание рудных минералов 0,5–1 %, в отдельных гнездах – 3–5 % [Безруков, 1989; Сафонов и др., 2001; Нерадовский, 2010; Иващенко, Голубев, 2011]. Продуктивной является золотоносная теллуридно-галенитовая минеральная ассоциация. Золото встречается в виде чешуек, дендритов, тетраэдрических кристаллов, изометричных и ксеноморфных выделений размером 0,01–1,5 мм (рис. 6), а также микронных зерен. Пробность преобладающей части крупного золота – 840–960 ‰, мелкого, часто ассоциирующегося с зигенитом, гораздо ниже – вплоть до электрума.

Согласно результатам изотопных ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{34}\text{S}$ , Pb) исследований [Сафонов и др., 2001], гидротермальные флюиды, сформировавшие кварцевые жилы и рудную минерализацию, имели магматическое и метаморфогенное

происхождение, а источник рудного вещества, вероятно, был мантийным. Время формирования оруденения, определенное Re-Os методом, по золоту самородному и халькопириту –  $397 \pm 15$  млн лет [Бушмин и др., 2013]. Это, вероятно, связано с термальным воздействием девонского щелочного интрузива Саланлатва, расположенного в 16 км к северу от месторождения.

Содержание золота в рудах месторождения Майского – крайне варьирующее, от следов до сотен г/т. Элементы-спутники золота – Cu (до 1 %), Pb (до 0,3 %), Ag (0,008 %), As (0,015 %), Sb, Bi, Mo, W. Руда легкообогатима, свыше 90 % золота извлекается гравитационным способом. Запасы по  $\text{C}_2$  до глубины 30 м – 196,8 кг при среднем содержании Au 7,625 г/т. Прогнозные ресурсы – 537 кг  $\text{P}_1 + \text{P}_2$ .

В Куолаярвинской структуре известно значительное число проявлений с комплексным благороднометалльным оруденением (Au, Pt, Pd, U), имеющим признаки как орогенного мезотермального типа, так и железооксидного с медью и золотом (IOCG) – Алакуртти, Алим-Курсуярви и др. (рис. 3).

Ряд комплексных благороднометалльно-урановых проявлений в Пана-Куолаярвинской структуре (Озерное, Лагерное и др.) имеют

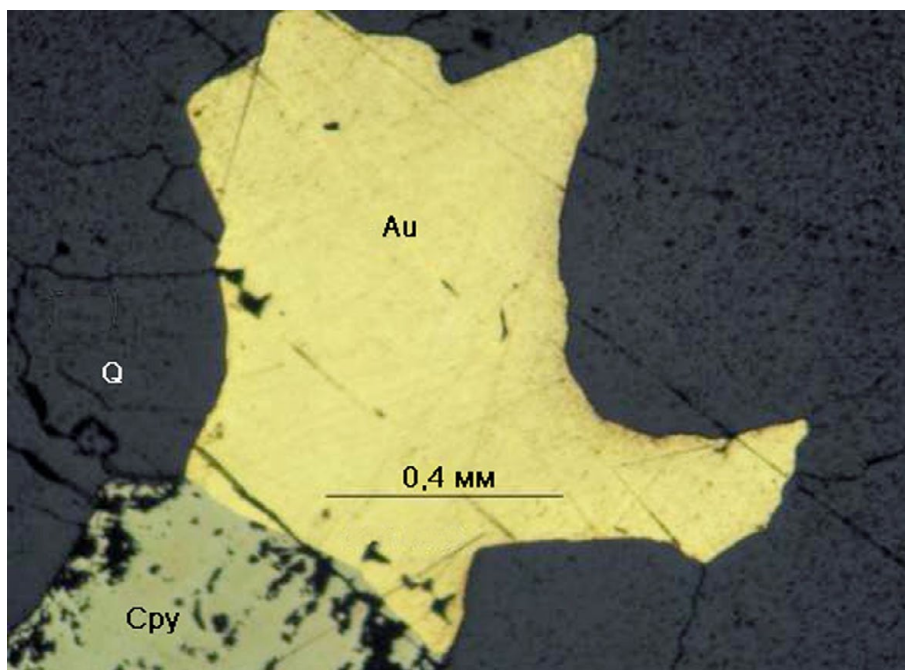


Рис. 6. Золото самородное в рудах месторождения Майское [Нерадовский, 2010]

Fig. 6. Native gold in ores from the Maiskoye deposit [Neradovsky, 2010]

повышенное содержание молибдена (до 0,2–0,3 %). При этом молибденит характеризуется аномально высокими концентрациями рения (до 1,2 %) и селена (до 15 %), впервые установленными А. А. Калининым [Калинин и др., 2014] и подтвержденными нашими исследованиями. Данное обстоятельство раскрывает новые металлогенические перспективы Пана-Куоляярвинской структуры.

На продолжении Лапландского ЗП в Карелии [Pankka, Vanhanen, 1989] в зоне сочленения Карельской и Беломорской провинций (рис. 1) по состоянию изученности известно несколько незначительных по размерам золоторудных проявлений [Минерально-сырьевая..., 2005 и др.], по своим особенностям в большинстве своем отвечающим мезотермальному орогенному типу. Они локализованы в Шомбозерской (пр. Дмитрия, Шуоярви, Ожиярви) и Лехтинской (100 × 50 км) структурах (рис. 1), которые по строению разреза и составу слагающих их пород (верхнеятулийские и людиковийские лавы базальтов с горизонтами туфогенных образований и ассоциирующихся с ними карбонатных пород, силицитов, железистых осадков, графитистых алевролитов, с силлами и дайками габбродолеритов и дифференцированных габбро-перидотитовых интрузий) сопоставимы с палеопротерозойскими зеленокаменными структурами Финляндии. В пределах Лехтинской структуры выявлено более двух десятков

проявлений золота с содержанием до 2–4 г/т, не представляющих практического интереса [Леонтьев и др., 2003; Иванов и др., 2010]. Большинство из них относится к орогенному мезотермальному типу (Вильямлампи, Муезеро, Колгеваара, Хохлозеро, Поворотное, Маслозеро, Шавля, Тунгудское, Пайозеро и др.).

Рудопроявления в кварцевых конгломератах Железные Ворота, Риговаракка, Нигалма, Когу, Чурож, Лобашручей также имеют признаки тектонического контроля, приурочиваясь к зонам расчленения с интенсивным проявлением серицитизации, хлоритизации и пиритовой минерализации (1–10 %), сопровождаемой золотом. На рудопроявлении Железные Ворота содержание Au в полимиктовых конгломератах – 0,1–2,0 г/т, в кварцевых конгломератах – 0,01–1,0, до 6 г/т, в тектонических зонах с жильным прокварцеванием – 0,1–3,4 г/т. Сопутствующие элементы – U, Th, Zn, As, Bi. На рудопроявлении Нигалма содержание Au – до 0,1–3,0 г/т [Иванов и др., 2010 и др.].

По результатам последних геолого-поисковых работ в Лехтинской структуре [Иванов и др., 2010] наиболее перспективной на золото представляется ее западная краевая часть, в пределах которой выделяется Колгеваарско-Железноворотинский рудный узел, протягивающийся в субмеридиональном направлении на 25 км (возможно, и более) при ширине

3–4 км. Перспективными на промышленное золото малосульфидного кварцевого типа представляются участки широкого распространения метавулканитов кисло-среднего и среднего-основного состава с интенсивно проявленными низкотемпературными метасоматическими изменениями (березитизация, пропицитизация), а также рассланцеванием, катаклизмом и брекчированием в пределах сопряженных систем сдвиговых зон разного порядка. Прогнозные ресурсы золота для данного рудного узла определены по категории  $P_3$  в 32 т [Иванов и др., 2010].

В Беломорском мобильном поясе широкомасштабное проявление процессов комплексного (Au, Ag, PGM, Cu, Ni) архей-протерозойского рудогенеза выявлено в породах чупинской толщи [Ручьев, 2001 и др.]. Свекофеннский структурно-метаморфический комплекс (разномасштабные зоны сдвиговых дислокаций и сингенетичных им диафторитов фации биотит-мусковитовых гнейсов) по совокупности признаков выделен в качестве потенциально золотоперспективного.

Еще раньше [Гинзбург, 1921] после обнаружения высокого содержания золота в беломорских «фальбандах» было начато изучение благороднометалльных проявлений в хетоламинской толще [Саморуков и др., 1985 и др.], продолженное работами ВСЕГЕИ [Петров и др., 2007; Шевченко и др., 2009], выделившими на Лоухской поисковой площади как наиболее перспективный Климовский рудный узел.

Климовский рудный узел характеризуется широким распространением горизонтов золото- и МПГ-содержащих метасоматитов, развитых по ортоамфиболитам и амфиболовым сланцам, являющихся, вероятно, гетерогенными образованиями, в том числе и измененными основными породами комплекса лерцолитов-габброноритов. Формирование метасоматитов, вероятно, связано со свекофеннской эпохой тектоно-термальной активизации (1,85–1,7 млрд лет) и контролируется протяженными зонами сдвиговых дислокаций [Петров и др., 2007; Шевченко и др., 2009]. Метасоматиты содержат рассеянную сульфидную вкрапленность (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, виоларит), иногда линзовидные обособления массивных колчеданных руд. Отмечаются также минералы благородных металлов – теллуриды и висмутотеллуриды палладия (меренскит, майчнерит, мончеит, котульскит), арсенид платины – сперрилит, родий- и палладийсодержащий кобальтин-герсдорфит. В пределах рудного узла выделено шесть согласно залегающих, протяженных (свыше

9 км) горизонтов рудоносных метасоматитов со средней мощностью 30 м, имеющих комплексную медно-никелевую (Ni – 0,28–0,5%, Cu – 0,26–1,0%) и золото-платино-палладиевую (Pd – 0,23–1,4 г/т, Pt – 0,16–0,3 г/т, Au – 0,3–0,6 г/т) специализацию.

По результатам технологических испытаний, выполненных в ОАО Институт «Гипроникель», рудоносные метасоматиты Климовского рудного узла являются бедными, но хорошо обогащаемыми благороднометалльными рудами [Петров и др., 2007].

Суммарные прогнозные ресурсы категории  $P_1+P_2$  по Климовскому рудному узлу составляют: Au – 36,4 т, Pt – 19,5 т, Pd – 27,9 т, Cu – 316 тыс. т, Ni – 340 тыс. т [Петров и др., 2007]. При проведении геолого-разведочных работ последующих стадий имеются высокие перспективы на перевод Климовского рудного узла в класс крупных большеобъемных комплексных (Cu, Ni, Au, МПГ) месторождений.

Кроме того, известные еще с начала прошлого века [Гинзбург, 1921] высокие концентрации золота (до 10 г/т) в измененных колчеданных рудах (фальбандах) Чупинской губы, частично подтвержденные более поздними исследованиями [Ахмедов и др., 2005], и выявленные ими же золото-сульфидные проявления в районе рудников Хетоламина, Чкаловский, Булка, несущие признаки оруденения мезотермального орогенического типа, свидетельствуют о возможном более широком проявлении данного типа оруденения в Беломорской провинции.

**Металлы платиновой группы.** Известно несколько перспективных рудопроявлений в расслоенных интрузивах Олангской группы (рис. 1), из которых Луккулайсваара является самым крупным (8 × 4 км) и наиболее хорошо изученным. В его пределах проведены поисково-съёмочные работы, а также детальные поиски на установленных здесь рудопроявлениях Надежда и Восточное КЗ, составлена геологическая карта м-ба 1:25 000 и 1:5000 [Клюнин, 1994 и др.]. Возраст массива Луккулайсваара по бадделеиту –  $2437 \pm 1$  млн лет [Барков и др., 1991].

В строении массива выделяется пять серий (зон): нижняя – краевая (20–30 м), ультраосновная (600–900 м), норитовая (1200–1800 м), габброноритовая (500–900) и габбровая (900–1000 м). Нижняя краевая серия изучена недостаточно. В ее составе преобладают тектонически измененные «закалочные» габбронориты.

Наиболее значительные концентрации МПГ установлены в зонах относительного обогащения сульфидами (халькопирит, пентландит,

пирротин, миллерит, пирит и др.), однако и в этих зонах общее их содержание редко достигает 1 об. %, и только в микрогабброноритах изредка отмечаются шпировидные обособления размером в первые десятки сантиметров, сложенные массивными и густовкрапленными сульфидными скоплениями.

Комплексное (Pd, Pt, Au, Ni, Cu) платино-металльное оруденение приурочено к норитовой серии дифференциатов и отличается необычайным разнообразием минеральных фаз и парагенезисов [Glebovitsky et al., 2001 и др.]. Кроме собственных минералов МПГ (более 20) в тесной ассоциации с ними встречаются минералы ряда кобальтин-герсдорфит с примесью родия и палладия, палладийсодержащий пентландит, гессит, электрум, самородное золото. Наиболее широкий спектр сульфидов и минералов МПГ отмечается в пегматоидных разновидностях микрогабброноритов.

В относительно повышенных количествах сульфиды и минералы МПГ отмечаются в нескольких горизонтах (рудных зонах) расслоенных серий массива Луккулайсваара, приуроченных к двум рудным уровням – Надежда и Критическая Зона, в пределах которых выявлено 7 рудопроявлений. Наиболее перспективными из них и по которым оценены прогнозные ресурсы категории  $P_1$  являются Надежда и Восточное Критической Зоны. Содержание МПГ в них достигает 1,5–2 и 20 г/т соответственно.

Разведочные работы проводила компания «Норит», оценка запасов и ресурсов МПГ+Au по выявленным перспективным рудным участкам массива Луккулайсваара, выполненная с участием ГУП РК «Северная ГРЭ», составила по категориям  $P_1+C_1+C_2$  74,3 т с содержанием  $\Sigma Pt, Pd, Au$  1,75 г/т.

Общие прогнозные ресурсы благородных металлов по Олангской группе проявлений составляют ( $P_1+P_2$ ) ~ 200 т, в т. ч. золота ~ 20 т [Голубев и др., 2010].

В Беломорской провинции к потенциально МПГ-никеленосным относятся раннепалеопротерозойские образования комплекса лерцолитов-габброноритов (2,4–2,45 Ма), возрастные и формационные аналоги расслоенных интрузивов Койлисмаа и Оланги. В породах комплекса обнаружены минеральные фазы всех шести платиноидов: сульфоарсениды Ru, Os, Ir, Rh (руарсит, платарсит, холлингвортит – иногда Pd-содержащие); арсениды, сульфоарсениды, сульфиды Pt (платарсит, сперрилит, брэггит), арсениды и арсено-антимониды Pd (гуанглинит, мертиитит). Главные минералы – сперрилит и сульфоарсениды Ru, Pt, Rh. В зонах, где магматические породы

преобразованы в гранатые и биотитовые амфиболиты, отмечаются ксеноморфные выделения средне-низкотемпературных висмутотеллуридов Pd и Pt (майченерит, меренскиит, мончеит), а тугоплавкие минеральные фазы платиноидов отсутствуют [Кнауф и др., 2007].

**Редкие металлы.** Широко распространены на территории Карелии проявления Ta, Nb, Be, Li относятся к двум рудно-формационным группам – пегматитовой и альбитито-грейзеновой [Иващенко, 2016]. Редкометалльные пегматиты имеют, как правило, комплексную рудную нагрузку, но с низкими содержаниями и незначительными ресурсами. Изредка встречаются жилы с очень высокими концентрациями редких металлов, сопоставимые с разрабатывавшимися в сопредельной Финляндии (Сомеро-Таммела), проведение прогнозно-металлогенической оценки которых представляется целесообразным. В первую очередь это проявления Аськиярви и Визиполуостров на севере Карелии (рис. 1), имеющие, по данным бороздового опробования, проведенного ФГУП «Невскгеология», высокое содержание редких металлов.

Редкометалльная минерализация отмечается также в породах Елетьозерского щелочно-габброидного массива и Тикшеозерских карбонатитах. В щелочных пегматитах и метасоматитах Елетьозера содержание редких металлов достигает (%): Nb – 0,5; Ta – 0,015; Y – 0,5; La – 0,1; Ce – 0,3; Hf – 0,03; Zr – 1; Be – 0,3 [Минерально-сырьевая..., 2005]. В титаномагнетитовых рудах отмечается устойчиво повышенное содержание ниобия (~100 г/т), а во вмещающих их клинопироксенитах – скандия (30–40 г/т).

**Редкоземельно-скандиевые гранатые проявления Беломорья.** В качестве нетрадиционного перспективного комплексного источника Sc и  ${}^Y P_3 M$  предложен [Ручьев, 2017] порообразующий метаморфогенный минерал пиральспитовый гранат. Установлено, что гранату из метаморфических сиалических и некоторых мафических пород свойственно промышленное содержание  $Sc_2O_3$  (145–521 г/т) и высокоперспективный состав сопутствующих РЗМ (содержание их оксидов – 245–608 г/т, доля  ${}^Y P_3 M$  – более 85,5 %). Прогнозные ресурсы скандия на некоторых гранатых объектах, оцененные с использованием опубликованных сведений о МСБ граната и новых данных о содержании в нем РМ, варьируют в диапазоне 0,7–695 т  $Sc_2O_3$  и соразмерны запасам мелких месторождений ( $Sc_2O_3 < 1$  тыс. т). Ресурсный потенциал пространственно сближенных и геологически сходных объектов кемско-беломорской группы



(не менее 1044 т  $\text{Sc}_2\text{O}_3$ ) отвечает рангу среднего по запасам месторождения.

Известные в Карелии и на Кольском полуострове многочисленные месторождения и проявления пиральспитового граната, наряду с бадделейтом Ковдорского фоскорит-карбонатитового комплекса (среднее содержание  $\text{Sc}_2\text{O}_3$  – 0,08 мас. %, прогнозные ресурсы  $\text{Sc}_2\text{O}_3$  – 420 т [Калашников и др., 2017]) могут рассматриваться как основа МСБ для организации и развития скандиевой промышленности в СЗ части АЗРФ.

## Неметаллические полезные ископаемые

### *Беломорская провинция*

Основной генетический тип месторождений Беломорской провинции определяется эндогенными процессами пегматитогенеза, проявленными в условиях диафореза и связанного с ним метасоматоза гнейсов, амфиболитов и мигматитов беломорского структурно-формационного комплекса. Промышленные минералы (мусковит, гранат-альмандин, микроклин, плагиоклаз, кварц, кианит, корунд), состоящие практически только из петрогенных макроэлементов, сформированы как минеральные месторождения и проявления промышленного значения в свекофеннский тектоно-магматический цикл.

**Мусковит.** Представляет собой самый распространенный гидроксил- и фторсодержащий алюмосиликат. Как источник сырья для различных отраслей промышленности он традиционно делится на два вида – листовый и мелкозернистый (пластины площадью 4 см<sup>2</sup>).

Во второй половине XX века поисково-разведочные мероприятия позволили создать современную сырьевую базу для ГОК «Карелслюда», выпускавшего более половины отечественного мусковита. Попутно из пегматитов извлекался кварц и полевошпатовое сырье.

Коренное изменение конъюнктуры мирового слюдяного рынка в 90-х годах XX в. привело к ликвидации инфраструктуры горнодобывающей промышленности и системы геологического обеспечения с необратимыми социальными последствиями, к пересмотру сырьевых стандартов и, наконец, к переориентации промышленных интересов на дефицитную чешуйчатую маложелезистую слюду и поискам ее рентабельных месторождений. Интенсивная разработка месторождений слюды началась в 30-е годы. В настоящее время известно 34 месторождения, но ни одно из них не эксплуатируется [Малов, Щипцов, 2016].

Области использования мусковитовых концентратов следующие: наполнители пластмасс, пигментов, в электродах для дуговой сварки, органосиликатных материалах, для влагозащитных и электроизоляционных покрытий и заливочных компаундов в электронной промышленности, в лакокрасочной и резиновой промышленности, в производстве слюдобумаг.

**Керамические пегматиты.** В настоящее время, не считая поставку малообъемных партий керамического сырья, месторождения в Северной Карелии (Лоухский район) фактически не разрабатываются [Минерально-сырьевая..., 2006].

Добыча керамического сырья была начата на севере Карелии с 1924 г. Основным эксплуатируемым месторождением являлось месторождение Хеталамбина. Это месторождение представлено жильными керамическими пегматитами, образованными в связи со свекофеннской активизацией Беломорской подвижной области. Вмещающими породами пегматитов являются гнейсы, гнейсо-граниты и амфиболиты мезоархей. К основным породообразующим минералам относятся микроклин – 65,2–95,8 %, плагиоклаз – 1,5–10,2 %, кварц – 1,7–11,2 %, мусковит – 0,1–1,6 %, биотит – 0,1–2,6 %. Второстепенные и акцессорные минералы: магнетит, сфен, циркон, кианит, пироксен, анатаз, турмалин, гранат, амфибол, ортит, карбуран, монацит [Минерально-сырьевая..., 2006]. Полевошпатовым сырьем керамических пегматитов месторождения Хеталамбина являются микроклин и микроклиновый пегматит, содержание которых колеблется от 28 до 76 % от общей пегматитовой массы. Имеются резервные участки – Ураккозерская и Кивгубская жильные зоны с прогнозными запасами 4,8 млн т.

**Кварц.** Все учтенные госбалансом РФ разведанные запасы кварца в Республике Карелия связаны со слюдяными и слюдяно-керамическими пегматитами Беломорской слюдоносной формации [Минерально-сырьевая..., 2006]. Кварц обособляется в виде блоков и слагает ядерные части пегматитовых жил в месторождениях и проявлениях (Малиновая Варакка, Большая Панфилова Варакка, Слюдяной Бор, Плотина, Хеталамбина, Тэдино, Станционное, Карельское, Слюдозеро, им. Чкалова, Никонова Варакка и др.) (рис. 1). Молочно-белый кварц пегматитовых жил характеризуется высоким качеством. Кварцевый концентрат, полученный из этого сырья, пригоден для производства кварцевой керамики, плавки прозрачного кварцевого стекла, варки высококачественного

многокомпонентного оптического стекла и синтеза искусственных кристаллов кварца [Минерально-сырьевая..., 2006].

Результаты аналитических исследований и технологических испытаний проб кварца этой группы месторождений показали, что состав и содержание минеральных примесей, их соотношение с кварцем позволяют применить эффективные способы обогащения сырья с целью получения кварцевой крупки необходимого качества для продукции различного целевого назначения, отвечающей требованиям ТУ 21-РСФСР-560-77 и ГОСТ 8680-73. Жильный кварц месторождений Северной Карелии может также частично заменить горный хрусталь III сорта (ОСТ 41-01-152-79). Содержание газо-жидких включений в жильном кварце данного типа ограничивает сферу его применения.

Прогнозные ресурсы на перспективных участках Беломорской провинции [Данилевская и др., 2004]: участок Пиртозеро – по кат.  $P_1+P_2$  435 тыс. т, глубина оценки 50 м, удельная рудоносность 1500 т/км<sup>2</sup>; Хутор Половина – по кат.  $P_2$  30 тыс. т, глубина оценки 20 м, удельная рудоносность 833 т/км<sup>2</sup>; район Шуерцекого – по кат.  $P_2$  39,7 тыс. т, глубина оценки 20 м, удельная рудоносность 418 т/км<sup>2</sup>; галечный тип – Кювиканда – по кат.  $P_2$  11 тыс. т, глубина оценки 3 м.

**Кианит.** Литостратиграфический фактор отражает приуроченность интенсивного кианитообразования к метаморфитам Чупинского парагнейсового комплекса. При этом вещественный состав в наибольшем своем объеме определился на ранней стадии становления, а в дальнейшем на формирование структурно-текстурных особенностей и минерального состава пород оказали влияние наложенные процессы, среди которых ведущая роль отводится метаморфизму высокобарического кианитового типа (фациальная серия  $B_2 - B$ , по В. А. Глебовицкому [1973]). В составе данного комплекса присутствуют метаморфические разновидности широко распространенных глиноземистых гнейсов, для которых установлена последовательность их образования в едином генетическом ряду на всем протяжении развития ареала глиноземистых гнейсов от Неблогоры на северо-западе (Кольский полуостров) до губы Поньгомы на юго-востоке (западное Беломорье, Карелия) [Огородников и др., 2013].

**Гранат.** На территории АЗРК отмечается определенная закономерность размещения проявлений потенциально промышленного граната. Особенностью Беломорского подвижного пояса является то, что гранат здесь выступает в качестве распространенного

породообразующего минерала. Гранатовые проявления в его пределах относятся к метаморфогенному классу месторождений, образование которых определяется условиями амфиболитовой фации метаморфизма кианитового или кианит-силлиманитового типа. Особенно благоприятны условия метаморфизма средних температур и высоких давлений. Значительную роль играет также метасоматоз кислотной стадии кианит-мусковитовой и кварц-мусковитовой фаций [Щипцов и др., 2009].

По составу пород субстрата выделяются два типа гранатовых проявлений – в амфиболитах и высокоглиноземистых гнейсах чупинской свиты. К первому относятся Нигрозери, Южно-Керетское, Левин Бор, Энгозерское (участок Гранатовый), Дядина Гора, ко второму – Западная Плотина, северный берег оз. Варацкого, Слюдозери, Удинское, Кузостровское, Слюдяной Бор, Кузостров, Кислячиха, Кужручейское, Тербеостров, Солохина Луда, Еловый Наволок, Югра-Наволок [Щипцов и др., 2009] (рис. 1).

Месторождение Тербеостров представляет собой овальной формы высоту, вытянутую по азимуту СВ-30° свыше 900 м при ширине 80–300 м. Участок возвышается над уровнем окружающего обширного болота на 10 м, имея наивысшую абсолютную отметку 19,7 м. Содержание граната в амфиболитах варьирует от 2 до 12 %, редко встречаются наиболее пегматизированные участки, где его содержание достигает 30 %. Наиболее распространены порфиробластические амфиболиты с содержанием граната около 2 %. Минеральный состав: роговая обманка, плагиоклаз, кварц, гранат, биотит, рудный минерал, эпидот, сфен, рутил, апатит.

К гранатовым амфиболитам приурочены зоны гранат-амфибол-слюдяных пород – жедрититов и слюдитов, выделенных на месторождении В. С. Артамоновым и Н. А. Игнатьевым в 30-е годы. Породы, состоящие на 30–50 % из граната, представлены узкими длинными полосами, расположенными внутри гранатовых амфиболитов или на контакте амфиболитов со сланцами. Размеры гранатов в этих породах обычно наиболее крупные и колеблются от 2 до 25 см в поперечнике. Месторождение комплексное – гранат и кианит.

За рубежом технические гранаты широко используются в качестве абразивов, сорбентов, в станках для резки металлов.

**Анортозиты.** Котозерский массив размещен на площади развития образований беломорского комплекса Беломорского подвижного пояса (рис. 1) и сложен в основном светло-серыми и белыми сланцеватыми метаанортозитами,

окруженными повсеместно оболочкой черно-зеленых сланцеватых гранатовых амфиболитов. Среди метаанортозитов изредка отмечаются участки, сохранившие магматическую структуру. В краевых частях метаанортозиты сильно рассланцованы и превращены в плагиосланцы. Внутри массива встречаются мелкие линзы и жилородоподобные тела мелкозернистых сланцеватых диопсид-гранатовых амфиболитов.

Геолого-технологические исследования показали принципиальную возможность обогащения анортозитов с получением плагиоклазового (лабрадоритового) концентрата высокого качества [Шипцов и др., 2004].

Предварительные расчеты прогнозных ресурсов предполагают, что запасы достаточны для организации добычи с годовой производительностью карьера до 100 тысяч тонн и более.

### *Карельская провинция*

**Алмазы.** В арктических районах Карелии к перспективным на алмазы относится Соколовская площадь (рис. 1). В 80-е годы прошлого века здесь были выявлены алмазы в четырех малообъемных (около 0,5–1,0 м<sup>3</sup>) и одной рядовой (~0,02 м<sup>3</sup>) шлиховых пробах, отобранных из водно-ледниковых, моренных и флювиогляциальных отложений [Клюнин, 1994]. Зерна алмазов размерностью 0,03–1,0 мм, имеющие форму октаэдров и додекаэдров, характеризуются слабой и средней окатанностью. Из минералов – спутников алмаза установлены пироп, хромдиопсид и хромшпинелиды. Канадская компания Дия Мет Минералз ЛТД завершила пять перспективных магнитных аномалий, но положительные результаты пока не достигнуты. Прогнозные ресурсы по Соколовской площади составляют 12 млн карат [Клюнин, 1994].

**Кварц.** Проведенные структурные и минералого-технологические исследования кварца на примере месторождения Майское показали, что помимо структурной химической чистоты (по данным исследований ЭПР) он характеризуется высокой однородностью внутреннего строения (индекс кристалличности – 7,5–8), низкой газонасыщенностью, что говорит об уникальной химической чистоте самого кварца. Сопоставление термоактивированных образцов кварца показывает наличие по крайней мере двух систем глубоких трещин, приводящих к дезинтеграции кварца на разновеликие по размеру зерна, обеспечивая снижение энергоемкости процессов измельчения [Скамницкая и др., 2016]. Для интенсификации процессов очистки изучено изменение качества

кварца при направленном воздействии силовыми полями, что позволило получить концентрат высокой чистоты с содержанием примесей не более 25 ppm.

Ниже приводятся данные по прогнозным ресурсам на перспективных участках Карельской провинции АЗРК [Данилевская и др., 2004]: жильный кварц – участок Рухнаволоок, жилы 1, 3, 7, 8 – по кат. P<sub>1</sub> 0,5 тыс. т, глубина оценки 10 м, удельная рудоносность 1500 т/км<sup>2</sup>, жила 12 – по кат. P<sub>2</sub> 10 тыс. т, глубина оценки 30 м; участок дер. Тухкала – по кат. P<sub>2</sub> 32 тыс. т, глубина оценки 10 м, удельная рудоносность 1500 т/км<sup>2</sup>; кварцитовый тип оруденения – участок Степаново озеро – Рябовара, Степаново озеро – по кат. P<sub>1</sub> 20 тыс. т, глубина оценки 10 м, в целом по участку P<sub>2</sub> 175 тыс. т, глубина оценки 20 м (рис. 1).

### **Хизоваарское рудное поле**

Хизоваарская структура (рис. 7) Северо-Карельского зеленокаменного пояса относится к реперу геологических процессов. Здесь особое минерагеническое значение имеют породы, относимые по содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к умеренно- и высокоглиноземистым [Хизоваарское..., 1988]. Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм неоархейских комплексов сопровождается формированием метаморфогенных рудообразующих систем. Продуктивные метасоматиты, развитые по породам как кислого, так и основного состава, представлены кианитовыми и мусковитовыми кварцитами. С ними связано образование промышленных минералов (кианит, мусковит, кварц, гранат, ставролит). Установлена полигенность и полихронность докембрийских толщ и выделены метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический и метасоматический природные типы руд, образованные в условиях гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфации с переходом к ставролит-жедрит-кианитовой и гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации кианит-силлиманитовой фациальной серии B<sub>2</sub> по В. А. Глебовицкому [1973].

Экспериментальные данные по изучению устойчивости алюмосиликатов в условиях меняющейся кислотности-щелочности и при различных температурах и давлениях объясняют появление неоднотипных парагенезисов высокобарических минералов.

В метаморфических породах Хизоваарской структуры развиты кислые и основные метасоматиты, образованные при средних температурах (450–600 °С) и высоких давлениях (5–8 кбар), определенные В. А. Глебовицким

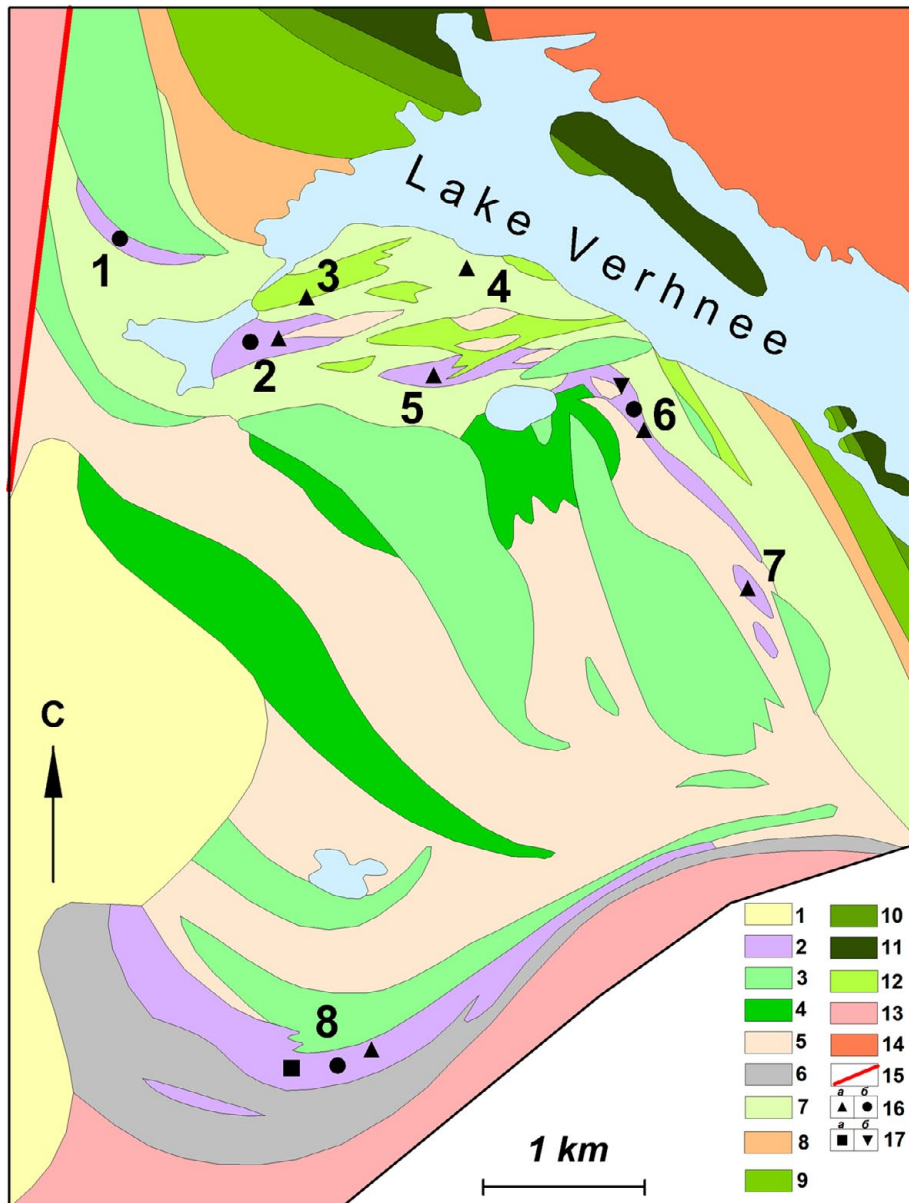


Рис. 7. Схема геологического строения Хизоваарского рудного поля. Составители В. В. Щипцов и Н. И. Щипцова, 2015 г.:

1 – четвертичные отложения; 2 – метасоматиты стадии кислотного выщелачивания; 3 – базальтовые лавы подушечного типа, силлы ультрабазитов; 4 – фельзитовые туфы, лавобрекчи; 5 – метадациты и метариолиты; 6 – силлы габбро; 7 – осадочно-вулканогенные и терригенные метаосадки; 8 – метаандезиты, гипербазитовые бониниты и базальты; 9 – мета-железистые базальты; 10 – бонинитовые серии метавулканитов; 11 – магниевые базальты с телами перидотитовых кумулатов. Интрузивные и субвулканические породы: 12 – тела субвулканитов от мафитов до фельзитов; 13 – диориты и гранодиориты; 14 – микроклиновые граниты; 15 – тектонические дислокации; 16 – промышленные минералы: а) кварц; б) кианит; 17 – промышленные минералы: а) мусковит; б) гранат. Цифрами на рис. обозначены рудопоявления: 1 – кварциты (кварц), 2, 3 – метаморфогенные кианитовые руды, 4 – метасоматические кианитовые руды с пиритом и графитовой минерализацией, 5 – метасоматические кианитовые руды с пиритом, 6 – метасоматические кварц-мусковитовые руды с кианитом, 7 – метасоматические кианитовые руды, 8 – метасоматические гранатовые руды с кианитом, ставролитом и кварцем

Fig. 7. Scheme showing the geological structure of the Khizovaara Ore Field. Compiled by V. V. Shchiptsov & N. I. Shchiptsova, 2015:

1 – Quaternary rocks; 2 – metasomatic rocks at an acid leaching stage; 3 – basalt lava of pillow type, ultrabasic rock sills; 4 – felsic tuffs, lava-breccia; 5 – metadacites and metarhyolites; 6 – gabbro sills; 7 – sedimentary-volcanic and terrigenous metasediments; 8 – metaandesites, hyperbasic boninites and basalts; 9 – metaferrous basalts; 10 – boninite series of metavolcanics; 11 – Mg-rich basalts with peridotite cumulate bodies. Intrusive and subvolcanic rocks: 12 – subvolcanic mafic to felsic rock bodies; 13 – diorites and granodiorites; 14 – microcline granites; 15 – tectonic dislocations; 16 – industrial minerals: a) quartz; b) kyanite; 17 – industrial minerals: a) muscovite; b) garnet. Ore occurrences are indicated by numbers: 1 – quartzites (quartz), 2, 3 – metamorphogenic kyanite ore, 4 – metasomatic kyanite ore with pyrite and graphite mineralization, 5 – metasomatic kyanite ore with pyrite, 6 – metasomatic quartz-muscovite ore with kyanite, 7 – metasomatic kyanite ore, 8 – metasomatic garnet ore with kyanite, staurolite and quartz

и С. А. Бушминым как хизовариты – глубинные аналоги скелей [Глебовиций, Бушмин, 1983]. Среди пород Хизоваарского рудного поля локализованы три типа природных руд (промышленные минералы) – метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический и метасоматический, каждый из которых имеет свои морфогенетические особенности. Они различаются по минеральному, гранулярному составу и характеру сростаний.

Кислотные метасоматиты Хизоваарской структуры по всей площади формировались в условиях кварц-кианитовой и кварц-мусковитовой фаций метасоматоза средних температур и повышенных давлений с высокой активностью летучих, что приводит к устойчивости других минералов, например пирита и турмалина. Метасоматиты являются следствием различной подвижности компонентов и изменения минеральной системы, где большую роль играли процессы природного обогащения.

Хизоваарское месторождение кианитовых руд. Кианит входит в структурно-полиморфную  $Al_2SiO_5$  силлиманитовую группу минералов. Важным его практическим свойством является переход в муллит, относящийся к этой же группе минералов. На образование кианитовых руд доминирующее влияние оказал метаморфизм раннего этапа проявления в условиях гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфации с переходом к ставролит-жедрит-кианитовой и гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации кианит-силлиманитовой фациальной серии  $B_2$  по В. А. Глебовицкому [1973], когда в исходных алюмосиликатных породах кианит формируется как один из главных породообразующих минералов. В благоприятной обстановке (при содержании глинозема в первичной породе более 24 %) формируются значительные скопления кианита. В характере проявления и типе парагенезисов регрессивной стадии отражена специфика условий метаморфизма повышенных давлений, что способствовало проявлению выщелачивания компонентов [Бушмин, 1978]. Кислотные метасоматиты Хизоваары формировались в условиях кварц-кианитовой фации метасоматоза.

Кианитовые руды (рис. 8) Хизоваарского рудного поля относятся к промышленной сырьевой базе высокоглиноземистых пород России [Огородников и др., 2012] (рис. 1 и 7). Для промышленного кианита требуется содержание  $Al_2O_3$  не менее 54 % и  $SiO_2$  не более 42 %, с максимальными значениями по  $Fe_2O_3$  не более 1 %,  $TiO_2$  не более 2 %, а также  $CaO$  и  $MgO$  не более 0,1 % каждого. Данный объект наиболее подготовлен к его освоению. В настоящее время

месторождения кианита в России не разрабатываются. В карьере Южной линзы производилась опытная добыча кианитовой руды. Руды с игольчатым кианитом составляют 91 % всего объема. Содержание кианита – 10–25 %, кварца – 75–85 %, мусковита – 0,5–1 %. Линзообразное тело имеет длину 950 м при мощности 80–100 м [Хизоваарское..., 1988].

Кианит – перспективное сырье для производства огнеупоров. При сравнительных испытаниях в ВИАМ (Москва) установлено, что керамические формы из карельского кианита для литья турбинных лопаток самолетных и ракетных двигателей после обжига при температуре  $1060^\circ$  обладают достаточной прочностью, превосходя в три раза прочность подобных материалов, где использовался украинский кианит-силлиманит [Демонис и др., 1990]. В настоящее время российские потребители применяют дорогостоящие огнеупоры отечественного производства с использованием электрокорунда, карбида кремния и циркона. В то же время карельский кианит может обеспечить потребности огнеупорной промышленности страны.

Месторождения кианитовых руд в России до сих пор не разрабатывались.

**Гранат.** Месторождение комплексных гранатовых руд «Высота-181» является примером структуры, состоящей из нескольких доменов различных метаморфических комплексов с наложенным кислотно-щелочным метасоматозом (рис. 1) и отражает многостадийность синтетектонических и метаморфо-метасоматических процессов, ответственных за формирование руд промышленных минералов, важнейшим из которых является гранат. Выделяются комплексные гранат-кианит-кварцевые, гранат-кианит-ставролитовые и кианит-кварцевые типы руд. Комплексность и особенности распространения промышленных минералов являются прямым следствием метасоматических процессов [Никифоров, 2017].

Гранатовый концентрат месторождения «Высота-181» может использоваться для получения шлифовальной шкурки (деревообработка), шлифовального зерна (шлифование деталей кинескопов), фильтрационного зерна (фильтрация и бактерицидная обработка питьевой воды) и в других направлениях. На опытном абразивном заводе в Санкт-Петербурге на основе карельского гранатового продукта была изготовлена шлифовальная шкурка, которую успешно испытали на мебельной фабрике «Ладога».

Предлагается двухэтапный план освоения месторождения. Первый этап – доизучение



а



б

Рис. 8. Морфологические типы кянитовых руд месторождения Южная Линза: а – крупноигльчатый кянит; б – радиально-лучистый кянит

Fig. 8. Morphological types of kyanite ores of the Yuzhnaya Lense deposit: a – elongate thinly-acicular kyanite aggregates; б – radiate-fibrous kyanite

месторождения с организацией опытной добычи. Объем добываемой рудной массы может рассматриваться на уровне 2000–2500 т/год, что обеспечивает выпуск гранатового концентрата на уровне 300 т/год с использованием модульной обогатительной установки. Второй этап – ввод в эксплуатацию обогатительной фабрики в пос. Сосновый производственной мощностью до 50 тыс. т/год по руде [Щипцов и др., 2009]. Руды месторождения выходят на дневную поверхность. Обработка предполагается открытым способом. На территории России эксплуатируемых месторождений граната нет.

**Мусковит.** Месторождение маложелезистого мелкочешуйчатого мусковита «Межозерное», расположенное в восточной части Хизоваарской структуры (рис. 1), характеризуется последовательным формированием в ходе метасоматического процесса руд кянит-кварцевого, гранат-кянит-кварцевого, кварц-мусковитового и кянит-мусковитового состава.

Руды этого объекта, благодаря низкому содержанию примеси железа и высоким технологическим свойствам мусковита, являются уникальным сырьем для производств различного назначения. Обоснована технология извлечения кварца из этих комплексов. В России пока аналогов нет. Слюда-мусковит относится к тем видам минерального сырья, конъюнктура которого на мировом рынке зависит от научно-технического прогресса в экономике стран и потребителей, а минерально-сырьевая база имеет тенденцию интенсивного развития [Щипцов и др., 2003].

### Щелочно-ультраосновная формация

В состав протерозойской щелочно-ультраосновной формации АЗРК входят Еletzозерский и Тикшеозерский массивы (рис. 9).

Еletzозерский массив представляет собой эллипсоидальное в плане интрузивное тело площадью около 100 км<sup>2</sup>, вытянутое в субмеридиональном направлении. Его западное продолжение срезано крупным разломом, так что первоначальные размеры массива были существенно больше. Строение Еletzозерского массива концентрически-зональное, невыдержанное как в плане, так и на глубину. Краевая часть сложена габброидами и комплексными им породами, центральная – нефелиновыми сиенитами (рис. 9). Габбровая часть массива прорывается дайками диабазов, спессартитов, щелочных пегматитов, сиенит-порфиров и бостонитов, концентрирующихся главным образом вокруг сиенитового ядра. Массив прорывает архейские гранито-гнейсы, ТТГ-серии, а также раннепалеопротерозойские микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты [Богачев и др., 1963]. Время формирования интрузива составляет  $2080 \pm 30$  млн лет (U-Pb, циркон, SHRIMP-II) [Шарков и др., 2015], т. е. он является древнейшим на сегодняшний день проявлением титаноносного щелочного магматизма на Карельском кратоне.

Бимодальный Еletzозерский комплекс образован двумя главными интрузивными фазами, разделенными внедрением даек долеритов и лампрофиров (преимущественно спессартитов) [Богачев и др., 1963]. Наиболее поздние образования представлены жилами

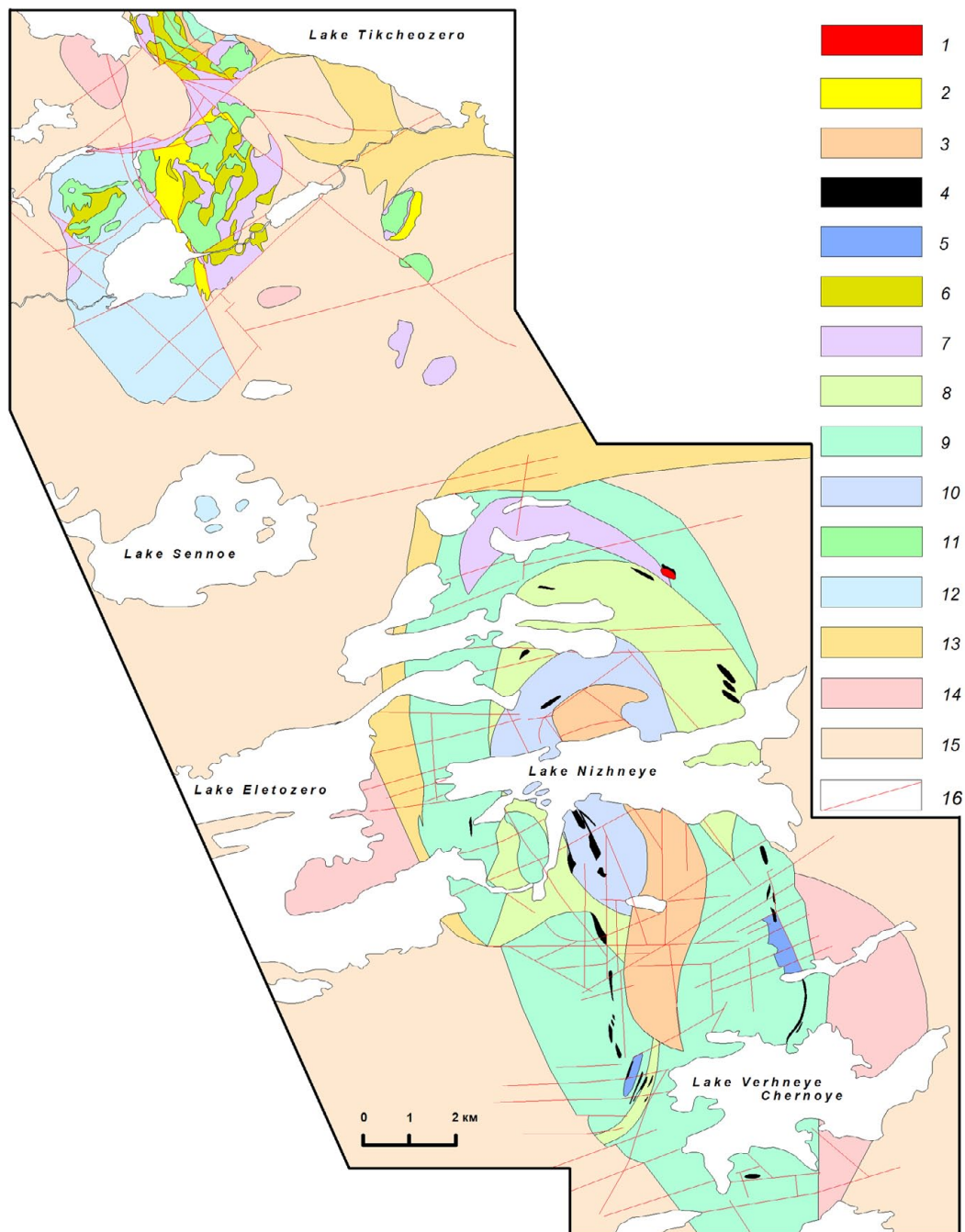


Рис. 9. Схема геологического строения Тикшеозерско-Елетьозерского УЩК. Составители В. В. Щипцов и Н. И. Щипцова, с использованием материалов А. И. Богачева, 1988:

1 – взрывная брекчия; 2 – карбонатиты; 3 – нефелиновые и щелочные сиениты; 4 – ильменит, титаномагнетитовые, магнетитовые руды; 5 – слюдястый перидотит ортоклазовое слюдястое габбро; 6 – уртиты, йолит-уртиты, йолиты, мельтейгиты; 7 – сидеронитовые пироксениты; 8 – среднезернистое полосчатое габбро; 9 – мелко-, средне- и крупнозернистое габбро; 10 – плагиоклазит, лейкократовое габбро, оливинное габбро, перидотит; 11 – пироксениты; 12 – оливинные пироксениты, оливиниты с титаномагнетитами, серпентинизированные оливиниты и серпентины; 13 – биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты лопия; 14 – плагиомикроклиновый и микроклиновые граниты (палеопротерозой); 15 – граниты, тоналиты, диориты (архей); 16 – тектонические нарушения

Fig. 9. Scheme showing the geological structure of the Tikshezero-Yeletzero UAC. Compiled by V. V. Shchiptsov & N. I. Shchiptsova using A. I. Bogachev's data, 1988:

1 – explosive breccia; 2 – carbonatites; 3 – nepheline and alkaline syenites; 4 – ilmenite, titanomagnetite and magnetite ores; 5 – mica peridotite, orthoclase mica gabbro; 6 – urtites, ijolite-urtite, ijolites, melteigites; 7 – sideronitic pyroxenites; 8 – medium-grained banded gabbro; 9 – fine-, medium-grained and coarse-grained gabbro; 10 – plagioclaseite, leucocratic gabbro, olivine gabbro, peridotite; 11 – pyroxenites; 12 – olivine pyroxenites, olivinites with titanomagnetites, serpentinized olivinites and serpentinites; 13 – Lopian biotite and biotite-amphibole gneisses and amphibolites; 14 – plagiomicrocline and microcline granites (Paleoproterozoic); 15 – granites, tonalites, diorites (Archean); 16 – tectonic dislocations

и эруптивными брекчиями карбонатитов, в которых встречены ксенолиты пород обеих фаз. Для щелочных пород характерна обогащенность Ba, Sr, Nb и присутствие ряда минералов необычного состава: высокобариевых слюд (с содержанием BaO до 11 %) и полевых шпатов (до 32 % BaO), высокониобиевых титанитов (до 6,2 % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), шпинели с высоким содержанием герцининового минала, титаномагнетита с содержанием V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 1,5 %.

Тикшеозерский массив площадью около 24 км<sup>2</sup> представляет собой субмеридионально вытянутое чашеобразное тело, разбитое на три крупных блока – Тикшеозерский, Центральный и Шапкоозерский, сложенных пироксенитами, оливинитами, ийолитами, тералитами, щелочными габбро и габброноритами, а также нефелиновыми сиенитами. В средней части Центрального блока находится штокообразное тело карбонатитов. Относительное возрастное соотношение габброноритов с массивом определяется тем, что они секутся карбонатитами, т. е. являются более древними образованиями, чем породы последней его фазы. Возраст первичной кристаллизации бадделеитов и цирконов карбонатитов Тикшеозерского массива – 1999 ± 5 Ма [Corfu et al., 2011].

Массив на различных уровнях проявляет более слабую дифференциацию в сопоставлении с каледонскими ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами Кольского полуострова.

**Апатит.** Апатитоносные карбонатиты площадью около 2 км<sup>2</sup> относятся к комплексному типу руд. Кальцитовые карбонатиты являются их главной разновидностью. Из других карбонатов в небольших количествах присутствуют минеральные фазы изоморфного ряда доломит-анкерит, к аксессуарным относятся арагонит и анкилит [Сафронова, 1990]. По петрохимическим характеристикам различаются высококальциевые и магниевые-кальциевые карбонатиты.

Форма карбонатитового тела неправильная, в горизонтальном близповерхностном сечении серповидная с извилистыми контурами. Прогнозные ресурсы оцениваются в 900 млн т карбонатитовой руды, около 40 млн т в пересчете на P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> со средним содержанием 4,3 %; в титан-авгитовых габбро-пироксенитах среднее содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> составляет 3,5 %.

Вывод о необходимости комплексного освоения Тикшеозерского объекта не может быть совершенно ясным и прозрачным, но все же массив представляется весьма перспективным. Тикшеозерский узел может стать основой

формирования крупного, малоотходного горнопромышленного комплекса в Северной Карелии, выгодного в экономическом отношении, что на практике станет примером формирования эффективной системы недропользования на основе комплексного освоения и использования всей совокупности ресурсов недр. Карбонатное сырье, карбонатная составляющая апатит-карбонатных руд рудопроявления «Карбонатитовое» является основным видом минерального сырья Тикшеозерского массива. С другой стороны, по прогнозам, потребность на внутреннем рынке в апатитовом концентрате будет значительно расти. Если обращаться к апатиту как к товарному продукту, получаемому из тикшеозерских карбонатитов, то этот продукт имеет ряд качественных преимуществ по сравнению с рыночным апатитовым концентратом, выпускаемым ОАО «Апатит». Полученные показатели экономической эффективности проекта свидетельствуют о его инвестиционной привлекательности в настоящих экономических условиях для горнодобывающей промышленности. По масштабам запасов (обеспеченности предприятия сырьевой базой) и качеству сырья (потребительским свойствам) ресурсы оцениваются по группе ожидаемой средней рентабельности

В выполненной ИГ КарНЦ РАН работе дана экономическая оценка строительства цементного завода на базе Тикшеозерского месторождения апатит-карбонатных пород. В целом представлены положительные экономические показатели. Срок окупаемости проекта около 7 лет, уровень рентабельности – примерно 35 процентов, необходимые инвестиции – 400 млн долл. США [Щипцов и др., 2012].

**Нефелиновые сиениты и щелочные сиениты.** Эти образования известны в строении щелочно-габброидного Елетьозерского массива (Северная Карелия). В результате геологических исследований выделены несколько перспективных участков залегания нефелиновых сиенитов и щелочных сиенитов. Один участок – Северный (оз. Нижнее), где проведены основные предварительные геолого-технологические исследования, другой – Южный, расположенный между Нятоваара и Суриваара с глубиной оценки до 100 м [Минеральное..., 1991].

Залежи Северного участка имеют длину от 750 до 1250 м и ширину от 225 до 500 м. Минеральный состав следующий: главные минералы – микроклин-пертит, альбит, нефелин (в сумме 75–85 %). Прогнозные ресурсы составляют по категории P<sub>1</sub> 9,5 млн т горной массы.



Горная масса обогащается методом электромагнитной сепарации. Выход концентрата составляет 62–75 %. Концентраты делятся на три сорта: 1 сорт – 0,1 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 2 сорт – 0,3 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 3 сорт – 0,8 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

**Ильменит.** Ильменитовая минерализация отмечается в Еletzозерском щелочно-габбродном комплексе, на Тикшеозерском месторождении апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд (Восточный участок). Рудные тела выявлены на трех участках – Суриваара (6 рудных тел), Нятоваара (4) и Межозерный (2). Суммарное содержание ильменита, титаномагнетита и магнетита – от 10–15 до 80 %.

Рудный участок Суриваара Еletzозерского массива является наиболее перспективным. По содержанию  $\text{TiO}_2$  титано-магнетит-ильменитовые руды подразделены на три сорта: I сорт – свыше 12 %  $\text{TiO}_2$ ; 2 сорт – 8–12 %  $\text{TiO}_2$ ; 3 сорт – 5–8 %  $\text{TiO}_2$ . Содержание  $\text{V}_2\text{O}_5$  – от 0,06 до 0,18 %. Наиболее крупная залежь имеет протяженность 1400 метров при средней мощности 36 метров. Запасы, по данным поисково-разведочных работ 1954–1956 гг., составляют более 60 млн тонн при среднем содержании  $\text{TiO}_2$  8 %. Прогнозные ресурсы до глубины 200 метров составляют 182,5 млн т руды, в т. ч.  $\text{TiO}_2$  около 3,5 млн т [Зак, Киселев, 1957].

Достаточно широко распространены проявления редкометалльной и редкоземельной минерализации в щелочных пегматитах Еletzозерского рудного поля, большинство которых приурочены к залежам ильменит-магнетитовых руд (25 жил расположены на участке Суриваара) и имеют протяженность от 110 до 300 м при мощности до 30 м. Содержание  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  – 0,10–0,56 %,  $\text{ZrO}_2$  – до 1,0 %,  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  – до 0,015 %, TR – до 0,36 %.  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  оценены по кат. С<sub>2</sub> в 355 т [Минерально-сырьевая..., 2005].

**Оливиниты и дуниты.** Присутствуют мощные проявления оливинитов, дунитов и оливинового габбро в субщелочных пироксенит-габбровых с карбонатитами и нефелиновыми сиенитами в Тикшеозерском и Еletzозерском массивах. Благодаря отсутствию химически связанной воды они являются наиболее ценным сырьем для производства форстеритовых огнеупоров. Содержание MgO в некоторых оливинсодержащих породах достигает 45 % [Богачев и др., 1963].

**Кварцевый порфир.** На месторождении Роза-Лампи [Пекки, Разоренова, 1977] установлены два штока лейкократовых кварцевых порфиров, являющихся ценным минеральным сырьем. По результатам предварительной разведки, проведенной в 1969 г., месторождение

имеет следующие параметры: протяженность до 1500 м, мощность до 150–400 м, на глубину прослежено до 70 м. Основной минеральный состав – кварц 35–50 % (включая фенокристы), калиевый полевой шпат 40–50 %, серицит 5–10 %, биотит 1–3 %. Характерными являются вкрапленники голубого опаловидного кварца. Запасы составляют 147 млн т руды (глубина подсчета до 30 м). Выход полевошпатовых концентратов, полученных флотэлектромагнитной сепарацией, составляет 45 %. Содержание основных компонентов в полевошпатовом концентрате следующее:  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,15 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14,4 %,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 1,48 %,  $\text{K}_2\text{O}$  – 11,3 %.

Пути использования: высоковольтный электротехнический фарфор, керамические изделия, кислотоупоры и др.

## Заключение

Минерагения АЗПК определяется особенностями ее геологического развития в архее – протерозое (2,9–1,7 млрд лет) и распространностью в ее пределах металлогенически перспективных структурно-вещественных комплексов архейских зеленокаменных поясов, Северонорвежско-Онежского рифта и Беломорского подвижного пояса.

Архейские ЗП арктической зоны относятся к системе «внешних» поясов аккреционного типа Карельской провинции, значительно более высокопродуктивных на золото, чем коллизионные орогены «внутренних» ЗП.

Минерагения Северонорвежско-Онежской рифтогенной системы в пределах арктической зоны определялась главным образом внедрением расслоенных интрузий Олангской группы (Pt, Pd, Au, Cu, Ni), становлением Еletzозерско-Тикшеозерского щелочно-карбонатитового комплекса (Ti, V, P, Nb, TRE) и накоплением обогащенных золотом, платиноидами, ураном и др. металлами углеродсодержащих вулканогенно-осадочных толщ и конгломератов, служивших в дальнейшем базовыми рудными формациями при формировании комплексных золоторудных объектов орогенного мезотермального типа.

К настоящему времени Беломорский подвижный пояс представляется как часть крупного коллизионного орогена с широким распространением систем сдвиговых зон свекофеннского возраста, ответственных за ремобилизацию рудных концентраций базовых рудных формаций и образование золотоносных метасоматитов на всей территории арктической зоны.

Минерально-сырьевой потенциал АЗРК определяется по металлическим полезным ископаемым: комплексными (Mo, Cu, Au, Re, <sup>187</sup>Os) порфирированными месторождениями Лобашской гранитогенной рудной системы, орогенными мезотермальными Au, Au-U, Au-Pd-Ni рудными объектами (Куоляярвинская, Лехтинская структуры, Северо-Карельский зеленокаменный пояс, Беломорский подвижный пояс), комплексным (Ti, V, P, Nb, TRE) оруденением Елетьозерского и Тикшеозерского массивов, Pt-Pd-Au-Cu-Ni проявлениями Олангской группы расслоенных интрузий, редкометалльными пегматитами и иттриевоземельно-скандиевой пиральспитовой минерализацией в беломорских гнейсах.

Важная роль промышленных минералов, таких как высокочистый кварц, мелкочешуйчатый мусковит, гранат, ставролит, ильменит, магнезиальные и глиноземистые комплексы, полевошпатовое сырье (пегматиты, нефелиновые и щелочные сиениты, анортозиты, кварцевые порфиры), карбонатные породы, диатомиты, жемчуг, в экономике минерального сырья имеет достаточно стабильную тенденцию к росту, определяемую мировой конъюнктурой, что способствует раскрытию перспектив для развития и вовлечения различных видов минерального сырья в АЗРК, где имеются благоприятные геологические условия и предпосылки к осуществлению конкретных действий.

Предлагается разработать комплексную Программу по развитию горнопромышленного комплекса АЗРК на период до 2025 г. и дальнейшую перспективу. Целевая программа должна быть направлена на формирование госзаказа на постановку поисковых и поисково-оценочных работ на золото, платину, редкие металлы, критические и новые промышленные минералы и ее реализацию с привлечением частных инвесторов и госкорпораций.

Шаги к намеченному – сопутствующее проведение мероприятий по внесению соответствующих изменений в нормативно-правовую базу, создание условий для привлечения инвесторов, позиционирование Республики Карелия как участника государственной программы Российской Федерации «Социально-экономическое развитие Арктической зоны Российской Федерации», использование материалов по оценке минерально-сырьевых ресурсов АЗРК к обоснованию проекта по созданию Арктической комплексной геологической экспедиции в пос. Чупа.

*Работа выполнена в рамках темы № 210 при финансовой поддержке программы НИР ПФНИ ГАН на период 2013–2020 гг.*

## Литература

Афанасьева Е. Н., Харламов М. Г., Липнер А. А. и др. Отчет по теме № 14 «Составление прогнозно-металлогенической карты на благороднометалльное оруденение Пана-Куоляярвинского прогиба м-ба 1:200 000» // Фонды ВСЕГЕИ. СПб., 2004.

Ахмедов А. М., Шевченко С. С., Симонов О. Н., Стехин А. И., Олешкевич О. И., Крупеник В. К., Вороняева Л. В. Новые типы проявлений благороднометалльной минерализации в зеленокаменных поясах позднего архея Карело-Кольского региона // Геология и геодинамика архея. СПб.: Центр информ. культуры, 2005. С. 34–38.

Барков А. Ю., Ганнибал Л. Ф., Рюнгенен Г. И., Балашов Ю. А. Датирование цирконов из расслоенного массива Кивакка, Северная Карелия // Методы изотопной геологии: Тезисы докладов Всесоюзной школы-семинара. Звенигород, 1991. С. 21–23.

Безруков В. И. Отчет о результатах общих поисковых работ на золото в центральной и восточной частях Куоляярвинского синклиория в 1984–1989 гг. Фонды ЦКЭ. Апатиты, 1989. 271 с.

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

Богатиков О. А., Самсонов А. В., Носова А. А., Ручьев А. М., Беззубов Г. А. Отчет проекта «Разработка генетических моделей золотого оруденения в раннедокембрийских гранит-зеленокаменных областях как основы для оценки ресурсного потенциала золота Балтийского щита» // Программы Президиума РАН. № 24. 2011.

Богачев В. А., Иваников В. В., Крымский Р. Ш., Иващенко В. И., Беляцкий Б. В., Гольцин Н. А., Сергеев С. А. Изохронный Re-Os возраст молибденитов раннедокембрийских порфирированных месторождений Карелии // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2013. Вып. 2, серия 7. С. 3–20.

Богачев А. И., Заак С. И., Сафронова Г. П., Инина К. А. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии (геология, петрография, петрология, металлогения). М.; Л.: Наука, 1963. 159 с.

Бортников Н. С., Лобанов К. В., Волков А. В., Галямов А. Л., Викентьев И. В., Тарасов Н. Н., Дистлер В. В., Лаломов А. В., Аристов В. В., Мурашов К. Ю., Чижова И. А., Чефранов Р. М. Месторождения стратегических металлов Арктической зоны // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 6. С. 479–500.

Бушмин С. А., Беляцкий Б. В., Крымский Р. Ш., Глебовицкий В. А., Буйко А. К., Савва Е. В., Сергеев С. А. Изохронный Re-Os возраст золота жильного золото-кварцевого месторождения Майское (Северная Карелия, Балтийский щит) // ДАН. 2013. Т. 448, № 1. С. 76–79.

Бушмин С. А. Метасоматиты месторождения Хизовара (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1978. № 7. С. 127–138.

Вольфсон А. А. Геолого-генетические особенности золото-кварцевого месторождения «Майское» (Северная Карелия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 28 с.

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

Гинзбург И. И. Слюда, ее свойства, применение и распространение в России // Материалы для изучения естественных производительных сил России, изд. Комиссии при Рос. акад. наук. Петроград, 1919. № 34. 129 с.

Гинзбург И. И. Полезные ископаемые побережья Кандалакшского залива Белого моря // Петроград. Труды Северной научно-промысловой экспедиции. 1921. Вып. 7. 64 с.

Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.

Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.

Голубев А. И., Иващенко В. И., Трофимов Н. Н. Рудноформационные типы и перспективы золотосодержащего оруденения Карельского региона // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов: Тр. Всерос. конф. Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2010. С. 19–30.

Граumberг И. С., Додин Д. А., Евдокимов А. Н., Бордуков Ю. К. Минерально-сырьевой потенциал российского Севера – состояние, перспективы и стратегия развития // Минерал. 2002. № 1. С. 6–9.

Данилевская Л. А., Скамницкая Л. С., Щипцов В. В. Кварцевое сырье Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 226 с.

Демонис И. М., Карпович Ю. Ф., Озерова Г. П., Скамницкая С. С., Щипцов В. В. Кианитовые руды месторождения Хизовара – перспективный вид огнеупорного сырья // Фундаментальные науки – народному хозяйству: Сб. статей АН СССР. М.: Наука, 1990. 692 с.

Зак С. И., Киселев Ю. Ф. Отчет о поисково-разведочных работах на Елетьозерском титановом месторождении в 1954–1957 гг. 1957. Фонды КГЭ.

Иванов Н. М., Корсакова М. А., Саморуков Н. М. Отчет по теме «ГДП-200 листов Q-36-XXVII, XXVIII (Шомбозерско-Лехтинская площадь) // ТГФ. СПб., 2010.

Иващенко В. И. Главные рудноформационные типы редкометалльного оруденения Карелии // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 2. С. 189–194.

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

Игнатъев Н. А. Отчет о геолого-разведочных работах на месторождении Тербеостров. 1934. СЗТГФ.

Калашников А. О., Яковенчук В. Н., Пахомовский Я. А. и др. Ковдорский фоскорит-карбонатитовый комплекс как крупнейший источник скандия в России // Матер. Юбилейного съезда Российского

минералогического общества «200 лет РМО». Т. 2. СПб: 2017. с. 83–85.

Калинин А. А., Савченко Е. Э., Селиванова Е. А. Минерализация Se и Te в альбититах и перспективны золотоносности метасоматитов Салла-Куоляярвинской зоны, Северная Карелия // ДАН. 2014. Т. 455, № 1. С. 58–61.

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 гг. Мончегорск, 1994. ТГФ.

Кнауф В. В., Кнауф О. В., Скворцов Е. Г., Шарков Е. В., Чистяков А. В. Необычное распределение элементов платиновой группы в мафит-ультрамафитовых породах раннепалеопротерозойского (2.5–2.35 млрд лет) друзитового (коронитового) комплекса Беломорья, Северная Карелия, Россия // Геохимия. 2007. № 3. С. 282–296.

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

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.

Кривцов А. И. Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989. 288 с.

Леонтьев А. Г., Голованов Ю. Б., Дегтярева Т. А. Составление карты полезных ископаемых Республики Карелия м-ба 1:500 000. Отчет // ТГФ РК. Петрозаводск, 2003. 782 с.

Малов Н. Д., Щипцов В. В. Кризис слюдяной отрасли Беломорской пегматитовой провинции и перспектива его преодоления // Записки Горного института. 2016. Т. 218. С. 172–178.

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

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Петрозаводск: Карелия, 2006. 356 с.

Минеральное сырье Лоухского района Карельской АССР. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. 192 с.

Нерадовский Ю. Н. Морфология и состав золота в кварце из месторождения Майское (Карелия) // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований: Мат-лы всерос. конф. (Москва, 29–31 марта 2010 г.). М., 2010. С. 88–90.

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

Огородников В. Н., Коротеев В. А., Войтеховский Ю. Л., Щипцов В. В., Поленов Ю. А., Нерадовский Ю. Н., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П., Савичев А. Н., Коротеев Д. В. Кианитовые руды России. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. 334 с.

Огородников В. Н., Коротеев В. А., Войтеховский Ю. Л., Щипцов В. В., Поленов Ю. А., Савичев А. Н., Нерадовский Ю. Н., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П., Гришин Н. Н., Белогурова О. А., Гершенкоп А. Ш., Коротеев Д. В. Морфогенетические

типы и технология обогащения кианитовых руд. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. 310 с.

Опарин В. Г. Жемчужное ожерелье. Петрозаводск: Карелия, 1976. 102 с.

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

Петров О. В., Шевченко С. С., Ахмедов А. М. Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной части Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогенез Северо-Запада России: Матер. всерос. конф. Петрозаводск, 2007. С. 292–296.

Протокол заседания государственной комиссии по запасам полезных ископаемых Роснедра РФ № 2129 от 17.02.2010 г.

Ручьев А. М. Карельский гранат – перспективный источник скандия и редкоземельных металлов // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 11. С. 30–42. doi: 10.17076/гео621

Ручьев А. М. Геологические предпосылки развития рудной сырьевой базы горнодобывающей промышленности в Лоухском районе Республики Карелия // 300 лет учреждения Приказа рудокопных дел в России: Мат-лы междунар. конф. (Петрозаводск, 15–19 июня 2000 г.). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С. 70–78.

Саморуков Н. М., Рундквист И. Н., Боровко И. Н. Оценка перспектив золотого оруденения жильного и прожилково-вкрапленного типа зеленокаменных структур Карело-Кольского региона. Л., 1985. Фонды СЗРГЦ.

Сафонов Ю. Г., Волков А. В., Вольфсон А. А., Генкин А. Д., Крылова Т. Л., Чураев А. В. Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералогические особенности, вопросы генезиса // Геол. рудн. мест. 2001. № 1. С. 25–40.

Сафронова Г. П. Породообразующие карбонаты и апатит Тикшеозерского массива // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1990. С. 25–39.

Скамницкая Л. С., Шахнович М. М., Букчина О. В. Структурно-минералогические и технологические особенности кварца слюдяных месторождений Чупино-Лоухского района Карелии // Роль технологической минералогии в получении конечных продуктов передела минерального сырья: сб. науч. статей. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2016. С. 87–94.

Турченко С. И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. СПб.: Наука, 2007. 175 с.

Тытык В. М., Фролов П. В. Молибденовое месторождение Лобаш – крупный перспективный объект в Республике Карелия // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 56–62.

Тытык В. М. Отчет Беломорской партии о результатах предварительной разведки месторождения Лобаш, проведенной в 1988–1991 гг. Петрозаводск, 1991. Фонды КГЭ.

Тытык В. М., Харитоновна М. Ф., Забелин В. Г. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на золоторудном месторождении Лобаш-1, проведенных в 1992–1997 гг. Петрозаводск: 1998. 222 с. Росгеолфонд. КТФГИ.

Указ Президента Российской Федерации от 27.06.2017 г. № 287.

Хизоваарское кианитовое поле (Северная Карелия). Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1988. 105 с.

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

Шевченко С. С., Ахмедов А. М., Крупеник В. А., Свешникова К. Ю. Благороднометалльные метасоматиты позднего архея Чупино-Лоухского фрагмента Беломорской подвижной зоны // Регион. геолог. и металлогения. 2009. № 37. С. 106–120.

Щипанский А. А., Бабарина И. И., Крылов К. А., Самсонов А. В., Богина М. М., Бибикина Е. В., Слабунов А. И. Древнейшие офиолиты на Земле: позд-неархейский супрасубдукционный комплекс Ирриногорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // ДАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 376–380.

Щипанский А. А., Самсонов А. В., Богина М. М., Слабунов А. И., Бибикина Е. В. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонитов // ДАН. 1999. Т. 365, № 6. С. 817–820.

Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Гаранжа А. В., Скамницкая Л. С., Щипцова Н. И. Геолого-технологическая и экономическая оценка ресурсного потенциала карбонатитов Тикшеозерского массива (формация ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. Вып. 12. С. 159–170.

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

Щипцов В. В., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П., Гаранжа А. В., Данилевская Л. А., Савицкая А. И., Букчина О. В. Геолого-технологическая характеристика крупного проявления анортозитов Котозерского участка (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. Вып. 7. С. 151–162.

Щипцов В. В., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П., Данилевская Л. А., Родионов В. С. Мусковитовые кварциты Карелии – новый промышленный тип слюдяного сырья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. Вып. 6. С. 67–77.

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

Corfu F., Bayanova T., Shchiptsov V., Frantz N. U-Pb ID- TIMS age of the Tikshozero carbonatite: expression of the 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia // Cent. Eur. J. Geosci. 2011. Vol. 3, no. 3. P. 302–308.

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland – Kola orogen:

Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Gee D. G. & Stephenson R. A. (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs, 32, 2006. 579–598.

Glebovitsky V. A., Semenov V. S., Belyatsky B. V., Kopev-Dvornikov E. V., Pchelintseva N. F., Kireev B. S., Koltson A. B. The structure of the Lukkulaivaara intrusion, Oulanka Group, Northern Karelia: petrological implications // *Canad. Mineralogist*. 2001. Vol. 39. P. 607–637.

Kerrick R., Goldfarb R., Groves D., Garwin S., Jia Y. The characteristics, origin, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces // *Science in China (Series D)*. 2000. P. 1–66.

Leahy K., Barnicoat A. C., Foster R. P., Lawrence S. R., Napier R. W. Geodynamic processes that control the global distribution of giant gold deposits // McDonald I., Boyce A. J., Butler I. B., Herrington R. J., Polya D. A. (eds). *Mineral Deposits and Earth Evolution*. Geological Society, London. Special Publications. 2005. Vol. 248. P. 119–132.

Pankka H. S., Vanhanen E. J. Aulakogen related epigenetic Au-Co-U deposits in northeastern Finland // *Geol. Surv. of Finland. Current Research*. 1988. Espoo. 1989. P. 91–94.

Поступила в редакцию 05.02.2018

## References

Afanas'eva E. N., Kharlamov M. G., Lipner A. A. et al. Otchet po teme No. 14 Sostavlenie prognozno-metallogenicheskoi karty na blagorodnometall'noe orudnenie Pana-Kuolajarvinskogo progiba m-ba 1:200 000 [A forecast metallogenic map of noble metals mineralization of the Pana-Kuolajarvi downfold. Scale 1:200 000. A report on the theme No. 14.]. *Fondy VSEGEI* [Fund FSBI A. P. Karpinsky Russ. Geol. Res. Inst.]. St. Petersburg, 2004.

Akhmedov A. M., Shevchenko S. S., Simonov O. N., Stekhin A. I., Oleshkevich O. I., Krupenik V. K., Voronyayeva L. V. Novye tipy proyavlenii blagorodnometall'noi mineralizatsii v zelenokamennykh poyasakh pozdnego arkheya Karelo-Kol'skogo regiona [New types of noble metals mineralization occurrences in the greenstone belts of the Archean of the Karelia-Kola region]. *Geologiya i geodinamika arkheya* [Geol. Geodyn. Archean]. St. Petersburg: Tsentr informatsionnoi kul'tury, 2005. P. 34–38.

Barkov A. Yu., Gannibal L. F., Ryungenen G. I., Balashov Yu. A. Dativovanie tsirkonov iz rassloennogo massiva Kivakka, Severnaya Kareliya [Dating of zircons from Kivakka layered massif, Northern Karelia]. *Metody izotopnoi geologii. Tezisy dokladov Vsesoyuznoi shkoly-seminara* [Methods Isotop. Geol. Abs. of All-Soviet Union School Seminar]. Zvenigorod, 1991. P. 21–23.

Bezrukov V. I. Otchet o rezul'tatakh obshchikh poiskovykh rabot na zoloto v tsentral'noi i vostochnoi chastyakh Kuolajarvinskogo sinklinoriya v 1984–1989 gg. [General prospecting for gold in the central and eastern parts of the Kuolajarvi synclinorium in 1984–1989: a report]. *Fondy TsKE* [Fund Central Kola Exp.]. Apatity, 1989. 271 p.

Bibikova E. V., Samsonov A. V., Shchipanskii A. A., Bogina M. M., Gracheva T. V., Makarov V. A. Khizovaarskaya struktura Severo-Karel'skogo zelenokamennogo poyasa kak akkretirovannaya ostrovnaya duga pozdnego arkheya: izotopno-geokhronologicheskie i petrologicheskie dannye [Hizovaara structure of the Northern Karelia greenstone belt as accretionary island arc of the Late Archean: isotopic, geochronological, and petrological data]. *Petrologiya* [Petrology]. 2003. Vol. 11, no. 3. P. 289–320.

Bogatikov O. A., Samsonov A. V., Nosova A. A., Ruch'ev A. M., Bezzubov G. A. Otchet proekta

Razrabotka geneticheskikh modelei zolotogo orudneniya v rannedokembriiskikh granit-zelenokamennykh oblastyakh kak osnovy dlya otsenki resursnogo potentsiala zolota Baltiiskogo shchita [Genetic models of gold mineralization in the Early Archean granite-greenstone areas as a basis for assessing gold potential of the Baltic Shield: a report on the project]. *Programmy Prezidiuma RAN* [Progr. Presidium RAS]. 2011. No. 24.

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 Early Precambrian porphyry deposits in Karelia]. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta* [Vestnik SPbSU]. 2013. Iss. 2, ser. 7. P. 3–20.

Bogachev A. I., Zaak S. I., Safronova G. P., Inina K. A. Geologiya i petrologiya Elet'ozerskogo massiva gabbroidnykh porod Karelii: geologiya, petrografiya, petrologiya, metallogeniya [Geology and petrology of the Yeletozero massif of gabbroid rocks in Karelia: geology, petrography, petrology, metallogeny]. Moscow; Leningrad: Nauka, 1963. 159 p.

Bortnikov N. S., Lobanov K. V., Volkov A. V., Galyamov A. L., Vikent'ev I. V., Tarasov N. N., Distler V. V., Lalomov A. V., Aristov V. V., Murashov K. Yu., Chizhova I. A., Chefranov R. M. Mestorozhdeniya strategicheskikh metallov Arkticheskoi zony [Strategic metals deposits in the Arctic zone]. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geol. Ore Deposits]. 2015. Vol. 57, no. 6. P. 479–500.

Bushmin S. A., Belyatskii B. V., Krymskii R. Sh., Glebovitskii V. A., Buiko A. K., Savva E. V., Sergeev S. A. Izokhronnyi Re-Os vozrast zolota zhil'nogo zoloto-kvartsevogo mestorozhdeniya Maiskoe Severnaya Kareliya, Baltiiskii shchit [Isochron Re-Os age of gold from Mayskoe gold quartz vein deposit (Northern Karelia, Baltic Shield)]. *DAN* [Dokl. Earth Sciences]. 2013. Vol. 448, no. 1. P. 76–79.

Bushmin S. A. Metasomatity mestorozhdeniya Khizovara (Severnaya Kareliya) [Metasomatites of the Hizovaara deposit (Northern Karelia)]. *Izv. AN SSSR. Ser. Geologicheskaya* [Bull. of the Acad. of Sciences of the USSR. Geophys. Ser.]. 1978. No. 7. P. 127–138.

Danilevskaya L. A., Skamnitskaya L. S., Shchiptsov V. V. Kvarcove syr'e Karelii [Quartz raw material in Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2004. 226 p.

Demonis I. M., Karpovich Yu. F., Ozerova G. P., Skamnitskaya S. S., Shchiptsov V. V. Kianitovye rudy mestorozhdeniya Khizovaara – perspektivnyi vid ogneupornogo syr'ya [Kyanite ores of the Hizovaara deposit as a perspective type of refractory materials]. *Fundamental'nye nauki – narodnomu khozyaistvu*: Sb. statei AN SSSR [Fund. Sciences for National Ec.]. Moscow: Nauka, 1990. 692 p.

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

Ginzburg I. I. Slyuda, ee svoystva, primenenie i rasprostranenie v Rossii [Mica, its properties, application, and distribution in Russia]. *Materialy dlya izucheniya estestvennykh proizvoditel'nykh sil Rossii, izdavaemye Komissiei pri Ros. akad. nauk* [Mat. for Studying Natural Prod. Forces in Russia Published by the Commission of the Russ. Acad. of Sciences]. Petrograd, 1919. No. 34. 129 p.

Ginzburg I. I. Poleznye iskopaemye poberezh'ya Kandalakshskogo zaliva Belogo morya [Mineral resources of the Kandalaksha Bay coast of the White Sea]. *Trudy Severnoi nauchno-promyslovoi ekspeditsii* [Proceed. of the Northern Scientific and Industrial Exped.]. 1921. Iss. 7. 64 p.

Glebovitskii V. A. Problemy evolyutsii metamorficheskikh protsessov v podvizhnykh oblastiakh [Issues of metamorphic processes evolution in mobile zones]. Leningrad: Nauka, 1973. 127 p.

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A. Poslemigmatitovyi metasomatoz [Postmigmatitic metasomatism]. Leningrad: Nauka, 1983. 216 p.

Golubev A. I., Ivashchenko V. I., Trofimov N. N. Rudnoformatsionnye tipy i perspektivy zolotosoderzhashchego orudneniya Karel'skogo regiona [Ore-forming types and prospects of gold-bearing mineralization of the Karelian craton]. *Zoloto Kol'skogo poluostrova i sopredel'nykh regionov*: Tr. Vseros. konf. [Gold of the Kola Peninsula and Adjacent Territories: Proceed. All-Russ. Conf.]. Apatity: IG KNTs RAN, 2010. P. 19–30.

Gramberg I. S., Dodin D. A., Evdokimov A. N., Borodukov Yu. K. Mineral'no-syr'evoi potentsial rossiiskogo Severa – sostoyanie, perspektivy i strategiya razvitiya [Mineral and raw materials potential of the Russian North: state, prospects, and development strategy]. *Mineral* [Mineral]. 2002. No. 1. P. 6–9.

Ivanov N. M., Korsakova M. A., Samorukov N. M. Otchet po teme GDP-200 listov Q-36-XXVII, XXVIII Shombozersko-Lekhtinskaya ploshchad' [Report on the GDP-200 additional site exploration. Sheets Q-36-XXVII, XXVIII. The Shombozero-Lekhta area] TGF. St. Petersburg, 2010.

Ivashchenko V. I. Glavnye rudnoformatsionnye tipy redkometal'nogo orudneniya Karelii [Main ore-forming types of rare-metal mineralization in Karelia]. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geol. Ore Deposits]. 2016. Vol. 58, no. 2. P. 189–194.

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

Ignat'ev N. A. Otchet o geologorazvedochnykh rabotakh na mestorozhdenii Terbeostrov. 1934 [Report on geological prospecting at the Terbeostrov deposit. 1934]. SZTGF.

Kalinin A. A., Savchenko E. E., Selivanova E. A. Mineralizatsiya Se i Te v al'bitakh i perspektivy zolotonosnosti metasomatitov Salla-Kuolarvinskoi zony, Severnaya Kareliya [Se and Te mineralization in albitites and prospects of the metasomatites for Au, Salla-Kuolarvi Belt, Northern Karelia]. *DAN* [Dokl. Earth Sciences]. 2014. Vol. 455, no. 1. P. 58–61.

*Khizovaarskoe kyanitovoe pole, Severnaya Kareliya* [Hizovaara kyanite field, Northern Karelia]. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR, 1988. 105 p.

Klyunin S. F. Otchet o rezul'tatakh poiskovykh rabot na blagorodnye metally s poputnymi poiskamialmazov i drugikh poleznykh iskopaemykh v predelakh Olangskoi gruppy massivov, provedennykh v 1987–1993 gg. [Noble metals prospecting involving the search for diamond and other mineral resources within the Olanga massives group in 1987–1993: a report]. Monchegorsk, 1994. TGF.

Knauf V. V., Knauf O. V., Skvortsov E. G., Sharikov E. V., Chistyakov A. V. Neobychnoe raspredelenie elementov platinovoi gruppy v mafit-ul'tramafitovykh porodakh rannepaleoproterozoiskogo (2.5–2.35 mlrd let) druzitovogo (koronitovogo) kompleksa Belomor'ya, Severnaya Kareliya, Rossiya [Unusual PGE distribution in the mafic – ultramafic rocks of the Early Paleoproterozoic (2.5–2.35 Ga) drusite (coronite) complex of the Belomorian Region, Northern Karelia, Russia]. *Geokhimiya* [Geochemistry Int.]. 2007. No. 3. P. 282–296.

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

Korsakova M. A., Myskova T. N., Ivanov N. M. Kompleksy sumiiskikh granitoidov yugo-vostochnoi chasti severo-karel'skoi zony [Sumian granitoid complexes in the southeastern North Karelian zone]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. Mineral Res. Karelia]. 2011. No. 14. P. 57–71.

Krivtsov A. I. Prikladnaya metallogeniya [Applied metallogeny]. Moscow: Nedra, 1989. 288 p.

Leont'ev A. G., Golovanov Yu. B., Degtyareva T. A. Sostavlenie karty poleznykh iskopaemykh Respubliki Kareliya m-ba 1:500 000. Otchet [Composition of a map of mineral resources of the Republic of Karelia. Scale 1:500 000. A report]. TGF RK. Petrozavodsk, 2003. 782 c.

Malov N. D., Shchiptsov V. V. Krizis slyudyanoi otrasli Belomorskoj pegmatitovoi provintsii i perspektiva ego preodoleniya [Crisis in mica production industry of the Belomorskaya pegmatite province and perspective of its overcoming]. *Zapiski Gornogo instituta* [J. Mining Inst.]. 2016. Vol. 218. P. 172–178.

*Mineral'noe syr'e Loukhskogo raiona Karel'skoi ASSR* [Raw materials of the Loukhi District of the Karelian ASSR]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1991. 192 p.

*Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya* [Mineral raw material base of the Republic of Karelia]. Petrozavodsk: Kareliya, 2005. B. 1. 278 p.

*Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya* [Mineral raw material base of the Republic of Karelia]. Petrozavodsk: Kareliya, 2006. B. 2. 356 p.

*Neradovskii Yu. N.* Morfologiya i sostav zolota v kvar-tse iz mestorozhdeniya Maiskoe (Kareliya) [Morphology and gold composition in the quartz from the Maiskoye deposit (Karelia)]. *Samorodnoe zoloto: tipomorfizm mineral'nykh assotsiatsii, usloviya obrazovaniya mes-torozhdenii, zadachi prikladnykh issledovaniy*: Materialy Vseros. konf. Moskva, 29–31 marta 2010 g. [Native Gold: Typomorphism of Mineral Associations, Deposit Formation Conditions, Applied Research: Proceed. All-Russ. Conf., Moscow, March 29–31, 2010]. Moscow, 2010. P. 88–90.

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

*Ogorodnikov V. N., Koroteev V. A., Voitekhovskii Yu. L., Shchiptsov V. V., Polenov Yu. A., Neradovskii Yu. N., Skamnit'skaya L. S., Bubnova T. P., Savichev A. N., Koroteev D. V.* Kianitovye rudy Rossii [Kyanite ores of Russia]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2012. 334 p.

*Ogorodnikov V. N., Koroteev V. A., Voitekhovskii Yu. L., Shchiptsov V. V., Polenov Yu. A., Savichev A. N., Neradovskii Yu. N., Skamnit'skaya L. S., Bubnova T. P., Grishin N. N., Belogurova O. A., Gershenkop A. Sh., Koroteev D. V.* Morfogeneticheskie tipy i tekhnologiya obogashcheniya kianitovykh rud [Morphogenetic types and a technology for concentrating kyanite ores]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2013. 310 p.

*Oparin V. G.* Zhemchuzhnoe ozherel'e [Pearl necklace]. Petrozavodsk: Kareliya, 1976. 102 p.

*Pekki A. S., Razorenova V. I.* Mestorozhdeniya polevoshpatovogo syr'ya Karelii [Feldspathic deposits in Karelia]. Leningrad: Nauka, 1977. 152 p.

*Petrov O. V., Shevchenko S. S., Akhmedov A. M.* Novye promyshlennye tipy kompleksnykh rud blagorodnykh i tsvetnykh metallov v dokembrii vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [New industrial types of complex ores of noble and nonferrous metals in the Precambrian eastern part of the Baltic Shield]. *Geodinamika, magmatizm, sedimentogenez i minerageniya Severo-Zapada Rossii*: Mater. vseros. konf. [Geodynamics, Magmatism, Sedimentogenesis, and Minerageny of the North-West of Russia: Proceed. All-Russ. Conf.]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2007. P. 292–296.

*Protokol zasedaniya gosudarstvennoi komissii po zapasam poleznykh iskopaemykh Rosnedra RF No. 2129 ot 17.02.2010 g.* [Minutes of meeting of the State Commission on Mineral Resources, Federal Agency for Subsoil Usage of the RF, No. 2129 dated 17.02.2010].

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

*Ruch'ev A. M.* Geologicheskie predposylki razvitiya rudnoi syr'evoi bazy gornodobyvayushchei promyshlennosti v Loukhskom raione Respubliki Kareliya [Geological preconditions for the development of the ores raw material

basis of the Loukhi district mining in the Republic of Karelia]. *300 let uchrezhdeniya Prikaza rudokopnykh del v Rossii*: Materialy mezhdunarodnoi konferentsii (Petrozavodsk, 15–19 iyunya 2000 g.) [300<sup>th</sup> Anniv. of the Chamber of Mines in Russia: Proceed. Int. Conf., June 15–19, 2000]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2001. P. 70–78.

*Samorukov N. M., Rundkvist I. N., Borovko I. N.* Otsenka perspektiv zolotogo orudneniya zhil'nogo i prozhilkovo-vkraplennogo tipa zelenokamennykh struktur Karelo-Kol'skogo regiona [Assessment of the gold mineralization potential of vein and stringer-porphyry types in the Karelia-Kola region]. Leningrad, 1985. Fondy SZRGTS.

*Safonov Yu. G., Volkov A. V., Vol'fson A. A., Genkin A. D., Krylova T. L., Churaev A. V.* Zoloto-kvartsevoe mestorozhdenie Maiskoe (Severnaya Kareliya): geologicheskie i mineralogicheskie osobennosti, voprosy genezisa [Maiskoye gold quartz deposit (Northern Karelia): geological and mineralogical characteristics, genesis problems]. *Geol. rudn. mest.* [Geol. Ore Deposits]. 2001. No. 1. P. 25–40.

*Safronova G. P.* Porodoobrazuyushchie karbonaty i apatit Tiksheozerskogo massiva [Rock-forming carbonates and apatite of the Tiksheozero massif]. *Novoe v mineralogii Karelo-Kol'skogo regiona* [New in Mineralogy of the Karelia-Kola Region]. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR, 1990. P. 25–39.

*Sharkov E. V., Belyatskii B. V., Bogina M. M., Chistyakov A. V., Shchiptsov V. V., Antonov A. V., Lepekhina E. N.* Kristallogenezis i vozrast tsirkona iz shchelochnykh i osnovnykh porod Elet'ozerskogo magmaticheskogo kompleksa, Severnaya Kareliya [Genesis and age of zircon from alkali and mafic rocks of the Yeltozero Complex, North Karelia]. *Petrologiya* [Petrology]. 2015. Vol. 23, no. 3. P. 285–307.

*Shevchenko S. S., Akhmedov A. M., Krupenik V. A., Sveshnikova K. Yu.* Blagorodnometall'nye metasomatity pozdnego arkheya Chupino-Loukhskogo fragmenta Belomorskoj podvizhnoi zony [Late Archean noble-metal metasomatites of the Chupa-Loukhi fragment of the White Sea mobile zone (Northern Karelia)]. *Region. geolog. i metallogeniya* [Region. Geol. Metallogeny]. 2009. No. 37. P. 106–120.

*Shchipanskii A. A., Babarina I. I., Krylov K. A., Samsonov A. V., Bogina M. M., Bibikova E. V., Slabunov A. I.* Drevneishie ofiolity na Zemle: pozdnearkheiskii suprasubduksionnyi kompleks Irinogorskoj struktury Severokarel'skogo zelenokamennogo poyasa [The oldest ophiolites: the Late Archean suprasubduction zone complex of the Iringora structure, North Karelian greenstone belt]. *DAN* [Dokl. Earth Sciences]. 2001. Vol. 377, no. 3. P. 376–380.

*Shchipanskii A. A., Samsonov A. V., Bogina M. M., Slabunov A. I., Bibikova E. V.* Vysokomagnezial'nye, nizkotitanistyje kvartsevye amfibolity Khizovaarskogo zelenokamennogo poyasa Severnoi Karelii – arkheiskie metamorfizovannye analogi boninitov [High-Mg, low-Ti quartz amphibolites of the Hizovaara greenstone belt, Northern Karelia: Archean metamorphosed boninites]. *DAN* [Dokl. Earth Sciences]. 1999. Vol. 365, no. 6. P. 817–820.

*Shchiptsov V. V., Bubnova T. P., Garanzha A. V., Skamnit'skaya L. S., Shchiptsova N. I.* Geologo-tekh-

nologicheskaya i ekonomicheskaya otsenka resursnogo potentsiala karbonatitov Tikshezerskogo massiva (formatsiya ul'traosnovnykh-shchelochnykh porod i karbonatitov) [Geological, technological, and economic assessment of carbonate resources potential of the Tikshezero massif (ultrabasic alkaline rocks and carbonate formation)]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. Mineral Res. Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2012. Iss. 12. P. 159–170.

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

*Shchiptsov V. V., Skamnitskaya L. S., Bubnova T. P., Garanzha A. V., Danilevskaya L. A., Savitskaya A. I., Bukchina O. V.* Geologo-tekhnologicheskaya kharakteristika krupnogo proyavleniya anortozitov Kotozerskogo uchastka, Severnaya Kareliya [Geological and technological description of a big anorthosite occurrence of the Kotkozero area, Northern Karelia]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. Mineral Res. Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2004. Iss. 7. P. 151–162.

*Shchiptsov V. V., Skamnitskaya L. S., Bubnova T. P., Danilevskaya L. A., Rodionov V. S.* Muskovitovye kvartcity Karelii – novyi promyshlennyi tip slyudyanogo syr'ya [Muscovite quartzites of Karelia as a new industrial type of mica raw material]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. Mineral Res. Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2003. Iss. 6. P. 67–77.

*Skamnitskaya L. S., Shakhnovich M. M., Bukchina O. V.* Strukturno-mineralogicheskie i tekhnologicheskie osobennosti kvartsa slyudyanykh mestorozhdenii Chupino-Loukhskogo raiona Karelii [Structural-mineralogical and technological features of mica deposits quartz from the Chupa-Loukhi District of Karelia]. *Rol' tekhnologicheskoi mineralogii v poluchenii konechnykh produktov peredela mineral'nogo syr'ya*: sb. nauch. statei [Role of Tech. Mineral. in Obtaining the End Product of Raw Mineral Treatment: Coll. Papers]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2016. P. 87–94.

*Turchenko S. I.* Metallogeniya tektonicheskikh struktur paleoproterozoya [Metallogeny of the Palaeoproterozoic tectonic structures]. St. Petersburg: Nauka, 2007. 175 p.

*Tytyk V. M., Frolov P. V.* Molibdenovoe mestorozhdenie Lobash – krupnyi perspektivnyi ob"ekt v Respublike Kareliya [Lobash molybdenum deposit: a big promising economic deposit in the Republic of Karelia]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2014. No. 1. P. 56–62.

*Tytyk V. M.* Otchet Belomorskoii partii o rezul'tatakh predvaritel'noi razvedki mestorozhdeniya Lobash, provedennoi v 1988–1991 gg. [A report of the White Sea Party on the results of the Lobash deposit preliminary prospecting in 1988–1991]. *Fondy KGE* [Kar. Geol. Expedition Archive]. Petrozavodsk, 1991.

*Tytyk V. M., Kharitonova M. F., Zabelin V. G.* Otchet o rezul'tatakh poiskovykh i poiskovo-otsenochnykh rabot

na zolotorudnom mestorozhdenii Lobash-1, provedennykh v 1992–1997 gg. [Prospecting and prospect evaluation survey at the Lobash-1 gold ore deposit in 1992–1997: a report]. *Rosgeolfond. KTFGI* [Russ. Federal Geol. Fund. KTFGI (the Karelian Branch of the Territorial Fund of Geol. Information)]. Petrozavodsk, 1998. 222 p.

*Ukaz Prezidenta Rossiiskoi Federatsii ot 27.06.2017 g. No. 287* [The Edict of the President of the Russian Federation No. 287 dated 27.06.2017]

*Vol'fon A. A.* Geologo-geneticheskie osobennosti zoloto-kvartsevogo mestorozhdeniya Maiskoe (Severnaya Kareliya) [Geological and genetic features of the Maiskoye gold quartz deposit, Northern Karelia]: Summary of PhD (Cand. of Geol.-Miner.) thesis. Moscow: IGEM RAN, 2004. 28 p.

*Zak S. I., Kiselev Yu. F.* Otchet o poiskovo-razvedochnykh rabotakh na Elet'ozerskom titanovom mestorozhdenii v 1954–1957 gg. [Prospecting at the Yeletozero titanium deposit in 1954–1957: a report]. *Fondy KGE* [Kar. Geol. Expedition Archive]. 1957.

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

*Corfu F., Bayanova T., Shchiptsov V., Frantz N.* U-Pb ID-TIMS age of the Tikshozero carbonate: expression of the 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia. *Cent. Eur. J. Geosci.* 2011. Vol. 3, no. 3. P. 302–308.

*Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J.* The Lapland – Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs, 32. 2006. P. 579–598.

*Glebovitsky V. A., Semenov V. S., Belyatsky B. V., Kopev-Dvornikov E. V., Pchelintseva N. F., Kireev B. S., Koltson A. B.* The structure of the Lukkulaivaara intrusion, Oulanka Group, Northern Karelia: petrological implications. *Canad. Mineralogist*. 2001. Vol. 39. P. 607–637.

*Kerrick R., Goldfarb R., Groves D., Garwin S., Jia Y.* The characteristics, origin, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic province. *Science in China* (Series D). 2000. P. 1–66.

*Leahy K., Barnicoat A. C., Foster R. P., Lawrence S. R., Napier R. W.* Geodynamic processes that control the global distribution of giant gold deposits. *Mineral Deposits and Earth Evolution*. Geological Society, London. Special Publications. 2005. Vol. 248. P. 119–132.

*Pankka H. S., Vanhanen E. J.* Aulakogen related epigenetic Au-Co-U deposits in northeastern Finland. *Geol. Surv. of Finland. Current Research*. 1988. Espoo. 1989. P. 91–94.

Received February 05, 2018



## **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:**

### **Щипцов Владимир Владимирович**

зав. отделом минерального сырья, д. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
Федеральный исследовательский центр «Карельский  
научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910

профессор каф. наук о Земле и геотехнологий  
Петрозаводский государственный университет  
пр. Ленина, 33, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: shchipts@krc.karelia.ru

### **Иващенко Василий Иванович**

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

## **CONTRIBUTORS:**

### **Shchiptsov, Vladimir**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia

Petrozavodsk State University  
33 Lenin St., 185910 Petrozavodsk,  
Karelia, Russia  
e-mail: shchipts@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

УДК 551.24.02

## ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СВЕКОФЕННСКОГО АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ, МТЗ И ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

М. В. Минц<sup>1</sup>, Е. Ю. Соколова<sup>2,3</sup>, рабочая группа ЛАДОГА\*

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), Москва, Россия

Представлена объемная модель глубинного строения позднепалеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена. Модель базируется на скоординированных данных геологического картирования, сейсморазведки в отраженных волнах по профилям FIRE-2-2а-1 и FIRE-3-3а, включает и использует сечения 3-мерной плотностной модели коры, результаты магнитотеллурических исследований по профилю Выборг-Суоярви в Северном Приладожье и ранее проведенных магнитотеллурических исследований в Южной Финляндии. На базе объемной модели охарактеризованы главные особенности строения Свекофеннского аккреционного орогена. Для аккреционного комплекса характерна наклонная тектоническая расслоенность: тектонические пластины мощностью около 15 км, образованные вулканогенно-осадочными ассоциациями, включающими электропроводящие графитоносные осадки, и гранитоидами, монотонно-последовательно погружаются в восточном направлении. При достижении уровня нижней коры тектонические пластины аккреционного комплекса утрачивают четкие очертания и на картине сейсмических отражений замещаются однообразной акустически полупрозрачной средой, в которой лишь фрагментарно прослеживаются границы отдельных пластин. Коро-мантийная граница имеет диффузный характер: переход от коры к мантии фиксируется постепенным исчезновением смутно прорисованных границ тектонических пластин и постепенным переходом акустически гомогенизированной и полупрозрачной нижней коры в прозрачную мантию. «Размывание» изображений контактов пород, которые в исходном состоянии создавали контрасты акустической жесткости, связано с плавлением и смешением парциальных расплавов. В результате анализа объемной модели глубинного строения получен ряд новых выводов о главных особенностях и источниках эволюции Свекофеннского аккреционного орогена. Модель возникновения и эволюции Свекофеннского орогена, который рассматривается в качестве одной из составляющих суперконтинента Лавроскандия, охарактеризована в статье М. В. Минца «Геодинамическая интер-

\* **Рабочая группа ЛАДОГА:** Е. Ю. Соколова (ИФЗ РАН, Москва), М. В. Минц (ГИН РАН, Москва), И. Л. Варданянц, М. Ю. Смирнов, Н. И. Успенский (СПбГУ, Санкт-Петербург); Н. С. Голубцова, В. А. Куликов, П. Ю. Пушкарёв, Я. В. Таран, Л. А. Золотая, М. А. Коснырева (МГУ, Москва); Я. Г. Яковлев (ООО «Северо-Запад», Москва); И. И. Рокитянский (ИГ НАНУ, Киев, Украина); П. А. Рязанцев, М. Ю. Нилов (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск), В. Н. Глазнев, О. М. Муравина (ВГУ, Воронеж).

претация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена», представляющей вторую часть данного исследования.

**Ключевые слова:** Свекофеннский ороген; сейсморазведка отраженных волн; магнитотеллурическое зондирование; объемная модель коры; профиль Выборг-Суоярви; FIRE-2-2a-1, FIRE-3-3a, Фенноскандинавский щит; палеопротерозой.

### **M. V. Mints, E. Yu. Sokolova, LADOGA Working Group. 3D MODEL OF THE DEEP STRUCTURE OF THE SVECOFENNIAN ACCRETIONARY OROGEN BASED ON DATA FROM CDP SEISMIC REFLECTION METHOD, MT SOUNDING AND DENSITY MODELING**

A 3D model of the deep structure of the Late Paleoproterozoic Svecofennian accretionary orogen is presented. The model is based on coordinated data of geological mapping, seismic reflection surveys along the profiles FIRE-2-2a-1 and FIRE-3-3a, incorporates and utilizes cross-sections of the 3D density crustal model, the results of magnetotelluric surveys along the Vyborg-Suojarvi profile in the Northern Ladoga area and materials from MT surveys previously carried out in Southern Finland. The main structural features of the Svecofennian accretionary orogen were described relying on the 3D model. The accretionary complex is characterized by dipping tectonic layering: tectonic sheets some 15 km thick, made up of volcanic-sedimentary associations with electrically conductive graphite-bearing sediments and of granitoid rocks, plunge successively eastwards in a monotonous manner. At the lower crustal level the tectonic sheets of the accretionary complex become fuzzy, appearing in seismic reflection images as a homogenous acoustically semi-transparent medium where only fragments of the margins of some sheets can be discerned. The crust-mantle boundary is diffuse: the crust to mantle interface is determined by the gradual vanishing of the fuzzy boundaries of tectonic sheets and a gradational transition from the acoustically homogenized and semi-transparent lower crust to the transparent mantle. The 'blurring' of the images of rock contacts, which had originally produced acoustic impedance contrasts, is caused by melting and mixing of partial melts. The analysis of the 3D model of the deep structure has brought some new conclusions about the principal features and sources of the evolution of the Svecofennian accretionary orogen. A model of the onset and evolution of Svecofennian orogeny, which is considered as one of the components of the supercontinent Lauroscandia, is described in the paper by M. V. Mints "3D model of the deep structure of the Svecofennian accretionary orogen: a geodynamic interpretation", which constitutes the second part of this study.

**Keywords:** Svecofennian orogen; seismic reflection surveying; magnetotelluric sensing; 3D crustal model; Vyborg-Suojarvi profile; FIRE-2-2a-1; FIRE-3-3a; Fennoscandian shield; Paleoproterozoic era.

## **Введение**

Сравнительно недавно были завершены исследования глубинного строения восточной части Фенноскандинавского щита и фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах территории России методом отраженных волн – общей глубинной точки (МОБ ОГТ) по геотраверсам 1-ЕВ и Татсейс, а также профилю 4В. Наиболее полная и систематическая характеристика результатов исследований опубликована в двух монографиях на русском и английском языках [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015]. В это же время подобные исследования МОБ ОГТ проводились в юго-восточной части Фенноскандинавского щита по системе профилей проекта FIRE в Финляндии [Lahtinen et al., 2005, 2009; Kukkonen, Lahtinen, 2006].

Полученные результаты также положены в основу моделей глубинного строения и геологической эволюции [Kontinen, Paavola, 2006; Korja et al., 2006a, b; Janik et al., 2009]. Цели и методы обоих исследований были аналогичными, изученные территории, разделенные государственными границами, принадлежат одной и той же раннедокембрийской геотектонической провинции. Тем не менее результаты до настоящего времени не получили совместной интерпретации.

Первая цель нашей работы состояла в создании объемной модели глубинного строения позднепалеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена, значительная часть которого расположена в Южной Финляндии, на базе профилей FIRE-2-2a-1 и FIRE-3-3a (положение профилей показано на рис. 1) с использованием

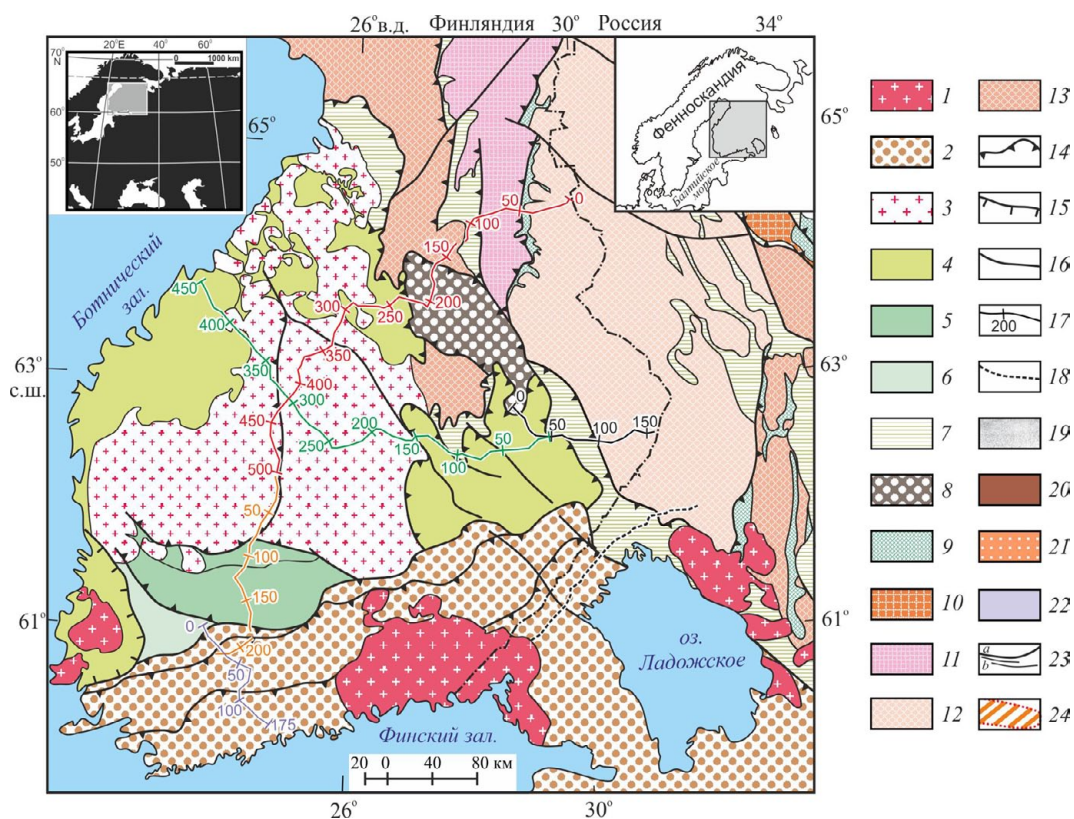


Рис. 1. Геологическая карта юго-востока Фенноскандинавского щита (осадочный чехол удален):

Здесь и на рис. 2, 4–7: 1–7 – палеопротерозой: 1 – граниты-рапакиви, 2 – Южно-Финляндский гранулитогнейсовый пояс (гнейсы гранулитовой и амфиболитовой фации, граниты), 3 – Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс, 4–7 – вулканогенно-осадочные пояса: 4 – Похьянмаа, Саво, Саимаа, 5 – Пирканмаа-Тампере, 6 – Хаме, 7 – Ладога-Ботнический (пассивная окраина Карельского кратора); 8–14 – архей: 8 – гранулитогнейсовый пояс Варпайсъярви, 9 – зеленокаменные пояса (Суомуссалми-Кухмо-Типасъярви и др.), 10–14 – микроконтиненты (гранит-зеленокаменные области): 10 – Рануа, Иисалми и Водлозерский, 11 – Кианта, 12 – Кухмо-Сегозерский, 13 – Ковдозерский. 14–16 – тектонические границы: 14 – надвиги и взбросо-надвиги, 15 – сбросы, 16 – сбросо-сдвиги. 17 – сейсмопрофили проекта FIRE (выделены цветными линиями): FIRE-1 – фиолетовый, FIRE-2a – оранжевый, FIRE-2 – красный, FIRE-3a – зеленый, FIRE-3 – черный; 18 – профиль МТЗ «Выборг-Суоярви». 19–24 – дополнительные обозначения на геологических разрезах: 19 – сейсмический образ, предположительно кора аккреционного комплекса; 20 – зона рефлексивиты в нижней коре, предположительно образованная при участии андер- и интерплейтинга мантийных мафитовых магм; 21 – акустически гомогенная область, предположительно область интенсивной метаморфической переработки; 22 – мантия, 23 – тектонические границы (а) и границы структурных доменов (б), 24 – области повышенной электропроводности

Fig. 1. Geological map of the southeastern Fennoscandian shield (the sedimentary cover was removed):

1–7 – Paleoproterozoic: 1 – rapakivi granite, 2 – Southern Finland granulite-gneiss belt (gneiss of granulite and amphibolite facies, granite), 3 – Central Finland Granitoid Complex, 4–7 – volcanic-sedimentary belts: 4 – Pohjanmaa, Savo, Saimaa, 5 – Pirkanmaa-Tampere, 6 – Häme, 7 – Ladoga-Bothnian belt (passive margin of the Karelian craton); 8–14 – Archaean: 8 – Varpaisjärvi granulite-gneiss belt, 9 – greenstone belts (Suomussalmi-Kuhmo-Tipasajärvi, etc.), 10–14 – microcontinents (granite-greenstone domains): 10 – Ranua, Iisalmi and Vodlozero, 11 – Kianta, 12 – Kuhmo-Segozero, 13 – Kovdozero. 14–16 – tectonic boundaries: 14 – thrusts and upthrusts, 15 – normal faults, 16 – strike-slip faults. 17 – seismic profiles of the FIRE project (highlighted in color lines): FIRE-1 – purple, FIRE-2a – orange, FIRE-2 – red, FIRE-3a – green, FIRE-3 – black; 18 – Vyborg-Suojärvi magnetotelluric sounding (MTS) profile. 19–24 – additional symbols on geological sections: 19 – seismic image, presumably the crust of the accretionary complex; 20 – reflectivity zone in the lower crust, presumably formed by the under- and interleaving of mantle mafic magmas; 21 – acoustically homogeneous region, presumably a region of intense metamorphic reworking; 22 – mantle, 23 – tectonic boundaries (a) and boundaries of structural domains (b), 24 – areas of increased electrical conductivity

методических подходов и приемов, разработанных в процессе глубинных исследований на

русской части Восточно-Европейского кратора. Важная роль была отведена результатам

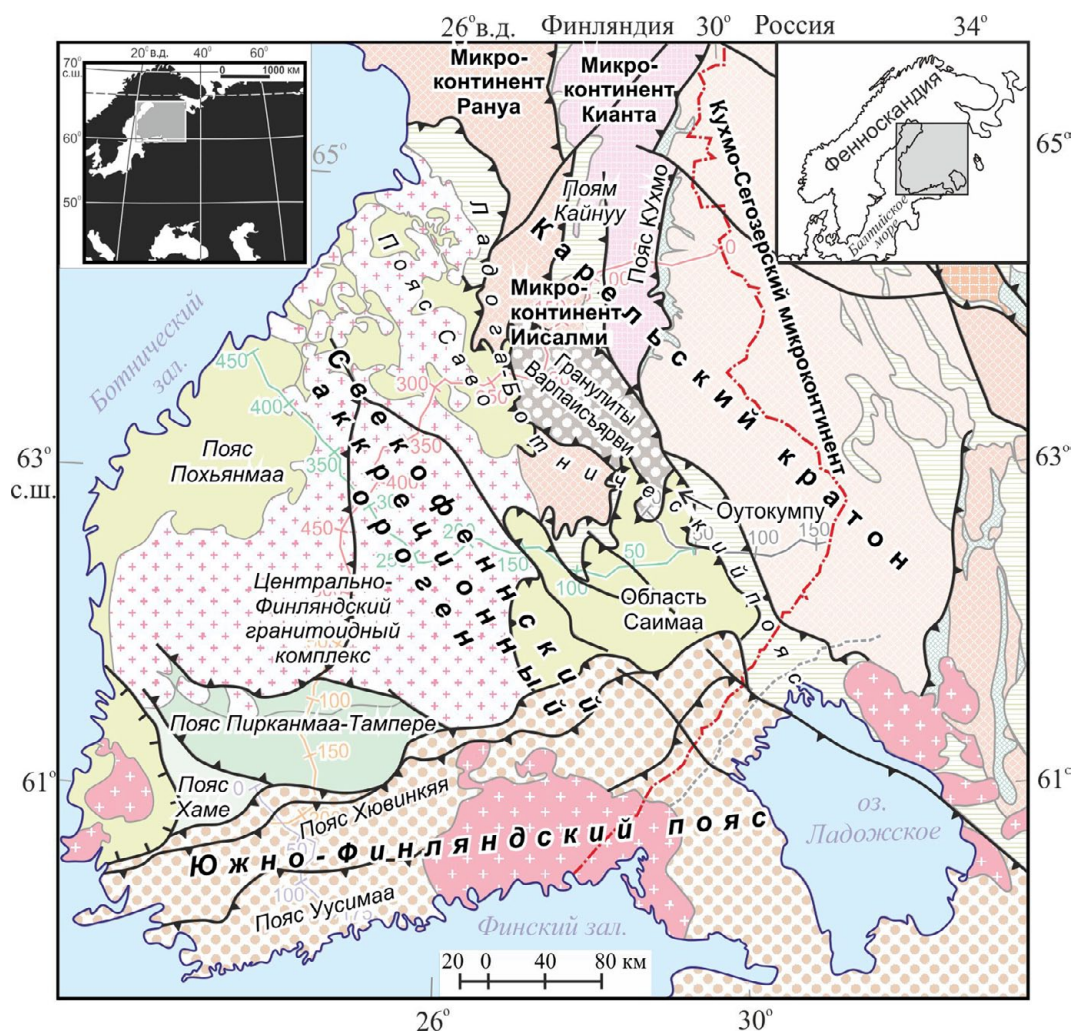


Рис. 2. Тектоническое районирование докембрийской коры на юго-востоке Фенноскандинавского щита

Fig. 2. Tectonic zoning of the Precambrian crust in the southeast of the Fennoscandian shield. See Fig. 1 for legend

магнитотеллурических исследований по профилю Выборг-Суоярви в Северном Приладожье [Соколова и др., 2016, 2017] и использованию ранее полученных данных в Южной Финляндии [Korja et al., 2002; Vaittinen et al., 2012]. Построенные по ним распределения глубинной электропроводности в ряде случаев обеспечили независимую верификацию модели геологической структуры, опирающейся на данные сейсмоки, а также расширили возможности реконструкции вещественного состава горных пород в глубинах коры.

Второй целью исследования являлась разработка эволюционной модели формирования Свекофеннского аккреционного орогена и определение места Свекофеннского орогена в истории палеопротерозойского Лавро-Русского орогенеза, охватившего территорию Лавроскандии – суперконтинента, объединявшего

Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны. Обоснование и характеристика этой модели представлены в статье «Геодинамическая интерпретация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена» [Минц, 2018].

### Геологический очерк

Район исследований, охватывающий сопредельные тектонические структуры на юго-востоке Фенноскандинавского щита – архейский Карельский кратон и позднепалеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген, располагается в пределах России и Финляндии (рис. 1, 2). Принято считать, что Карельский кратон и Свекофеннский ороген разделены Раахе-Ладожским швом – крутопадающей правосдвиговой зоной северо-западного

простирается, которая прослеживается по геологическим и геофизическим признакам из района Северного Приладожья в район Шеллефтео в Северной Швеции.

Формирование Карельского кратона, как и Кола-Карельского континента в целом, завершилось в неогархее ~ 2,75 млрд лет назад. В дальнейшем кора достраивалась и подвергалась переработке преимущественно во внутриконтинентальной обстановке. В результате процессов мантийно-плюмового типа 2,76–2,58 млрд лет назад кора архейского континента была кардинально преобразована [Минц и др., 2010, гл. 1, 2; Mints et al., 2015, ch. 2, 3]. В начале палеопротерозоя, ~2,5–2,3 млрд лет назад, при возобновлении мантийно-плюмовой активности в основании архейской коры, мощность которой в то время достигала 60–70 км, размещались габбро-анортозиты. Совместно с вмещающими архейскими породами они подверглись метаморфизму гранулитовой фации. В ходе последовавших в позднем палеопротерозое процессов тектонического сжатия и формирования внутриконтинентальных орогенов фрагменты габбро-анортозитовых тел были перемещены к верхним уровням коры, образовав основание тектоно-стратиграфических разрезов гранулит-гнейсовых поясов (наиболее известны габбро-анортозиты в основании Лапландского и Колвица-Умбинского поясов на Кольском полуострове). Преобладающая часть габбро-анортозитов осталась на уровне коромантийного раздела. Синхронно с интрузиями габбро-анортозитов верхнюю часть коры интрузировали мафит-ультрамафитовые магмы, сформировавшие близповерхностные расслоенные массивы [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015].

Следующий пик мантийно-плюмовой активности в среднем-позднем палеопротерозое датирован ~ 2,2–1,8 млрд лет. Во внутренней области Карельского кратона возникли протяженные рифты, заполнявшиеся осадками и лавами базальтового и андезибазальтового состава. Процессы растяжения сопровождались локальными переходами от рифтинга к спредингу и частичному разрыву континентальной литосферы, в частности, вдоль границы Кухмо-Сегозерской и Кьянта гранит-зеленокаменных областей (рис. 2). Место разрыва континентальной коры и кратковременное существование океанической структуры Красноморского типа фиксирует офиолитовый комплекс Йормуа (1,97–1,95 млрд лет) в пределах пояса Кайнуу [Peltonen et al., 1998]. С этим же пиком эндогенной активности связано разделение суперконтинента Лавроскандия на

Северо-Американскую и Восточно-Европейскую части и возникновение Свекофеннского океана [Минц, 2017]. Сформированный при закрытии Свекофеннского океана одноименный аккреционный ороген занимает центральную часть Фенноскандинавского щита. Эта статья посвящена юго-восточной части орогена, непосредственно примыкающей к Карельскому кратону.

Окраина Карельского кратона перекрыта метаморфизованными вулканогенно-осадочными комплексами, сформированными на шельфе и континентальном склоне пассивной окраины, возникшей при раскрытии Свекофеннского океана. Эти породы слагают Ладожско-Ботнический пояс шириной от 20 до 50 км. Начало осадконакопления на шельфе пассивной окраины стартовало около 2,0 млрд лет назад и продолжалось до ~1,91 млрд лет [Nuhma et al., 1991]. В основании разреза по границе с Карельским кратоном фрагментарно распределены средне- и позднепалеопротерозойские (ятулий-людиковий) отложения. В нижней части разреза преобладают кварциты и кварцито-песчаники с конгломератами и гравелитами, перекрывающими архейский фундамент. Выше следуют пестроцветные доломиты и известняки с подчиненными песчаниками и сланцами. Верхи разреза образованы биотит-кварцевыми сланцами, нередко сульфид- и графитсодержащими, при участии карбонатных пород и кварцитов. С графитоносными породами связаны рудопроявления и месторождения графита (месторождение Кителя и группа проявлений графита в Северном Приладожье, месторождение Виистола в Финляндии) [Бискэ, Колодей, 2014; Gautneb et al., 2016]. Выше залегает позднепалеопротерозойская сортавальская серия (ливвий) мощностью 2600–2700 м, сложенная амфиболитами (метатолитами и метатуфами) при участии биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов (метаандезитов и метадацитов), которые вверх по разрезу сменяются доломитовыми и кальцитовыми мраморами, кальцифирами, амфиболитами, амфиболовыми, слюдяными, слюдяно-кварцевыми сланцами и кварцитами, как правило, обогащенными сульфидами и графитом. Следующий уровень образован ладожской серией (калевий), мощностью в несколько тысяч метров, в составе которой преобладают андалузит-ставролитовые, силлиманит-двуслюдяные и кордиеритовые гнейсы (метапесчаники и метаалевролиты), ограниченно участвуют амфиболиты (метабазиты и метаандезиты). Сортавальская серия рассматривается в качестве отложений на шельфе пассивной окраины.

Ладожская серия формировалась у подножия континентального склона.

Юго-восточная часть Свекофеннского орогена образована сочетанием осадочно-вулканогенных поясов и гранитоидных массивов (рис. 2). Пояс Саво шириной 60–70 км, протягивающийся в северо-западном направлении вдоль границы с Карельским кратоном, образован переслаиванием слабо и умеренно метаморфизованных граувакк, кремнистых сланцев и песчаников, а в участках более интенсивного метаморфизма – слюдяными, графит- и/или сульфидсодержащими сланцами (известно несколько рудопоявлений графита [Gautneb et al., 2016]), вмещающими прослой амфиболитов и гнейсов (метавулканитов), датированных 1,93–1,92 млрд лет. Около половины пояса занято гранитоидами, сформированными 1,91–1,88 и 1,88–1,87 млрд лет назад.

Пояс Саво принято рассматривать в качестве фрагмента примитивной островной дуги [Lahtinen et al., 2005]. В пределах овальной в плане области с поперечником около 100 км, образующей юго-восточное продолжение пояса Саво, выделяются области Оутокумпу и Саимаа. Роль гранитоидов здесь ниже, а метаосадки резко преобладают. Мафитовые метавулканиты, ассоциированные с серпентинитами, рассматриваются в качестве офиолитового комплекса Оутокумпу. С офиолитами связано месторождение сульфидных Cu-Co-Zn-Au-содержащих руд. Предполагается, что офиолитовый комплекс был сформирован на начальной стадии раскрытия океанического бассейна около 1,97 млрд лет [Nuhma, 1986]. Оруденение возникло в океанической среде в результате гидротермально-метасоматических процессов. Затем 1,90 млрд лет назад при закрытии океана и последовавшей коллизии офиолитовый комплекс был выдавлен в западном направлении на окраину Карельского кратона [Lahtinen et al., 2005; Kontinen et al., 2006].

Пояс Похьянмаа (Пюхасалми) приблизительно овальной формы протяженностью около 180 км образован метаосадками, датированными 1,90–1,87 млрд лет: граувакками, кварцитами, песчаниками, слюдяными сланцами, графит- и/или сульфидсодержащими сланцами и парагнейсами с линзами и прослоями амфиболитов (мафитовых метавулканитов). Литологические и геохимические характеристики предполагают формирование пород в задуговом или междугловом бассейне [Koistinen et al., 1996, 2001; Lahtinen et al., 2005].

Субширотный сланцевый пояс Тампере протяженностью более 100 км при максимальной ширине 25 км образован метаосадками и

метавулканитами островодужного типа кислого, основного и среднего состава, датированными 1,90–1,89 млрд лет [Koistinen et al., 2001; Lahtinen et al., 2005]. Нижняя часть разреза образована мафитовыми лавами, изверженными в рифтогенной или задуговой обстановке не позднее 1,90 млрд лет [Kähkönen, 1989; Nuhma et al., 1991; Lahtinen et al., 2002]. Осадочно-вулканогенная толща прорвана телами гранитоидов, связанных с Центрально-Финляндским массивом. Основание тектоно-стратиграфического разреза в южной части пояса образовано турбидитами и глинистыми осадками, значительно обогащенными графитом и сульфидами, что нехарактерно для остальной части пояса [Kähkönen, 1999]. Пояс Пирканмаа протяженностью 175 км при максимальной ширине около 50 км можно рассматривать в качестве южного компонента пояса Тампере. Здесь преобладают метаосадки (метаграувакки, кремнистые сланцы, метапесчаники, слюдяные сланцы, графит- и сульфидсодержащие сланцы); метавулканиты играют подчиненную роль. В западной части пояса известны рудопоявления графита [Gautneb et al., 2016].

Пояс Хаме занимает следующую к югу позицию, непосредственно соседствуя с поясом Пирканмаа. Пояс образован мафитовыми вулканитами, прорванными массивами гранитоидов и небольшими телами габбро, диоритов и ультрамафитов. В верхней части возрастает роль метаосадков. Южная часть пояса перекрыта тектоническим покровом Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса, на западе пояс перекрыт наложенной впадиной, в которой сопряжен мезопротерозойский массив гранитов-рапакиви Лаитила.

Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс (ЦФГК) площадью около 40 000 кв. км размещен в центре Южной Финляндии. Комплекс представляет собой полого лежащее силлообразное тело [Korja et al., 2006a]. Его мощность в сечении профилями FIRE-2a и FIRE-1 варьирует от 10 до 20 км. Изотопно-геохронологические данные фиксируют в гранитоидах свидетельства корового источника с возрастом ~2,1–2,0 млрд лет [Rämö et al., 2001]. В составе комплекса преобладают «синорогенные» известково-щелочные гранодиориты, тоналиты, граниты, монзониты и сиениты и их метаморфизованные аналоги, датированные 1,89–1,87 млрд лет [Lahtinen, Nuhma, 1997 и ссылки в ней]. Принято выделять «синкинематические» (~1,89–1,88 млрд лет) и «посткинематические» (~1,89–1,87 млрд лет) интрузивы [Nironen et al., 2000; Rämö et al., 2001]. Посткинематические гранитоиды демонстрируют признаки

бимодальной (мафитовой-фельзической) магматической ассоциации, типичной для обстановок растяжения. Петрологические [Elliott et al., 1998] и геохимические [Art et al., 1978; Nironen et al., 2000] данные свидетельствуют, что посткинematические гранитоиды кристаллизовались из «сухих» высокотемпературных магм А-типа и/или магм чарнокит-эндербитовой серии [Минц и др., 1996].

В различных местах Свекофеннского орогена в метаосадках и магматических породах были обнаружены цирконы с возрастными 2,08–1,91 и в меньшем количестве 2,78–2,45 млрд лет, что свидетельствует о существовании предшествовавшей Свекофеннской аккреции ювенильной среднепалеопротерозойской коры, включавшей в той или иной степени ассимилированные фрагменты коры архейского возраста [Andersson et al., 2006, 2011 и ссылки в них]. Заключительным событием в палеопротерозойской истории Восточно-Европейского композитного кратона стало формирование дугообразного Лапландско-Среднерусско-Южно-Прибалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена, охватившего Карельский кратон с севера, востока, юга и юго-запада [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015]. Южно-Прибалтийский сектор орогена образован чередованием дугообразных в плане выпуклых к востоку поясов, контрастно различающихся уровнем метаморфизма: зеленосланцевой эпидот-амфиболитовой фации в одних поясах и от высокой амфиболитовой до гранулитовой фации в других. Дугообразные пояса с центриклинальным погружением границ представляют собой тектонические покровы, центробежно надвигавшиеся на породы обрамления. Крайний с востока Старая Русса – Южно-Финляндский гранулит-гнейсовый пояс протягивается от оз. Ильмень и города Старая Русса к северу, далее через Северное Приладожье на запад вдоль северного побережья Финского залива. Протяженность пояса достигает 1200 км. В районе города Старая Русса и оз. Ильмень известна яркая аномалия электропроводности («Ильменская аномалия») [Ковтун, 1989; Жамалетдинов, Кулик, 2012]. Южно-Финляндская ветвь этого пояса традиционно рассматривается финскими исследователями в составе Свекофеннского орогена. Наиболее часто употребляемое наименование этой структуры – Южно-Финляндский осадочно-вулканогенный комплекс, но некоторые авторы пользовались иными наименованиями [например, Korsman et al., 1999; Väisänen et al., 2000; Lahtinen et al., 2005; Korja et al., 2006b]. Породы, слагающие пояс, интродуцированы позднеорогенными

гранитоидами [Rämö et al., 2001]. В последние годы, начиная, возможно, с [Kähkönen et al., 1994], предполагается, что породы пояса были сформированы в обстановке задугового бассейна зрелой островной дуги.

Внешняя зона дугообразного Старая Русса – Южно-Финляндского пояса (основание тектоно-стратиграфического разреза) сложена гиперстеновыми гранулит-гнейсами, эндербитами, гиперстеновыми гранитами, амфиболитами, парагнейсами и мигматитами. Выше по разрезу преобладают гранат-кордиерит-графитовые гнейсы (кондалиты), граниты и плагиограниты с гранатом, кордиеритом и графитом. В западной части пояса известны рудопоявления графита [Gautneb et al., 2016]. В Северном Приладожье пояс сложен амфиболитами, амфиболовыми и двупироксен-плагиоклазовыми сланцами, биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-кордиеритовыми, биотит-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами [Koistinen et al., 2001; Глебовицкий, 2005]. В этой части пояса расположено Ихальское месторождение крупно-среднечешуйчатого графита [Бискэ, Колодей, 2014].

В составе Южно-Финляндской ветви пояса преобладают сланцы и гнейсы гранулитовой и амфиболитовой фации (метаграувакки, кремнистые сланцы, метапесчаники, слюдяные сланцы, графит- и/или сульфидсодержащие сланцы, парагнейсы, амфиболиты), протолиты которых датированы ~1,95–1,87 млрд лет, частично более древними цифрами [Väisänen et al., 2000; Koistinen et al., 2001; Глебовицкий, 2005]. Высокотемпературный метаморфизм проявился дважды: 1,89–1,87 млрд лет назад («главная орогенная стадия») и 1,83–1,81 млрд лет назад («позднеорогенная стадия») [Väisänen et al., 2000 и ссылки в ней]. Значительное место занимают гранодиориты, диориты, часть гиперстенсодержащие, и их метаморфизованные аналоги, датированные 1,91–1,88 млрд лет. Однако главную роль играют более молодые граниты, монцониты, сиениты и монцодиориты и их метаморфизованные аналоги с возрастом от ~1,88–1,87 [Koistinen et al., 2001] до 1,82 [Väisänen et al., 2000] млрд лет. Термобарометрические данные свидетельствуют о размещении сухих высокотемпературных расплавов на глубине не менее 15 км в условиях гранулитовой фации. Продолжение Южно-Финляндской ветви гранулит-гнейсового пояса к западу зафиксировано в южной части области Бергслеген в Южной Швеции [Andersson et al., 2006].

Исследования на территории России в Северном Приладожье дали близкие оценки



возраста метаморфических событий. Пиковые параметры метаморфизма M1, датированного 1,88–1,85 млрд лет, снижаются от 950–840 °С при 6,4 кбар в основании покрова до 860–780 °С при 4,8 кбар выше по разрезу. Последующему метаморфическому событию M2, 1,80–1,78 млрд лет назад, отвечают значения от 680–600 °С при 5,5 кбар до 560–620 °С при 3,2 кбар. При этом в породах параавтохтона, образованного сортавальской серией, наблюдается инвертированная метаморфическая зональность, характеризующаяся параметрами метаморфизма от 550 °С при 3 кбар непосредственно ниже гранулитового покрова до 450 °С при 1 кбар в удалении от него (наша интерпретация данных, приведенных в [Глебовицкий, 2005; Балтыбаев и др., 2006]).

### **Геологическая интерпретация геофизических материалов: подходы и методы**

*Модели геологической среды по данным сейсморазведки преломленных и отраженных волн (соотношения скоростной-плотностной и сейсмогеологической моделей)*

Термины «коро-мантийная граница» и «раздел Мохо» обычно рассматриваются как синонимы. Однако эти термины синонимами не являются. Раздел Мохо – это геофизический образ непрерывной плавно изгибающейся поверхности планетарного ранга, при пересечении которой скорость продольных волн более или менее скачкообразно возрастает с 6,9–7,4 до 8,0–8,2 км/сек [Christensen, Mooney, 1995]. В свою очередь, коро-мантийная граница – это комплексный геологический феномен, совмещающий сведения о составе, уровне метаморфизма и механических свойствах горных пород земной коры, мантии и переходной зоны, а также структурные особенности коро-мантийного раздела. Раздел Мохо – это усредненный сглаженный образ границы между корой и мантией Земли.

Скоростные и связанные с ними плотностные модели земной коры предполагают разделение коры на субгоризонтальные «слои», различающиеся составом и/или уровнем метаморфизма [например, Christensen, Mooney, 1995; Павленкова, 1999]. Наиболее популярна трехслойная модель с выделением, соответственно, «верхней», «средней» и «нижней» коры. Эти термины следуют модели субгоризонтально расслоенной коры, однако исключают прямую корреляцию скорости и расчетной плотности с составом горных пород. Кроме

того, они не предполагают четких ограничений и удобны при описании свойств пород на разных уровнях земной коры. Скорость сейсмических волн и плотность пород закономерно возрастают от верхней к нижней коре. Для обозначения коровых слоев часто используются наименования, указывающие на состав пород, наиболее близко отвечающий оценкам скорости акустического сигнала и соответствующей плотности: «гранитный», «диоритовый» и «базальтовый» (или «гранулит-базитовый») слои. Следует заметить, что, несмотря на условный характер этих наименований, некоторые авторы вплоть до настоящего времени воспринимают их буквально – как указание на реальный состав коры на разной глубине.

По мере совершенствования техники получения и обработки данных были разработаны модели коры, образованные относительно большим числом субгоризонтальных слоев и линзообразных тел варьирующей мощности, различающихся скоростными и плотностными характеристиками, опираясь на которые, авторы пытаются более детально распознать состав горных пород или горно-породных ассоциаций, слагающих отдельные слои и блоки в коре [например, Korsman et al., 1999; Mooney et al., 2002; Kuusisto et al., 2006; Thybo, Artemieva, 2013]. В отношении принципиального подхода эти модели не отличаются от моделей относительно простой субгоризонтальной расслоенности. На основе комплексного подхода к интерпретации совокупности сейсмических, гравиметрических и геотермических данных [Буянов и др., 1989] удалось подойти к построению 2D и 3D моделей коры Фенноскандинавского щита [Glaznev et al., 1989; Buyanov et al., 1995; Mitrofanov et al., 1998], используя реалистичные петрофизические данные о поверхностных породах региона [Galitchanina et al., 1995] и экспериментальные данные по изменению физических свойств пород при высоких термодинамических параметрах [Глазнев, 2003]. Было продемонстрировано закономерное уменьшение детальности выявления аномальных объектов по мере увеличения глубины их залегания. Этот аспект общей проблемы геофизической интерпретации естественно отражается и на результативных геолого-геофизических моделях, улучшение которых невозможно в рамках традиционных методов сейсмотомографии, гравиметрической и геотермической инверсии.

Сейсмические образы коры (картины сейсмических отражений, полученных методом отраженных волн – общей глубинной точки, МОВ-ОГТ) докембрийских кратонов демонстрируют широкие вариации структурных характеристик

коры и определяющую роль наклонных поверхностей раздела. Коро-мантийная граница, как правило, проявлена достаточно отчетливо по смене умеренно или интенсивно отражающей нижней коры акустически относительно прозрачной мантийной областью. В некоторых случаях нижняя кора акустически полупрозрачна, при этом коро-мантийная граница как бы исчезает, хотя раздел Мохо (по данным преломленных волн) по-прежнему вполне отчетлив. Известны случаи, когда полупрозрачная кора постепенно сменяется акустически прозрачной мантийной областью [BABEL Working Group, 1990; Abramovitz et al., 1997; White et al., 2000; Van der Velden and Cook, 2005; Kukkonen, Lahtinen, 2006; Mints et al., 2009, 2015; Минц и др., 2010; Cook et al., 2010; Hammer et al., 2010; Минц, 2011, 2016].

Нижняя кора на картинах сейсмических отражений обычно отождествляется с зоной многократных субгоризонтальных интенсивных отражений («зоной рефлексивити»), которая во многих случаях, хотя далеко не повсеместно, непосредственно перекрывает коро-мантийную границу [Mooney, Meissner, 1992]. Наиболее популярна в качестве геологического образа зоны рефлексивити модель «расслоенной нижней коры», которая формируется в условиях растяжения, сопровождаемого послойными интрузиями мафитовых мантийных магм [Holliger, Levander, 1994], с контрастами акустической жесткости на границах мафитовых интрузивов и пород коры.

В отличие от моделей субгоризонтально расслоенной коры, в которых подчеркивалось отсутствие или слабость взаимосвязей между наблюдаемыми на дневной поверхности геологическими структурами и глубинными «слоями», картины сейсмических отражений, на которых широко представлены наклонные отражатели, удалось надежно объединить с геологическими картами в рамках объемных моделей [Cook et al., 2010; Hammer et al., 2010; Минц и др., 2010; Mints et al., 2015; Минц, 2016]. В свою очередь, объемные модели коры, коро-мантийной границы и верхней части литосферной мантии, благодаря тесной увязке геологических объектов в глубинах коры и в верхней части литосферной мантии, а также латеральных вариаций в строении коро-мантийной границы с геологическими образованиями на дневной поверхности, создали принципиально новую базу для обсуждения глубинного строения, геодинамических обстановок, тектонических и термальных событий в истории формирования кратонов.

К настоящему времени опубликованы многочисленные работы, авторы которых по-

пытались совместить в рамках общих моделей глубинного строения данные глубинного сейсмозондирования в пологих лучах (скоростные-плотностные модели) и сейсмопрофилирования на базе МОВ-ОГТ (структурно-геологические модели), в частности, вдоль некоторых профилей программы ЛИТОПРОБА [Cook et al., 2010] и профилей POLAR, HUKKA и FIRE-4 в Финляндии [Janik et al., 2009]. Оценивая полученный результат с «менее примирительной» позиции, мы полагаем, что в комплексных моделях этого типа на субгоризонтальную расслоенность коры выборочно наложены некоторые из структурных направлений, заимствованных из картины сейсмических отражений. Альтернативной подобным попыткам является идея о принципиальной независимости моделей субгоризонтальной расслоенности коры и моделей геологического строения, опирающихся на картину сейсмических отражений [Минц и др., 1987]. Субгоризонтальные скоростные сейсмические границы в коре никогда не достигают дневной поверхности, вне зависимости от интенсивности тектонических перемещений блокового, складчатого или покровно-надвигового типа. Это можно объяснить единственным образом: границы возникают в консолидированной коре, приблизительно следуют дневной поверхности и перемещаются внутри коры при тектонических движениях, восстановлении изостатического равновесия, эрозионном удалении верхней части коры и пр. Отклонения от «генерального» положения границ скоростной расслоенности могут возникать в результате разнообразных дополнительных воздействий: тепловых и флюидных потоков, тектонических напряжений, вариаций литостатического давления и т. п. Специальное обсуждение проблемы двух типов сейсмических границ было предложено в работе [Glaznev et al., 2015] с использованием плотностной модели, извлеченной из комплексной трехмерной геофизической модели земной коры и верхней мантии на юго-востоке Фенноскандинавского щита [Глазнев, 2003], и сейсмогеологических разрезов коры, в том числе полученных по проекту FIRE (рис. 3).

Было показано: (1) субгоризонтальная плотностная расслоенность коры накладывается на ранее сформированную геологическую структуру; (2) плотностная дифференциация пород с глубиной уменьшается и лишь в верхней части коры (до глубины 5–10 км) породы сохраняют «плотностную индивидуальность»; (3) особенности плотностной расслоенности в преобладающей степени определяются современным и относительно недавним состоянием коры и могут быть нарушены в результате

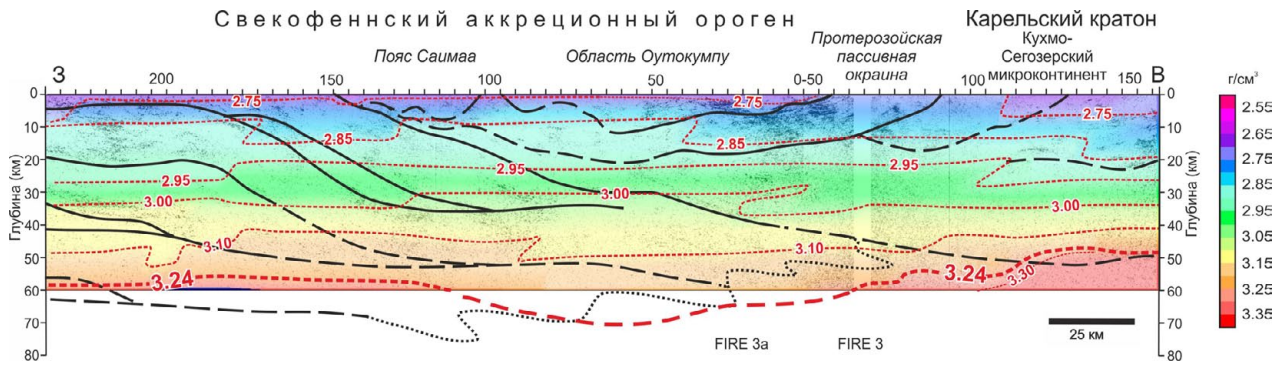


Рис. 3. Сравнение положения и морфологии границ плотностной расслоенности земной коры и раздела Мохо с тектоническими границами в сечении сейсмогеологической модели коры по профилю FIRE-3-3а.

Плотностная модель заимствована в: [Glaznev et al., 2015], сейсмогеологическая модель охарактеризована ниже (см. рис. 5). Плотности, превышающие  $3,30 \text{ г/см}^3$ , относятся к породам верхней мантии, а плотности меньше  $3,20 \text{ г/см}^3$  – к породам самой нижней части коры. В качестве значения плотности, отвечающего положению раздела Мохо, принято  $3,24 \text{ г/см}^3$ , что определяется наилучшим соответствием глубины этой изоплотностной поверхности и интерполированной глубины раздела Мохо, построенной по исходным сейсмическим данным

Fig. 3. Comparison between the location and morphology of the density stratification boundaries within the earth's crust and the Moho discontinuity with tectonic boundaries presented in seismogeological model of the crust along the FIRE-3a-3 profile (see Fig. 5 below).

The density model is after [Glaznev et al., 2015], the seismogeological model is described below (see Figure 5). The densities exceeding  $3.30 \text{ g/cm}^3$  reliably relate to the upper mantle, and the densities less than  $3.20 \text{ g/cm}^3$  relate to the rocks of the lowest part of the crust. The  $3.24 \text{ g/cm}^3$  is accepted as the density value that corresponds approximately to the Moho discontinuity, which is determined by the best coincidence of this isodensity surface depth and the interpolated Moho depth constructed from the initial seismic data

наиболее поздних деформаций; (4) представления о нижней коре континентов как о «зоне рефлексивити» и как о слое значительно повышенной плотности и скорости не являются эквивалентными, так как зона рефлексивити в основании коры наблюдается далеко не везде; (5) высокий уровень уплотнения пород в коре под воздействием литостатической нагрузки невозможно объяснить на уровне «простых» представлений о метаморфизме и/или об уплотнении и компактизации пород, базирующихся на лабораторных исследованиях образцов и расчетных моделях, что свидетельствует о существовании дополнительных и весьма мощных механизмов, которые обеспечивают обратимые изменения плотности горных пород. Следует подчеркнуть: нижняя кора – это наиболее глубокий и наиболее высокоплотный элемент субгоризонтальной плотностной расслоенности, в свою очередь, сейсмический образ зоны рефлексивити преимущественно связан с процессами преобразования коры в результате магматического андерплейтинга и интерплейтинга в обстановках рифтогенного растяжения и мантийно-плюмовой активности.

#### Данные магнитотеллурики и подходы к их интерпретации

Магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования (МТЗ/МВЗ) используют

естественное переменное электромагнитное поле Земли для получения информации о распределении электропроводности недр земной коры и верхней мантии. Диапазон значений удельной электропроводности (характеризующей собственно вещество конкретной породы) превышает 12 порядков: от  $10^6 \text{ См/м}$  для пород, содержащих электронно-проводящие минералы, до  $10^{-6} \text{ См/м}$  и менее у массивных интрузивных и некоторых других пород, что обеспечивает физическую возможность детального разделения структурно-вещественных комплексов. Вклад в аномальную электропроводность земных недр вносят два механизма: электронная проводимость, обусловленная наличием в горных породах металлических / сульфидных / графитоносных минеральных ассоциаций, и ионная проводимость, связанная с присутствием в порах минерализованной воды или с частичным плавлением вещества. В современных геодинамически-активных регионах благодаря обилию флюидов различного состава и происхождения доминирующим механизмом повышения электропроводности является ионная проводимость. Напротив, в недрах докембрийских кратонов крупнейшие аномалии созданы сильными электронными проводниками и лишь часть верхнекоровых аномально-проводящих объектов соотносится с механически ослабленными разломными зонами, концентрирующими минерализованную

воду метеорного происхождения в порах и трещинах.

Методические основы интерпретации данных магнитотеллурических зондирований обеспечивают возможность перевода решаемой некорректной обратной задачи (восстановление распределения электропроводности недр по наблюдениям электромагнитных полей на земной поверхности) в разряд условно-корректных с помощью адекватного выбора размерности и модели среды, учета погрешностей наблюдаемых данных и сужения множества эквивалентных решений за счет априорной информации [Бердичевский, Дмитриев, 2010]. В качестве таковой используются данные других геофизических методов, физические свойства пород региона, геологические карты и другая геологическая информация. С помощью региональных площадных магнитовариационных (МВ) съемок изучаемые объекты оконтуриваются в плане, а более чувствительные к изменению электропроводности по глубине магнитотеллурические (МТ) зондирования дают материал для построения детальных моделей 2D или 3D распределения глубинной электропроводности (или обратной величины – электрического сопротивления).

Геоэлектрические образы глубинных структур (разрезы или объемные модели распределения электропроводности) в комплексе с другими геофизическими и геологическими данными позволяют достоверно реконструировать структурно-вещественные особенности глубинного строения геологических объектов. Важную информацию о строении кратонов получают при изучении линейно-вытянутых коровых проводников, трассирующих к глубинным уровням коры графит- и сульфидсодержащие осадочно-вулканогенные пояса архейского и протерозойского возраста, известные практически на всех древних щитах [Жамалетдинов, Кулик, 2012]. Примеры применения МТ-метода для исследований этих тектонических структур (в другой терминологии – сутур или пограничных мобильных поясов) представлены материалами по фундаменту и щитам Восточно-Европейской [Pajunpää, 1987; Korja et al., 2002; Habibian et al., 2010; Jozwiak, 2012; Vaittinen et al., 2012], Африканской [Weckmann, 2012] и Северо-Американской [Yin et al., 2014] платформ.

При изучении электропроводности юго-восточной части Фенноскандинавского щита мы использовали материалы региональных магнитовариационных зондирований [Pajunpää, 1987; Wybranec et al., 1999; Jozwiak, 2012] и результаты магнитотеллурических (МТ) работ

в прагматичных профильных вариантах [Korja et al., 2002; Vaittinen et al., 2012; Соколова и др., 2016, 2017]. Для автоматизированного решения обратной задачи по материалам зондирований на профиле Выборг-Суоярви в Северном Приладожье использовалась программа двумерной инверсии [Varentsov, 2007], основанная на робастных, адаптирующихся к реальным входным данным процедурах регуляризованной оптимизации. Стратегия цикла МТ-инверсий, предпринятых для получения итогового разреза электропроводности (сопротивления) по линии профиля, базировалась на разработанной в ЦГЭМИ ИФЗ РАН методике, обобщенной в [Varentsov, 2011] и продемонстрированной, например, в [Sokolova et al., 2007].

### **Объемная модель глубинного строения**

Свекофеннский аккреционный комплекс пересекают профили FIRE-2-2а-1 и FIRE-3-3а (рис. 1, 4 и 5). Картины сейсмических отражений – сейсмические образы коры и коро-мантийной границы на обоих профилях в целом однотипны: бросается в глаза последовательное погружение пакетов отражений, связанных с породами Свекофеннского аккреционного комплекса, к восточным концам обоих профилей и диффузный характер коро-мантийного раздела, ограничивающего эти пакеты снизу.

#### *Свекофеннский аккреционный комплекс*

На картинах сейсмических отражений тектонические пластины аккреционного комплекса, каждая мощностью от 10 до 20 км, прослеживаются от дневной поверхности, где их положение и конфигурация границ охарактеризованы геологической картой, до раздела кора-мантия на глубине более 60 км. Пластины последовательно погружаются в восточном или северо-восточном направлении под углом 10–12° и как бы растворяются в мантии. Согласно данным геологического картирования, эти пластины преимущественно образованы породами островодужных и междуговых обстановок. Образы тектонических пластин периодически прерываются акустически прозрачными участками, которые, вероятно, связаны с размещением интрузивных тел. Однако отсутствие достоверной корреляции этих участков с соответствующими объектами на поверхности не позволяет достоверно их идентифицировать. Особое место в структуре аккреционного орогена принадлежит Центрально-Финляндскому массиву – одному из крупнейших гранитоидных массивов Фенноскандии. На разрезе по профилю FIRE-2-2а-1

отчетливо видно, что массив или его значительная часть представляет собой полого залегающее силлообразное тело, образованное структурно и, возможно, вещественно расслоенным комплексом пород, максимальная мощность которого не превышает 10–12 км. Наше заключение согласуется с интерпретацией, ранее представленной финскими коллегами [Kontinen, Paavola, 2006; Korja et al., 2006a]. Субгоризонтальное интрузивное тело срезает и перекрывает последовательность наклонно погружающихся пластин. Однако на разрезе по профилю FIRE-3-3а видно, что восточная часть гранитоидного массива является компонентом аккреционного комплекса: эта часть массива погружается в восточном направлении и прослеживается от поверхности до коро-мантийной границы.

### *Карельский кратон*

Результаты наших исследований, охарактеризованные в этой статье, ограничены краевой областью Карельского кратона, пограничной относительно Свекофеннского аккреционного орогена. Для корректной геологической интерпретации сейсмического образа потребовалось тщательно согласовать полученную геологическую модель с ранее отработанными моделями, охватывающими Карельский кратон в целом. В основании коры Карельского кратона выделяется слой, заполненный интенсивными сейсмическими отражениями (зона рефлексивности). Было показано, что определяющая роль в возникновении этого слоя принадлежала палеопротерозойским процессам подслаивания и внедрения (андерплейтинга и интраплейтинга) мафитовых мантийных магм, производные которых подстилают архейскую кору Карельского кратона [Mints et al., 2009, 2015, ch. 12, fig. 12.6, 12.7, app. I – 19; Минц и др., 2010, рис. 4.18–4.20, прил. V; Минц, 2011].

Карельский кратон надвинут навстречу тектоническим пластинам аккреционного комплекса, погружающимся под его окраину. В этой же области вулканогенно-осадочный комплекс пассивной окраины (Ладога-Ботнический пояс) и микроконтиненты Рануа и Иисалми, напротив, надвинуты в восточном направлении на окраину кратона. В восточной части профиля FIRE-3-3а нижнекоровая зона рефлексивности прервана акустически гомогенной полупрозрачной областью, где на картине отражений не просматривается внутренняя структура и становится неразличимой граница между полупрозрачной корой и прозрачной мантией. Аналогичная область гомогенной полупрозрачной

коры, прерывающая зону рефлексивности, была ранее охарактеризована восточнее Ладожского озера в интервале от 1050 до 1200 км по профилю 1-ЕВ [Mints et al., 2009, 2015, ch. 12, app. I – 19; Минц и др., 2010, прил. V; Минц, 2011]. Вполне вероятно, что в данном случае мы имеем два сечения одной и той же области гомогенизированной коры, протягивающейся вдоль континентальной окраины.

### *Пограничная область Карельского кратона и Свекофеннского аккреционного комплекса*

Аккреционный комплекс прослеживается под окраиной Карельского кратона на расстоянии более 200 км. Утоненная окраина кратона в значительной части перекрыта комплексом пород пассивной окраины (рис. 5), поверх которого размещены вулканогенные и осадочные породы, заполняющие синформные структуры пояса Саво и области Саимаа (рис. 1, 2, 4 и 5), что позволяет рассматривать область Саимаа и пояс Саво в качестве надвинутого (выжатого) на борта осадочного заполнения окраинного бассейна. На разрезе по профилю FIRE-2-2а-1 (рис. 4) хорошо видно, что окраина Карельского кратона раздроблена и его фрагменты, в том числе микроконтинент Иисалми и палеопротерозойский пояс Кайнуу, перемещены в северо-восточном направлении, образуя структуру типа «крокодил». Похожее строение границы между Свекофеннским орогеном и Карельским кратоном зафиксировано профилями проекта BABEL [Abramovitz et al., 1997; Korja, Heikkinen, 2005; Lahtinen et al., 2009].

### *Коро-мантийная граница*

Коро-мантийная граница, подстилающая Свекофеннский аккреционный ороген, на всем протяжении профилей FIRE-2-2а-1 и FIRE-3-3а имеет зубчатое начертание и диффузный облик [Минц, 2016]: пластины аккреционного комплекса последовательно достигают коро-мантийную границу и как бы растворяются в акустически прозрачной мантийной области (рис. 4 и 5). В согласии с этими наблюдениями модельные расчеты плотности нижней коры и верхней мантии Свекофеннского орогена демонстрируют отсутствие сколько-нибудь значительного плотностного скачка при переходе от нижней коры к мантии [Kuusisto et al., 2006; Glaznev et al., 2015]. Максимальная глубина проникновения тектонических пластин в мантию, фиксируемая на сейсмических разрезах, достигает 75 км, область максимальных значений связана с границей Карельского кратона и

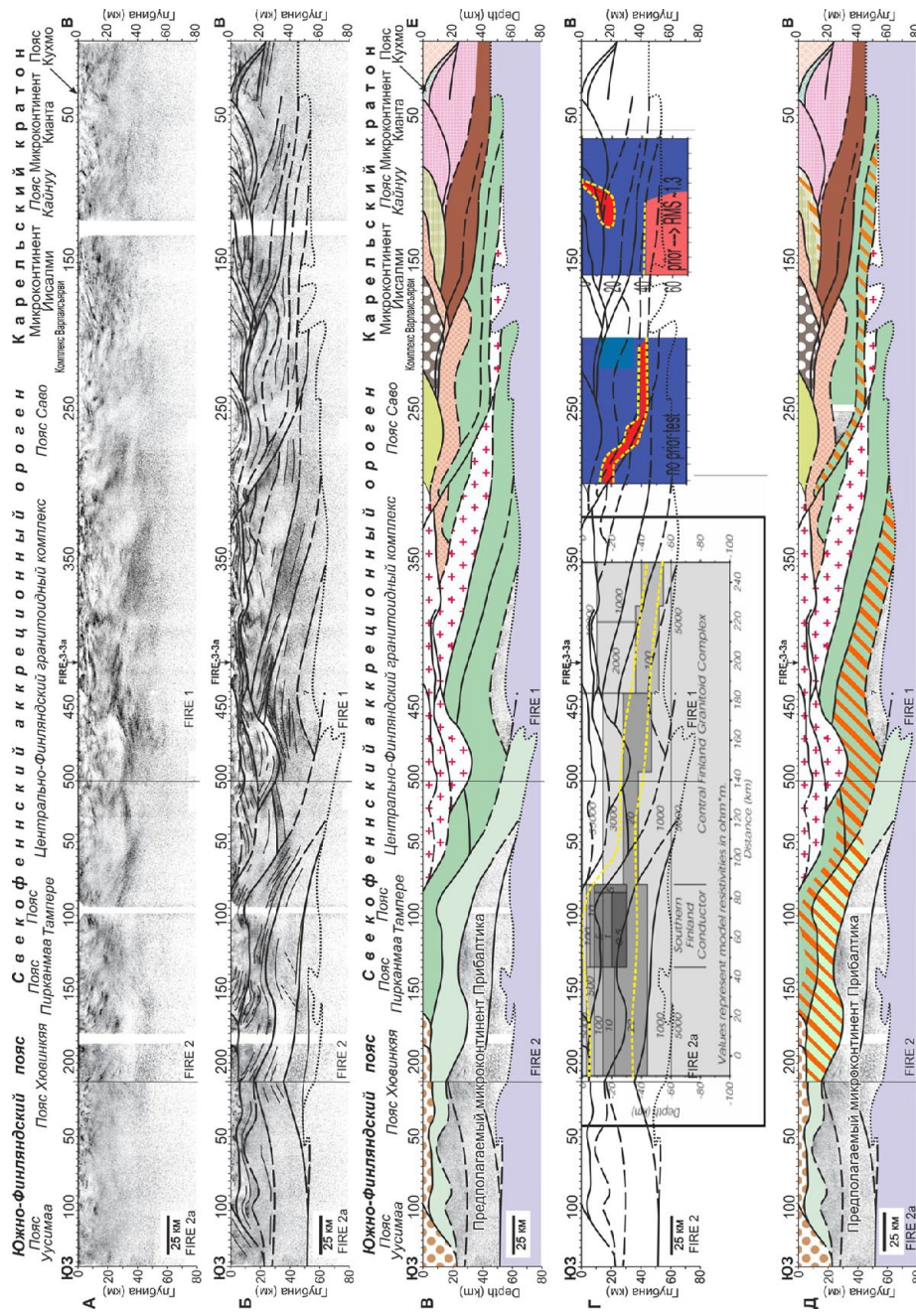


Рис. 4. Разрез по профилю FIRE-2-2a-1 (положение разреза см. на рис. 1):

А – мигрированный сейсмический разрез по: [Kukkonen, Lahtinen, 2006]; Б – мигрированный сейсмический разрез с выделенными геологическими границами; В – сейсмогеологическая модель, разработанная авторами данной статьи; Г – структурный «скелет» сейсмогеологической модели, совмещенный с данными о распределении электрического сопротивления: слева – результаты МТ-зондирований в южной части профиля SVEKA, практически совпадающего по положению с сейсмопрофилем (значения сопротивления даны в Ом·м) [по: Korja et al., 2002], в центре и в восточной части профиля – модели электросопротивления, спроецированные с близрасположенных профилей (красным цветом показаны коровые проводники) [по: Vaitinen et al., 2012]; Д – интерпретационный геологический разрез с нанесенными зонами повышенной электропроводности

Fig. 4. Section along the FIRE-2-2a-1 profile (see Fig. 1 for the section location):

А – migrated CMP section after [Kukkonen and Lahtinen, 2006]; Б – migrated CMP section with deciphered geological boundaries; В – seismicogeological model developed by the authors of the paper; Г – structure of the seismicogeological model with the data on the distribution of the electrical resistivity: on the left, the results of the MT soundings in the southern part of the SVEKA profile are shown (the MTS profile practically concurs with the seismic profile, the electrical resistivity values are given in Ohm·m after [Korja et al., 2002]), in the center and in the eastern part of the profile, electrical resistivity models are projected from nearby profiles (red color shows conductors) (after [Vaitinen et al., 2012]); Д – interpretative geological section with zones of increased electrical conductivity

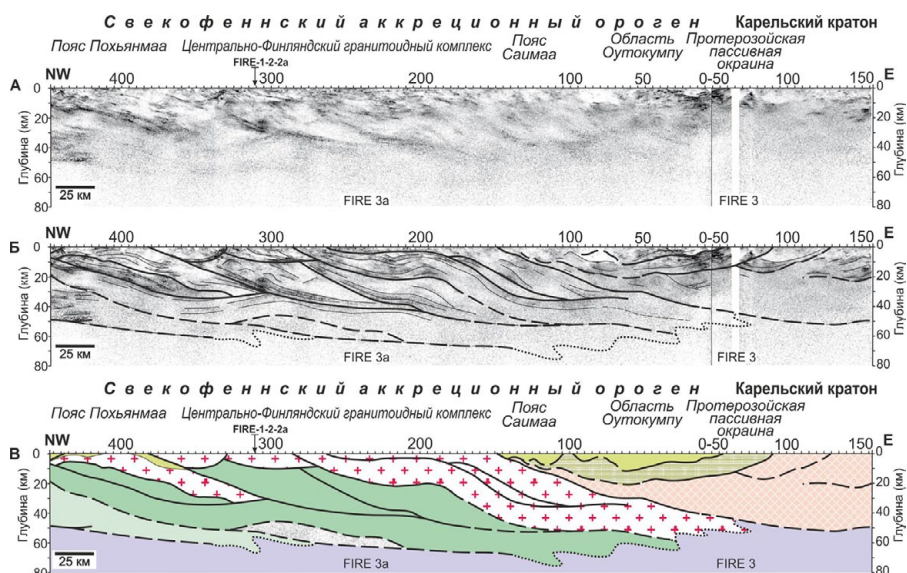


Рис. 5. Разрез по профилю FIRE 3-3а (положение разреза см. на рис. 1):

А – мигрированный сейсмический разрез по: [Kukkonen, Lahtinen, 2006]; Б – мигрированный сейсмический разрез с выделенными геологическими границами; В – интерпретационный геологический разрез, разработанный авторами данной статьи

Fig. 5. Section along the FIRE 3-3a profile (see Fig. 1 for the section location):

А – migrated CMP section after [Kukkonen and Lahtinen, 2006]; Б – migrated CMP section with deciphered geological boundaries; В – interpretative geological section developed by the authors of the paper

Свекофеннского орогена. В основании Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса образ коро-мантийной границы частично сохраняет диффузный характер, но приобретает ровное горизонтальное начертание. Эти объекты пересечены профилями на ограниченном расстоянии близ окончаний профилей. На значительно более представительных разрезах по профилю 4В и по геотраверсу 1-ЕВ было установлено, что Карельский кратон практически полностью подстилается нижнекоровой зоной рефлексивиты, появление которой связано с палеопротерозойским андерплейтингом мафитовых магм мантийноплюмового происхождения [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015]. Можно предполагать, что слабая выраженность зоны рефлексивиты в основании Карельского кратона на профилях FIRE-2-2а-1 и FIRE-3-3а связана с утонением коры Карельского кратона при формировании пассивной окраины.

*Результаты магнитотеллурического зондирования: анализ ранее опубликованных материалов и интерпретация данных по профилю Выборг-Суоярви*

В предыдущие годы в рассматриваемой части Свекофеннского аккреционного орогена

финскими и российскими исследователями были получены значительные магнитотеллурические материалы. Мы дополнительно проанализировали ранее опубликованные геоэлектрические разрезы, пересекающие ороген в непосредственной близости от профиля FIRE-2-2а-1 [Korja et al., 2002; Vaitinen et al., 2012]. Сопоставление этих данных с данными геологического картирования и непосредственные полевые наблюдения показали, что в исследуемом регионе повышенная электропроводность связана с породами, включающими значительную примесь графита, часто с примесью сульфидов. Особенности размещения графитосодержащих пород в регионе охарактеризованы в разделе 2. Скрытокристаллический и/или неполнокристаллический графит присутствует в осадочных породах низкой и умеренной степени метаморфизма, крупно- и среднечешуйчатый графит характерен для гранулитов. Аномалии электропроводности наблюдаются в породах пассивной окраины Карельского кратона и в породах Свекофеннского аккреционного комплекса, которые связаны с наличием скрыто- и/или неполнокристаллического графита, и в Южно-Финляндских парагранулитах, содержащих крупно- и среднечешуйчатый графит.

В свою очередь, совмещение данных об электропроводности пород со структурным

«скелетом» коры на сейсмических разрезах (рис. 4), во-первых, продемонстрировало хорошую корреляцию некоторых сейсмических и геоэлектрических особенностей и тем самым обеспечило «кросс-верификацию» результатов двух независимых методов, во-вторых, позволило более достоверно разделить тектонические пластины, сложенные вулканогенно-осадочным комплексом, и пластины, образованные гранитоидами. В дальнейшем по аномалиям электропроводности были выделены графитсодержащие осадочные породы, слагающие «слепые» (не достигающие поверхности) пластины аккреционного комплекса в сечении профилем FIRE-2-2а-1.

При построении объемной модели глубинного строения в Северном Приладожье, где отсутствуют данные сейсморазведки, мы использовали результаты магнитотеллурических зондирований по линии Выборг-Суоярви [Соколова и др., 2016, 2017] (рис. 6). При интерпретации геоэлектрического разреза было использовано сечение объемной плотностной модели восточной части Фенноскандинавского щита по линии Выборг-Суоярви [Глазнев, 2003] и данные детальной магниторазведки [Golubtsova et al., 2016].

Распределение сопротивления в глубинном разрезе [Соколова и др., 2017], полученное по описанной выше методике инверсии МТ-данных, демонстрирует структуру коры, в которой породы аккреционного комплекса почти полностью выклинились: лишь маломощный горизонт пород повышенной электропроводности, который непрерывно прослеживается на глубине 20–25 км под тектоническим покровом Южно-Финляндских гранулитов и, вероятно, далее к северу под Карельским кратоном, можно сопоставить с метаосадками аккреционного комплекса.

Для интерпретации нижней части коры в интервале глубин от 20–25 до 55 км, которая характеризуется электрическим сопротивлением 5000–500 Ом·м, а также увеличенной мощностью, мы воспользовались корреляцией с глубинным разрезом по геотраверсу 1-ЕВ, который пересекает продолжение Южно-Финляндского пояса под осадочным чехлом Русской платформы непосредственно к юго-востоку от Ладожского озера [Минц и др., 2010, гл. 4; Mints et al., 2015, ch. 12]. В интервале 1350–1550 км по геотраверсу 1-ЕВ в пределах тех же глубин кора насыщена интенсивными отражениями и представляет собой типичную зону рефлексивности. Анализ геологической карты, сейсмических образов коры и данных о составе и возрасте глубинных ксенолитов были

положены в основу модели нижнекоревой области, образованной мафитовыми гранулитами и насыщенной палеопротерозойскими мафитовыми интрузивами преимущественно габбро-анортозитового состава [Минц и др., 2010, гл. 3; Mints et al., 2015, ch. 8]. Эти породы, при обычных для древних кратонов температуре и давлении на нижнекоровых уровнях, могут обладать значениями сопротивления, близкими к полученным на профиле Выборг-Суоярви. Проведенная аналогия позволяет дать соответствующую интерпретацию нижнему уровню геоэлектрического разреза на рисунке 6.

#### *Объемная модель глубинного строения*

Объемное представление глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических структур – Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса (рис. 7) позволяет объединить и увязать геологическую карту (рис. 1) и глубинные сечения коры (рис. 4–6). Совмещение сейсмических образов коры и данных о структурных закономерностях распределения электропроводящих (графитсодержащих) метаосадков, переслаивающихся с вулканитами, и гранитоидов, характеризующихся высоким электрическим сопротивлением, позволило уверенно протрассировать тектонические пластины аккреционного комплекса от поверхности до границы коры и мантии. Увязка двух сейсмогеологических разрезов позволяет установить преобладающее северо-восточное направление погружения пород аккреционного комплекса. Согласно данным геологического картирования, погружение тектонических пластин сопровождалось правостдвиговыми перемещениями в пределах как Карельского кратона, так и Свекофеннского аккреционного комплекса. Пограничная область характеризуется расслаиванием и взаимным расклиниванием коры, типичным для коллизионных орогенов. На всем протяжении профилей аккреционный комплекс ограничен снизу диффузной коро-мантийной границей зубчатого начертания: глубинные окончания погружающихся тектонических пластин визуальнo «растворяются» в мантии.

#### **Обсуждение: структурно-геологическая интерпретация сейсмических образов коры и коро-мантийной границы**

Докембрийская кора Фенноскандинавского щита характеризуется субгоризонтальной скоростной и, соответственно, плотностной



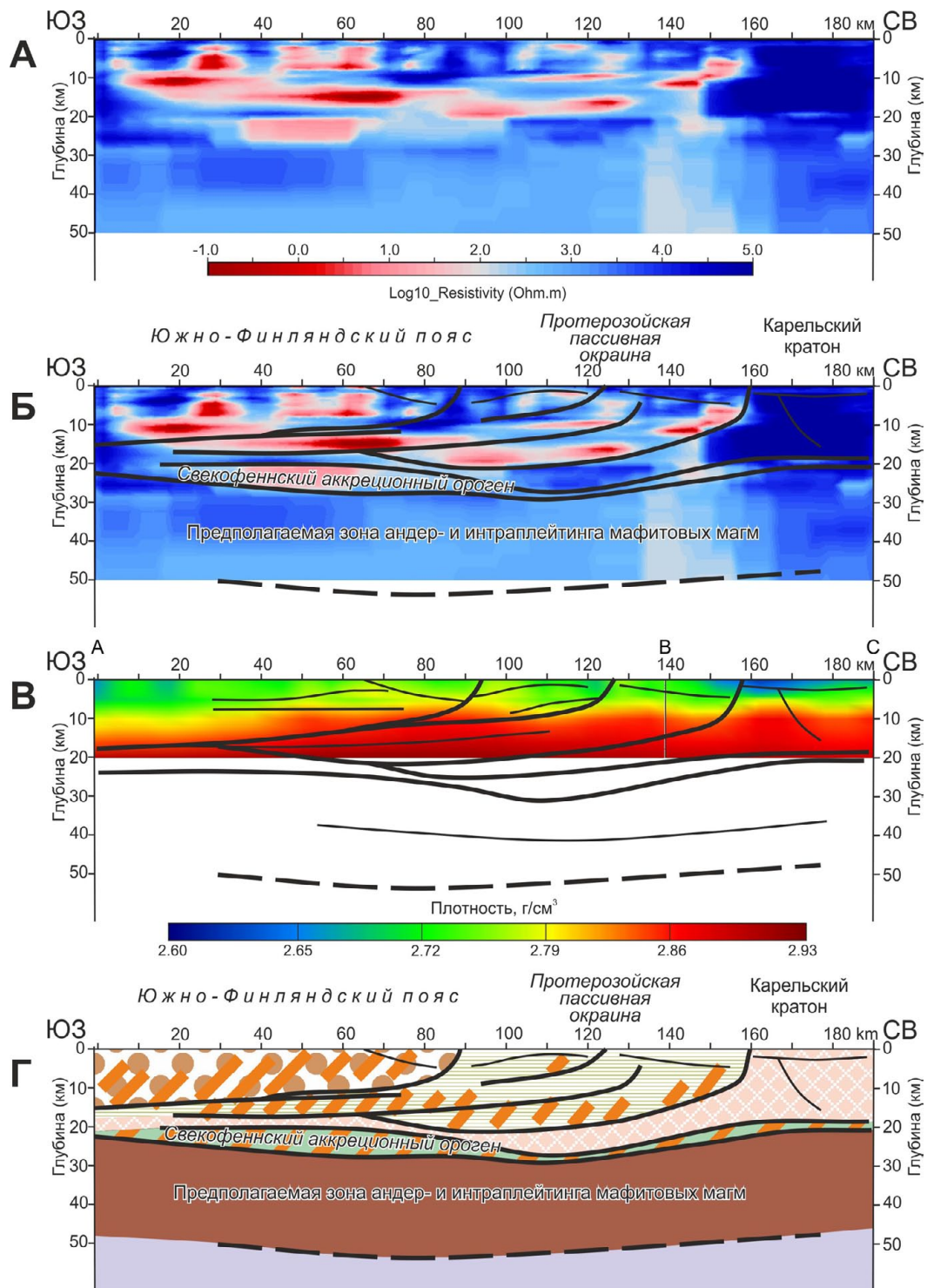


Рис. 6. Геологический разрез по линии Выборг-Суоярви, суммирующий комплекс геологических и геофизических данных:

А – глубинный разрез электрического сопротивления; Б – тот же разрез с нанесенными тектоническими границами, выделенными с учетом плотностной модели и данных геологического картирования; В – плотностный разрез с нанесенными тектоническими границами; Г – интерпретационный геологический разрез

Fig. 6. Geological section along the Vyborg-Suojärvi line summarizing the complex of geological and geophysical data:

А – depth profile of the electrical resistivity, Б – the same profile with the tectonic boundaries determined in accordance with the density model and the geological mapping data, В – density section with the tectonic boundaries, Г – interpretative geological section

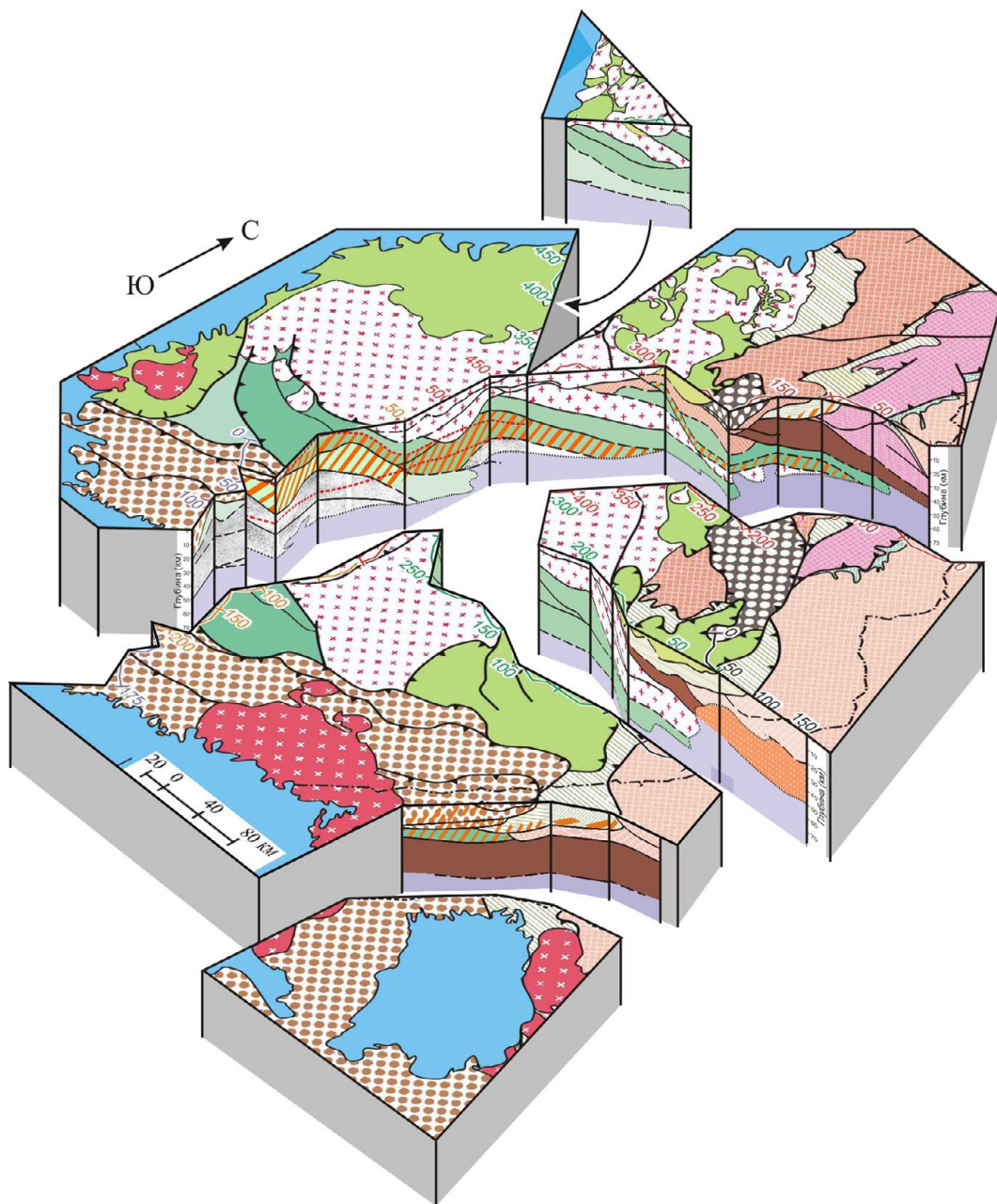


Рис. 7. Трехмерная модель (блок-диаграмма) глубинного строения Свеккофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических структур – Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса

Fig. 7. 3D model (block diagram) of the deep structure of the Svecofennian accretionary orogen and adjacent tectonic units: the Karelian craton and the Southern Finland granulite-gneiss belt. See Fig. 1 for legend

расслоенностью. Высокоскоростная-высокоплотная нижняя кора варьирующей мощности и глубинности присутствует в основании коры Свеккофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических подразделений регионального ранга [Korsman et al., 1999; Bock et al., 2001; Bogdanova et al., 2006; Janik, 2010; Janutyte et al., 2014; Glaznev et al., 2015]. Это обстоятельство предполагает однотип-

ность интерпретации состава и происхождения нижней коры в основании Свеккофеннского орогена и нижней коры с аналогичными характеристиками в основании сопредельных областей.

Существенно иную информацию сообщают сейсмические образы коры: глубинное строение Свеккофеннского орогена и Карельского кратона имеет ряд принципиальных отличий

Особенности глубинного строения Свеккофеннского орогена и Карельского кратона

Features of the deep structure of the Karelian craton and the Svecofennian orogen

№№	<b>Карельский кратон</b> (профиль 4B, геотраверс 1-ЕВ) <b>Karelian craton</b> (4B profile, 1-EB geotraverse)	<b>Свеккофеннский ороген</b> (профили FIRE-1-2а-2 и FIRE-3-3а) <b>Svecofennian orogen</b> (FIRE-1-2a-2 and FIRE-3-3a profiles)
1	Для верхней и средней коры гранит-зеленокаменного типа характерна пологая тектоническая расслоенность. Наклонные тектонические границы сосредоточены в относительно узких зонах, разделяющих крупные структурно однородные домены. The upper and middle crust of granite-greenstone type is characterized by gentle tectonic layering. Inclined tectonic boundaries are concentrated in relatively narrow zones dividing large structurally homogenous domains.	Для коры аккреционного комплекса характерны наклонная тектоническая расслоенность и последовательное погружение тектонических пластин мощностью около 15 км в восточном направлении. The accretionary complex crust is characterized by inclined tectonic layering and successive plunging of the tectonic sheets some 15 km thick to the east.
2	Средняя кора отчетливо выделяется в виде акустически полупрозрачной области мощностью 10–15 км. Прозрачные объемы в участках увеличенной мощности по ряду признаков сопоставляются с телами, образованными породами эндербит-чарнокитовой серии. The middle crust appears distinctly as an acoustically semi-transparent domain 10–15 km thick. The transparent bodies of the increased thickness are compared by some characteristics with the units formed by the enderbite-ghanokite series.	Сейсмический образ средней коры не имеет специальных характеристик, отличающих его от верхней коры. The seismic image of the middle crust does not have special characteristics to distinct it from the upper crust.
3	Нижнекоревая зона рефлексивности фиксирует область интра-андерплейтинга мафитовых магм мантийно-плюмной природы, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации в палеопротерозое и, возможно, частично еще в неогархее – вслед за возникновением Карельского кратона как целостной континентальной области. The reflectivity zone in the lower crust sets the under- and interplating of mafic magmas of mantle plume origin, metamorphosed under granulite facies conditions during the Paleoproterozoic and, perhaps, partly during the Neoproterozoic following formation of the Karelian craton as an integral continental area.	Достигая нижнего уровня в коре, наклонные тектонические пластины аккреционного комплекса утрачивают четкие очертания и замещаются однообразной акустически полупрозрачной средой, в которой лишь фрагментарно прослеживаются или «угадываются» границы, разделявшие отдельные пластины. Зона рефлексивности отсутствует. Reaching a lower crustal level, the dipping tectonic sheets of the accretionary complex become fuzzy, appearing as a homogenous acoustically semi-transparent medium where only fragments of the margins of some sheets can be discerned. The reflectivity zone is absent.
4	Коро-мантийная граница (нижняя граница зоны рефлексивности) за малыми исключениями гладкая, резкая, горизонтальная или субгоризонтальная, в отдельных участках прерывается в результате изгибания и погружения в мантию тектонических пластин нижнекорового комплекса, которые как бы растворяются в акустически прозрачной мантии. The crust-mantle boundary (the lower boundary of the reflectivity zone), with few exceptions, is smooth, sharp, horizontal or subhorizontal. In some areas, it is interrupted due to bending and plunging of the tectonic sheets of the lower crust complex into the mantle as if they 'dissolve' in the acoustically transparent mantle.	Коро-мантийная граница имеет диффузный характер: переход от коры к мантии фиксируется постепенным исчезновением смутно прорисованных границ тектонических пластин и постепенным переходом акустически гомогенизированной и полупрозрачной нижней коры в прозрачную мантию. The crust-mantle boundary is diffuse: the crust to mantle interface is determined by the gradual vanishing of the fuzzy boundaries of tectonic sheets and a gradational transition from the acoustically homogenized and semi-transparent lower crust to the transparent mantle.

[Минц и др., 2010; Mints et al., 2015, ch. 12; Glaznev et al., 2015], систематизированных в представленной таблице.

В согласии с данными геологического картирования структурный ансамбль последовательно погружающихся тектонических пластин аккреционного комплекса кардинально отличается Свеккофеннский ороген от Карельского кратона. Важными характеристиками этого ансамбля являются структурная монотонность, которая выражается в приблизительно равных наклоне и мощности тектонических пластин, и отсутствие признаков, которые позволили бы выделить фрагменты бывших островных дуг,

междугловых бассейнов и микроконтинентов. Следует заметить, что выделение подобных фрагментов финскими коллегами [Lahtinen et al., 2005] также характеризуется значительной неопределенностью. Тектонические пластины одинаково теряют определенность очертаний при достижении уровня нижней коры и затем как бы растворяются в акустически прозрачной мантии. Отмеченные особенности сейсмического образа аккреционного комплекса позволяют предполагать приблизительно одновременное погружение тектонических пластин и единовременное преобразование всего ансамбля, результатом которого стало

его превращение в акустически гомогенный полупрозрачный нижнекоровый комплекс. Структурные особенности нижнекорового гранулит-базитового комплекса в пограничной зоне Карельского кратона и Свекофеннского орогена (рис. 4, 5 и 7) показывают, что этот комплекс был сформирован прежде, чем возник Свекофеннский аккреционный ороген.

Какого типа процесс мог быть ответственным за повсеместное преобразование аккреционного комплекса при пересечении коро-мантийной границы тектоническими пластинами? Согласно модели [Kukkonen et al., 2008], в основании коры Свекофеннского орогена в процессе субдукции и в результате коллизии с Карельским кратоном возникли Р-Т условия, которые обеспечивали эклогитизацию пород, слагающих погружающиеся тектонические пластины. Предполагается, что нижняя часть эклогитового «слоя» подверглась деламинации, эклогитизированные породы аккреционного комплекса погрузились в мантию. На наш взгляд, эта модель имеет слабые стороны, которые делают ее корректность сомнительной. Во-первых, высокоскоростная-высокоплотная нижняя кора (понимаемая как элемент субгоризонтальной плотностной расслоенности) Свекофеннского орогена без каких-либо осложнений прослеживается в сопредельную область Карельского кратона, где важные элементы модели, такие как температура и давление в основании коры и ее механические свойства, теряют свою значимость. Во-вторых, разнородность состава аккреционного комплекса, включающего вулканиды различного состава, осадки, интрузивные тела мафитов и гранитоидов, безусловно, предполагает, что эти породы, испытав метаморфизм эклогитовой фации, сохраняют различия в плотностных и скоростных характеристиках и соответствующие различия акустической жесткости. Контакты пород, эклогитизированные разности которых в необходимой степени различаются акустической жесткостью, останутся источниками сейсмических отражений. Следовательно, метаморфизм эклогитовой фации не может быть достаточной причиной гомогенизации среды относительно условий возникновения сейсмических отражений. В-третьих, аналогичные сейсмические образы коры и коро-мантийной границы ранее были отмечены за пределами Свекофеннского аккреционного орогена, в частности, в основании Онежской депрессии на Карельском кратоне и в основании Токмовского овоида в пределах Волго-Уральского кратона.

Учитывая определяющую роль мантийно-плюмовых процессов в палеопротерозойской

геодинамике Восточно-Европейского кратона [Минц и др., 2010, гл. 4, 8; Минц, 2011, 2016; Mints et al., 2015, ch. 12, 14; Mints, Eriksson, 2016], можно предположить, что породы Свекофеннского аккреционного комплекса под воздействием эндогенного теплового потока подвергались парциальному плавлению и высокотемпературному метаморфизму гранулитовой и по мере увеличения глубины – высокотемпературной эклогитовой фации [Kukkonen et al., 2008; Glaznev et al., 2015]. Можно предположить далее, что в результате парциального плавления происходило «размывание» сейсмического образа контактов пород, которые в исходном состоянии создавали контрасты акустической жесткости. В итоге весь комплекс пород превращался в акустически гомогенную среду, способную генерировать только слабые незакономерно ориентированные отражения. По мере перехода к глубинным уровням и увеличения интенсивности магматических и метаморфических процессов породы постепенно становились акустически прозрачными и в этом качестве подобными породам мантии.

Аналогичные изменения акустических свойств характерны для нижней коры и коро-мантийной границы в основании осадочных бассейнов и рифтов различного возраста. К числу примеров относятся: неоархейский бассейн Витватерсранд в Южной Африке [De Wit, Tinker, 2004], трог Валенсия в Западном Средиземноморье [Collier et al., 1994], палеозойский осадочный бассейн на северо-востоке Германии [Krawczyk et al., 1999]. Напротив, данные сейсморазведки отраженных волн, характеризующие кайнозойский аккреционный комплекс Северо-Американских Кордильер в районе острова Ванкувер и палеопротерозойского орогена Уопмей на северо-западе Канады, которые не подвергались воздействию мантийно-плюмовой активности, демонстрируют протяженный образ погружающейся океанской плиты, который прослеживается до глубины не менее 80 км [Van der Velden, Cook, 2005].

Реальная глубина проникновения тектонических пластин Свекофеннского аккреционного комплекса в мантию остается неопределенной, можно лишь предположить, что эта глубина была ограниченной. Следует специально отметить, что сейсмические образы коры Свекофеннского орогена не перекрыты и не затушеваны какими-либо преобразованиями, которые могли бы быть ответственны за формирование скоростной-плотностной расслоенности коры, обнаруживаемой глубинным сейсмическим зондированием и гравитационным плотностным моделированием.

## Заключение

В статье представлена объемная модель глубинного строения позднепалеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена, полученная с использованием методических подходов и приемов, разработанных в процессе глубинных исследований на российской части Восточно-Европейского кратона. В рамках объемной модели удалось объединить и скорординировать данные геологического картирования, сейсморазведки в отраженных волнах по профилям FIRE-1-2а-2 и FIRE-3-3а, сечения плотностной модели коры, результаты магнитотеллурических исследований по профилю Выборг-Суоярви в Северном Приладожье и ранее проведенных магнитотеллурических исследований в Южной Финляндии. Данные магнитотеллурики позволили верифицировать геологическую модель, опирающуюся на интерпретацию сейсмических образов коры, значительно расширили возможности реконструкции вещественного состава горных пород в глубинах коры и позволили реконструировать структуру коры Северного Приладожья.

Анализ модели привел нас к ряду новых выводов о главных особенностях строения Свекофеннского аккреционного орогена.

1. Для аккреционного комплекса характерна наклонная тектоническая расслоенность. Тектонические пластины мощностью около 15 км, образованные вулканогенно-осадочными ассоциациями, включающими электропроводящие графитоносные осадки, и гранитоидами, монотонно-последовательно погружаются в восточном направлении.

2. По мере приближения к уровню нижней коры тектонические пластины аккреционного комплекса утрачивают четкие очертания и на картине сейсмических отражений замещаются однообразной акустически полупрозрачной средой, в которой лишь фрагментарно прослеживаются границы отдельных пластин. Коро-мантийная граница имеет диффузный характер: переход от коры к мантии фиксируется постепенным исчезновением смутно прорисованных границ тектонических пластин и постепенным переходом акустически гомогенизированной и полупрозрачной нижней коры в прозрачную мантию. Тем не менее тщательный анализ структурного рисунка и данные МТ-зондирований позволяют непосредственно проследить границы отдельных пластин от дневной поверхности до коро-мантийной границы.

3. Метаморфизм эклогитовой фации не может быть достаточной причиной гомогенизации среды относительно условий возникновения

сейсмических отражений. Под воздействием эндогенного теплового потока аккреционный комплекс подвергался не только высокотемпературному метаморфизму, но и парциальному плавлению. «Размывание» контактов пород, которые в исходном состоянии создавали контрасты акустической жесткости, более вероятно связано с плавлением и смешением парциальных расплавов. В итоге комплекс пород различного состава превращался в акустически гомогенную среду, способную генерировать только слабые незакономерно ориентированные отражения. Аналогичные изменения акустических свойств характерны для нижней коры и коро-мантийной границы в основании осадочных бассейнов и рифтов различного возраста.

4. Структурные особенности Свекофеннского орогена, возникшие на стадии аккреции, не перекрыты и не затушеваны какими-либо преобразованиями, которые могли бы быть ответственны за формирование субгоризонтальной скоростной-плотностной расслоенности коры, обнаруживаемой глубинным сейсмическим зондированием и гравитационным плотностным моделированием.

В результате анализа объемной модели глубинного строения получен ряд новых выводов о главных особенностях и источниках эволюции Свекофеннского аккреционного орогена. Модель возникновения и эволюции Свекофеннского орогена, который рассматривается в качестве одной из составляющих суперконтинента Лавроскандия, охарактеризована в статье «Геодинамическая интерпретация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена» [Минц, 2018].

*Авторы благодарят Российский фонд фундаментальных исследований за поддержку проектов №№ 15-05-01214, 16-05-00543, 16-05-00975. Работа также поддержана ФАНО России (проект 0135-2016-0014).*

## Литература

*Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Левский Л. К., Эклунд О., Кильпелайнен Т.* Два этапа метаморфизма в Свекофенском поясе: результаты изотопно-геохронологического изучения приладожского и сулкавского метаморфических комплексов // *Петрология*. 2006. Т. 14, № 3. С. 268–283. doi: 10.1134/S0869591106030039

*Бердичевский М. Н., Дмитриев В. И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2010. 680 с.

*Бискэ Н. С., Колодей В. А.* Спектроскопия комбинационного рассеяния графита из месторождений и рудопроявлений Приладожья // *Геология*

и полезные ископаемые Карелии / Ред. А. И. Голубев, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. Вып. 17. С. 103–109.

Буянов А. Ф., Глазнев В. Н., Раевский А. Б. Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии // Геофизический журнал. 1989. Т. 11, № 2. С. 30–38.

Глазнев В. Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КазЭМ, 2003. 252 с.

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

Жамалетдинов А. А., Кулик С. Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира // Геофизический журнал. 2012. Т. 34, № 4. С. 22–39.

Ковтун А. А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований. Л.: ЛГУ, 1989. 285 с.

Минц М. В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29. doi: 10.1134/S0016852111040054

Минц М. В. Сейсмические образы коро-мантийной границы как отражение геодинамики докембрийского корообразования // Геофизические исследования. 2016. Т. 17, № 1. С. 65–82.

Минц М. В. Палеопротерозой-фанерозойская история Атлантической зоны: уникальный пример взаимодействия плюм-тектоники и плит-тектоники // Тектоника современных и древних океанов и их окраин: Матер. XLIX Тектонического совещания, посвящ. 100-летию акад. Ю. М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. Т. 2. С. 19–23.

Минц М. В. Геодинамическая интерпретация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена // Труды КарНЦ РАН. 2018. С. 62–76. doi: 10.17076/гео698

Минц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С., Русанов М. С., Ляховский В. А., Мясников В. П. К вопросу о природе внутрикоровых субгоризонтальных сейсмических границ (интерпретация результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины) // ДАН СССР. 1987. Т. 296, № 1. С. 71–76.

Минц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н., Никитичев А. П., Раевский А. Б., Седых Ю. Н., Ступак В. М., Фонарев В. И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры // Труды ГИН. М.: Научный мир, 1996. Вып. 503. 287 с.

Минц М. В., Сулейманов А. К., Бабаянц П. С., Белоусова Е. А., Блох Ю. И., Богина М. М., Буш В. А., Докукина К. А., Заможная Н. Г., Злобин В. Л., Каулина Т. В., Конилов А. Н., Михайлов В. О., Натопов Л. М., Пийп В. Б., Ступак В. М., Тихоцкий С. А., Трусов А. А., Филиппова И. Б., Шур Д. Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; т. 2. 400 с.

Павленкова Н. И. Метод глубинного сейсмического зондирования, основные этапы развития, достижения и проблемы // Физика Земли. 1999. № 7/8. С. 3–29.

Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А., Куликов В. А., Лозовский И. Н., Пушкарев П. Ю., Рокитянский И. И., Таран Я. В., Яковлев А. Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладжской аномалии электропроводности // Геофизика. 2016. № 1. С. 48–64.

Соколова Е. Ю. и рабочая группа ЛАДОГА. Эксперимент синхронного профильного МТ/МВ зондирования Ладжской аномалии электропроводности: новые свидетельства о структуре юго-востока Балтийского щита // Глубинное строение и геодинамика Приладжжя: Матер. Всерос. конф. с междунар. участием. ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 204–2014.

Abramovitz T., Thybo H., Berthelsen A. Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic Shield interpreted from BABEL deep seismic data // Tectonophysics. 1997. Vol. 270. P. 259–277. doi: 10.1016/S0040-1951(96)002

Andersson U. B., Högdahl K., Sjöström H., Bergman S. Multistage growth and reworking of the Palaeoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U – Pb geochronology // Geol. Mag. 2006. Vol. 143, no. 5. P. 679–697. doi: 10.1017/S0016756806002494

Andersson U. B., Begg G. C., Griffin W. L., Högdahl K. Ancient and juvenile components in the continental crust and mantle: Hf isotopes in zircon from Svecofennian magmatic rocks and rapakivi granites in Sweden // Lithosphere. 2011. Vol. 3, no. 6. P. 409–419. doi: 10.1130/L162.1

Art J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman J. Geochemistry of gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // J. Petrology. 1978. Vol. 19. P. 289–316.

BABEL Working Group. Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic Shield // Nature. 1990. Vol. 348. P. 34–38. doi: 10.1038/348034a0

Bock G., Achauer U., Alinaghi A., Ansorge J., Bruneton M., Friederich W., Grad M., Guterch A., Hjelt S.-E., Hyvonen T., Ikonen J.-P., Kissling E., Komminaho K., Korja A., Heikkinen P., Kozlovskaya E., Nevsky M. V., Pavlenkova N., Pedersen H., Plomerová J., Raita T., Riznichenko O., Roberts R. G., Sandoval S., Sanina I. A., Sharov N., Tiikkainen J., Volosov S. G., Wielandt E., Wylegalla K., Yliniemi J., Yurov Y. Seismic probing of Fennoscandian lithosphere // Eos. 2001. Vol. 82, no. 50. P. 621–636.

Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L. The EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton / Eds. D. G. Gee, R. A. Stephenson. European Lithospheric Dynamics. Geological Society, London, Memoirs. 2006. No. 32. P. 599–625.

- Buyanov A. F., Glaznev V. N., Mitrofanov F. P., Raevsky A. B. Three-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structure of the Baltic Shield from geophysical data // *Norges Geologiske Undersøkelse. Special Publication «Geology of the Eastern Finnmark – Western Kola Peninsula Region»* / Eds. D. Roberts, Ø. Nordgulen. 1995. P. 167–178.
- Christensen N. I., Mooney W. D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // *J. of Geophys. Res.* 1995. Vol. 100 (B6). P. 9761–9788. doi: 10.1029/95JB00259
- Collier J. S., Buhl P., Tome M., Watts A. B. Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean) // *Geophys. J. Inter.* 1994. Vol. 118. P. 159–180.
- Cook F. A., White D. J., Jones A. G., Eaton D. W. S., Hall J., Clowes R. M. How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust – mantle transition // *Can. J. Earth Sci.* 2010. Vol. 47. P. 315–351.
- De Wit M., Tinker J. Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data // *South African J. of Geol.* 2004. Vol. 107. P. 185–206. doi: 10.2113/107.1–2.185
- Elliott B. A., Rämö O. T., Nironen M. Mineral chemistry constraints on the evolution of the 1.88–1.87 Ga post-kinematic granite plutons in the Central Finland granitoid complex // *Lithos.* 1998. Vol. 45. P. 109–129. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00028-0.
- Galitshanina L. D., Glaznev V. N., Mitrofanov F. P., Olesen O., Henkel H. Surface density characteristics of the Baltic Shield and adjacent territories // *Norges Geologiske Undersøkelse. Special Publication «Geology of the Eastern Finnmark – Western Kola Peninsula Region»* / Eds. D. Roberts, Ø. Nordgulen. 1995. P. 349–354.
- Gautneb H., Ahtola T., Eklund O., Lynch E. Graphite in Fennoscandia. Conference paper. 2016. Nordic Mining Day PDAC.
- Glaznev V. N., Raevsky A. B., Sharov N. V. A model of the deep structure of the north-eastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data // *Tectonophysics.* 1989. Vol. 162 (1–2). P. 151–164. doi: 10.1016/0040-1951(89)90361-2
- Glaznev V. N., Mints M. V., Muravina O. M., Raevsky A. B., Osipenko L. G. Complex geological-geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: nature of density layering of the crust and the crust – mantle boundary // *Geodynamics and Tectonophysics.* 2015. Vol. 6, no. 2. P. 133–170. doi: 10.5800/GT-2015-6-2-0176
- Golubtsova N., Glaznev V., Kulikov V., Kosnyreva M., Mints M., Nilov M., Pushkarev P., Ryazantsev P., Taran Y., Smirnov M., Sokolova E., Yakovlev A., Zolotaya L. New geoelectrical model of Lake Ladoga conductivity anomaly: tectonic implications in correlation with potential fields // *The 23<sup>rd</sup> Electromagnetic Induction Workshop, Chiang Mai, Thailand, 14–20 August 2016. Abstract Book, 4 p.*
- Oskooi B., Ernst T., Sokolova E., Varentsov I. The conductivity structure across the Trans-European Suture Zone from magnetotelluric and magnetovariational data modelling // *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. Vol. 183, no. 3. P. 377–386. doi: 10.1016/j.pepi.2010.08.005
- Habibian B. D., Brasse H., Oskooi B., Ernst T., Sokolova E., Varentsov I. The conductivity structure across the Trans-European Suture Zone from magnetotelluric and magnetovariational data modelling // *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. Vol. 183, no. 3. P. 377–386. doi: 10.1016/j.pepi.2010.08.005
- Hammer P. T. C., Clowes R. M., Cook F. A., Van der Velden A. J., Vasudevan K. The Lithoprobe transcontinental lithospheric cross sections: imaging the internal structure of the North American continent // *Can. J. Earth Sci.* 2010. Vol. 47. P. 821–857.
- Holliger K., Levander A. Lower crustal reflectivity modeled by rheological controls on mafic intrusions // *Geology.* 1994. Vol. 22. P. 367–370. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0367:LRCMRB>2.3.CO;2
- Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb Isotopic Evidence for the Origin of the Early Proterozoic Svecofennian Crust in Finland: Geological Survey of Finland Bulletin 337. 1986. 48 p.
- Huhma H., Claesson S., Kinney P. D., Williams I. S. The growth of Early Proterozoic crust: New evidence from Svecofennian detrital zircons // *Terra Nova.* 1991. Vol. 3. P. 175–178. doi: 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00870.x
- Janik T. Upper Lithospheric Structure in the Central Fennoscandian Shield: Constraints from P- and S-Wave Velocity Models and VP/VS Ratio Distribution of the BALTIC Wide-Angle Seismic Profile // *Acta Geophysica.* 2010. Vol. 58, no. 4. P. 543–586. doi: 10.2478/s11600-010-0002-0
- Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. B06308. doi: 10.1029/2008JB005689
- Janutyte I., Kozlovskaya E., Majdanski M., Voss P. H., Budraitis M., PASSEQ Working Group. Traces of the crustal units and the upper-mantle structure in the southwestern part of the East European Craton // *Solid Earth.* 2014. Vol. 5. P. 821–836. doi: 10.5194/se-5-821-2014
- Jozwiak W. Large scale conductivity pattern in Central Europe and its correlation to deep tectonic structures // *Pure Appl. Geophys.* 2012. Vol. 169. P. 1737–1747. doi: 10.1007/s00024-011-0435-7
- Kähkönen Y. Geochemistry and Petrology of the Metavolcanic Rocks of the Early Proterozoic Tampere Schist Belt, Southern Finland // *Geological Survey of Finland Bulletin.* 1989. Vol. 34. 104 p.
- Kähkönen Y. Stratigraphy of the central parts of the Palaeoproterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland: review and revision // *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71. 1999. Part 1. P. 13–29.
- Kähkönen Y., Lahtinen R., Nironen M. Palaeoproterozoic supracrustal belts in southwestern Finland / Ed. M. Pajunen. High Temperature – Low Pressure Metamorphism and Deep Crustal Structures. Meeting of International Geoscience Programme (IGCP) Project 304 “Deep Crustal Processes” in Finland: Geological Survey of Finland Guide 37. 1994. P. 43–47.

Koistinen T., Klein V., Koppelmaa H., Korsman K., Lahtinen R., Nironen M., Puura V., Saltykova T., Tikhomirov S., Yanovskiy A. Paleoproterozoic Svecofennian orogenic belt in the surroundings of the Gulf of Finland / Ed. T. J. Koistinen. Explanation to the Map of Precambrian Basement of the Gulf of Finland and Surrounding Area, Scale 1:1 000 000 // Geological Survey of Finland Special Paper 21. 1996. P. 21–57.

Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V., Nordgule I., Wennerström M., Korhonen J. Geological map of the Fennoscandian Shield. Scale 1:2 000 000 / Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia. 2001.

Kontinen A., Paavola J. A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archaean complex between Vartiuss and Vieremä, based on constraints from surface geology and Fire 1 seismic survey / Eds. I. T. Kukkonen, R. Lahtinen. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005 // Geological Survey of Finland Special Paper 43. 2006. P. 223–240.

Korja A., Heikkinen P. The accretionary Svecofennian orogen – insight from the BABEL profiles // Precambrian Res. 2005. Vol. 136. P. 241–268. doi: 10.1029/94TC02905

Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A. D., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L. The BEAR Working Group. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield // Earth Planets Space. 2002. Vol. 54. P. 535–558.

Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P., Kukkonen I. N., FIRE Working Group. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1 // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005: Geological Survey of Finland, Special paper 43. 2006a. P. 45–76.

Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // European Lithosphere Dynamics / Eds. D. G. Gee, R. A. Stephenson. Geological Society, London, Memoirs. 2006b. Vol. 32. P. 561–578.

Korsman K., Korja T., Papunen M., Virransalo P., GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland: International Geology Review. 1999. Vol. 41. P. 287–333. doi: 10.1080/00206819909465144

Krawczyk C. M., Stiller M., DEKORP – BASIN Research Group. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin // Tectonophysics. 1999. Vol. 314. P. 241–253. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00246-2

Kukkonen I. T., Lahtinen R. Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005 // Geological Survey of Finland, Special Paper. 2006. Vol. 43. 247 p.

Kukkonen I. T., Kuusisto M., Lehtonen M., Peltonen P. Delamination of eclogitized lower crust: Control on the crust – mantle boundary in the central Fennoscandian shield // Tectonophysics. 2008. Vol. 457. P. 111–127. doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.029

Kuusisto M., Kukkonen I. T., Heikkinen P., Pesonen L. J. Lithological interpretation of crustal

composition in the Fennoscandian Shield with seismic velocity data // Tectonophysics. 2006. Vol. 420. P. 283–299. doi: 10.1016/j.tecto.2006.01.014

Lahtinen R., Huhma H. Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the 1.93–1.79 Ga Svecofennian crust and mantle // Precambrian Research. 1997. Vol. 82. P. 13–34. doi: 10.1016/S0301-9268(96)00062-9

Lahtinen R., Huhma H., Kousa J. Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data // Precambrian Res. 2002. Vol. 116. P. 81–109. doi: 10.1016/S0301-9268(02)00018-9

Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution / Eds. M. Lehtinen, P. A. Nurmi, O. T. Rämö. Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B. V. Amsterdam. 2005. P. 481–532.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Paleoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia / Eds. P. A. Cawood, A. Kröner. Earth Accretionary Systems in Space and Time. The Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 318. P. 237–256. doi: 10.1144/SP318.8

Mints M. V., Eriksson P. G. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. Vol. 7 (2). P. 173–232. doi: 10.5800/GT-2016-7-2-0203

Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V. A 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province // Tectonophysics. 2009. Vol. 472, no. 1–4. P. 323–339. doi: 10.1016/j.tecto.2008.12.008

Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N., Philippova I. B., Zlobin V. L., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush W. A., Dokukin P. A., Kaulina T. V., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Suleimanov A. K., Trusov A. A., Van K. V., Zamozhniaya N. G. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure // The Geological Society of America Special Paper 510. 2015. 433 p. doi: 10.1130/2015.2510(12)

Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G., Glaznev V. N., Korja A. K. Crustal structure of the Baltic Shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa geotransverse // Inter. Geol. Rev. 1998. Vol. 40, no. 11. P. 990–997.

Mooney W. D., Meissner R. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho / Eds. D. M. Fountain, R. Arculus, R. W. Kay. Continental Lower Crust. Elsevier, Amsterdam. 1992. P. 45–79.

Mooney W. D., Prodehl C., Pavlenkova N. I. Seismic velocity structure of the continental lithosphere from controlled source data (Chapter 54) / Eds. E. W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. Jennings, C. Kisslinger. International handbook of earthquake & engineering seismology. 2002. Vol. 81A. P. 887–910.

Nironen M., Elliott B. A., Rämö O. T. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism



during lithospheric convergence // *Lithos*. 2000. Vol. 53. P. 37–58. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00007-4

*Pajunpää K.* Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1987. Vol. 91. P. 657–666. doi: 10.1111/j.1365-246X.1987.tb01663.x

*Peltonen P., Kontinen A., Huhma H.* Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, Northeastern Finland // *J. Petrology*. 1996. Vol. 37. P. 1359–1383. doi: 10.1093/petrology/37.6.1359

*Peltonen P., Kontinen A., Huhma H.* Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up // *J. Petrology*. 1998. Vol. 39. P. 297–329. doi: 10.1093/etroj/39.2.297

*Rämö O. T., Vaasjoki M., Mänttari I., Elliott B. A., Nironen M.* Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex: I. Radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution // *J. Petrology*. 2001. Vol. 42. P. 1971–1993. doi: 10.1093/petrology/42.11.1971

*Sokolova E., Berdichevsky M., Varentsov I., Rybin A., Baglaenko N., Batalev V., Golubtsova N., Matukov V., Pushkarev P.* Advanced methods for joint MT/MV profile studies of active orogens: The experience from the Central Tien Shan // Protokoll über das 22 Kolloquium “Elektromagnetische Tiefenforschung” / Eds. O. Ritter, H. Brasse. Dtsch. Geophys. Ges. Potsdam. Germany. 2007. P. 132–141.

*Thybo H., Artemieva I. M.* Moho and magmatic underplating in continental lithosphere // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 609. P. 605–619. doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.032

*Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L. M., Hölttä P.* Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland // *Lithos*. 2000. Vol. 54. P. 63–81. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00018-9

*Vahtinen K., Korja T., Kaikkonen P., Lahti I., Smirnov M. Yu.* High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean – Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland // *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 188. P. 908–924. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05300.x

*Van der Velden A. J., Cook F. A.* Relict subduction zones in Canada: *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110, B08403. doi: 10.1029/2004JB003333

*Varentsov I. M.* Joint robust inversion of MT and MV data. *Electromagnetic soundings of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40)*. 2007. Elsevier: 189–222.

*Varentsov I. M.* Pragmatic 2D inversion of synchronous ensembles of MT/MV responses // *V All Russian EM WS Abstracts, SPbGU*. 2011. Vol. 2. P. 17–21.

*Weckmann U.* Making and Breaking of a Continent: Following the Scent of Geodynamic Imprints on the African Continent Using Electromagnetics // *Surv. Geophys.* 2012. Vol. 33. P. 107–134. doi: 10.1007/s10712-011-9147-x

*White D. J., Forsyth D. A., Asudeh I., Carr S. D., Wu H., Easton R. M., Mereu R. F.* A seismic-based cross-section of the Grenville Orogen in southern Ontario and western Quebec // *Can. J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 183–192. doi: 10.1139/e99-094

*Wybranec S., Jankovski J., Ernst T., Pecova J., Phfoc O.* A new method for presentation of induction vector distribution in Europe // *Geophys. Polonica*. 1999. Vol. XLVII (3). P. 323–334.

*Yin Y., Unsworth M., Liddell M., Pana D., Craven J. A.* Electrical resistivity structure of the Great Slave Lake shear zone, northwest Canada: implications for tectonic history // *Geophys. J. Int.* 2014. Vol. 199. P. 178–199. doi: 10.1093/gji/ggu251

Поступила в редакцию 31.05.2017

## References

*Baltybaev Sh. K., Levchenkov O. A., Levskii L. K., Eklund O., Kil'pelyainen T.* Dva etapa metamorfizma v Svekofennskom poyase: rezul'taty izotopno-geokhronologicheskogo izucheniya priladozhskogo i sulkavskogo metamorficheskikh kompleksov [Two metamorphic stages in the Svecofennian domain: the evidence from the isotopic geochronological study of the Ladoga and Sulkava metamorphic complexes]. *Petrologiya* [Petrology]. 2006. Vol. 14, no. 3. P. 268–283. doi: 10.1134/S0869591106030039

*Berdichevskii M. N., Dmitriev V. I.* Modeli i metody magnitotelluriki [Models and methods of magnetotellurics]. Moscow: Nauchnyi mir, 2010. 680 p.

*Biske N. S., Kolodei V. A.* Spektroskopiya kombinatsionnogo rasseyaniya grafita iz mestorozhdenii i rudoproyavlenii Priladozh'ya [Spectroscopy of combinational scattering of the graphite from the deposits and ore occurrences of Lake Ladoga area]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and Mineral Resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. Iss. 17. P. 103–109.

*Buyanov A. F., Glaznev V. N., Raevskii A. B.* Kompleksnaya interpretatsiya dannykh gravimetrii, seismometrii i geotermii [Complex interpretation of gravimetry, seismometry, and geothermometry data]. *Geofizicheskii zhurnal* [Geophysical Journal]. 1989. Vol. 11, no. 2. P. 30–38.

*Glaznev V. N.* Kompleksnye geofizicheskie modeli litosfery Fennoskandii [Complex geophysical models of the lithosphere of Fennoscandia]. Apatity: KaeM, 2003. 252 p.

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

*Kovtun A. A.* Stroenie kory i verkhnii mantii na severo-zapade Vostochno-Evropeskoi platformy po dannym magnitotelluricheskikh zondirovaniy [The structure of the crust and upper mantle of the north-western part of the East European Craton according to the magnetotelluric survey data]. Leningrad: LGU, 1989. 285 p.

*Mints M. V.* Ob'emnaya model' glubinnogo stroeniya rannedokembriiskoi kory Vostochno-Evropeskogo kratona, paleogeodinamicheskie sledstviya [A 3D model of

deep structure of the Early Precambrian crust in the East European Craton and Paleogeodynamic implications]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2011. No. 4. P. 3–29. doi: 10.1134/S0016852111040054

Mints M. V. Seismicheskie obrazy koro-mantiinoi granitsy kak otrazhenie geodinamiki dokembriiskogo koroobrazovaniya [Seismic images of the crust-mantle boundary as an expression of geodynamics of the Precambrian crust formation]. *Geofizicheskie issledovaniya* [Geophysical Research]. 2016. Vol. 17, no. 1. P. 65–82.

Mints M. V. Paleoproterozoi-fanerozoiskaya istoriya Atlanticheskoi zony: unikal'nyi primer vzaimodeistviya plyum-tektoniki i pleit-tektoniki [The Palaeoproterozoic-Phanerozoic history of the Atlantic zone: a unique example of plume and plate tectonics relationship]. *Tektonika sovremennykh i drevnikh okeanov i ikh okrain: Mater. XLIX Tektonicheskogo soveshchaniya, posvyash. 100-letiyu akad. Yu. M. Pushcharovskogo* [Tectonics of Modern and Ancient Oceans and their Vicinity: Proceed. of XLIX Tectonic Meeting Dedicated to the 100<sup>th</sup> Anniv. of Acad. Yu. M. Pushcharovsky]. Moscow: GEOS, 2017. Vol. 2. P. 19–23.

Mints M. V. Geodinamicheskaya interpretatsiya ob'emnoi modeli glubinnogo stroeniya Svekofennskogo akretsiionnogo orogena [3D model of the deep structure of the svecofennian accretionary orogen: a geodynamic interpretation]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of KarRC of RAS]. 2018. P. 62–76. doi: 10.17076/geo698

Mints M. V., Kolpakov N. I., Lanev V. S., Rusanov M. S., Lyakhovskii V. A., Myasnikov V. P. K voprosu o prirode vnutrikorovykh subgorizontal'nykh seismicheskikh granits (interpretatsiya rezul'tatov bureniya Kol'skoi sverkhglubokoi skvazhiny) [The nature of intracrustal subhorizontal seismic boundaries (interpretation of the results of drilling of the Kola Ultradeep Well)]. *DAN SSSR* [Proceed. AS USSR]. 1987. Vol. 296, no. 1. P. 71–76.

Mints M. V., Glaznev V. N., Konilov A. N., Nikitichev A. P., Raevskii A. B., Sedykh Yu. N., Stupak V. M., Fonarev V. I. Rannii dokembrii severo-vostoka Baltiiskogo shchita: paleogeodinamika, stroenie i evolyutsiya kontinental'noi kory [The Early Precambrian period of the north-eastern Baltic Shield: the palaeogeodynamics, structure, and evolution of the continental crust]. *Trudy GIN* [Trans. of the Geological Inst.]. Moscow: Nauchnyi mir, 1996. Iss. 503. 287 p.

Mints M. V., Suleimanov A. K., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush V. A., Dokukina K. A., Zamozhnyaya N. G., Zlobin V. L., Kaulina T. V., Konilov A. N., Mikhailov V. O., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Tikhotskii S. A., Trusov A. A., Filippova I. B., Shur D. Yu. Glubinnoe stroenie, evolyutsiya i poleznye iskopaemye rannedokembriiskogo fundamenta Vostochno-Evropeskoi platformy: Interpretatsiya materialov po opornomu profilu 1-EV, profilyam 4V i Tatseis [Deep crustal structure, evolution, and mineral deposits of the Early Precambrian basement of the East European Craton: interpretation of the data from the 1-EU Geotraverse, the 4B and TATSEIS profiles]. Moscow: GEOKART; GEOS, 2010. Vol. 1. 408 p.; vol. 2. 400 p.

Pavlenkova N. I. Metod glubinnogo seismicheskogo zondirovaniya, osnovnye etapy razvitiya, dostizheniya i problemy [Deep seismic sounding: the main stages of

development, achievements, and problems]. *Fizika Zemli* [Physics of the Solid Earth]. 1999. No. 7/8. P. 3–29.

Sokolova E. Yu., Golubtsova N. S., Kovtun A. A., Kulikov V. A., Lozovskii I. N., Pushkarev P. Yu., Rokityanskii I. I., Taran Ya. V., Yakovlev A. G. Rezul'taty sinkhronnykh magnitotelluricheskikh i magnitovariatsionnykh zondirovaniy v raione Ladozhskoi anomalii elektroprovodnosti [The results of synchronous magnetotelluric and magnetic-variation surveys within the Ladoga electroconductivity anomaly]. *Geofizika* [Russian Geophysics]. 2016. No. 1. P. 48–64.

Sokolova E. Yu., LADOGA working group. Eksperiment sinkhronnogo profil'nogo MT/MV zondirovaniya Ladozhskoi anomalii elektroprovodnosti: novye svidetel'stva o strukture yugo-vostoka Baltiiskogo shchita [An experiment of synchronous MT/MV surveys of the Ladoga electroconductivity anomaly: new data on the structure of the south-eastern Baltic Shield]. *Glubinnoe stroenie i geodinamika Priladozh'ya: Mater. Vseros. nauch. konf. s mezhdunar. uchastiem. IG KarNTs RAN* [Deep structure and geodynamics of Lake Ladoga region. Proceed. of the All-Russ. Scientific Conf. with Int. Part. IG KarRC RAS]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2017. P. 204–214.

Zhamaletdinov A. A., Kulik S. N. Krupneishie anomalii elektroprovodnosti mira [Greatest electroconductivity anomalies in the world]. *Geofizicheskii zhurnal* [Geophysical Journal]. 2012. Vol. 34, no. 4. P. 22–39.

Abramovitz T., Thybo H., Berthelsen A. Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic Shield interpreted from BABEL deep seismic data. *Tectonophysics*. 1997. Vol. 270. P. 259–277. doi: 10.1016/S0040-1951(96)002

Andersson U. B., Högdahl K., Sjöström H., Bergman S. Multistage growth and reworking of the Palaeoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U-Pb geochronology. *Geol. Mag.* 2006. Vol. 143, no. 5. P. 679–697. doi: 10.1017/S0016756806002494

Andersson U. B., Begg G. C., Griffin W. L., Högdahl K. Ancient and juvenile components in the continental crust and mantle: Hf isotopes in zircon from Svecofennian magmatic rocks and rapakivi granites in Sweden. *Lithosphere*. 2011. Vol. 3, no. 6. P. 409–419. doi: 10.1130/L162.1

Art J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman J. Geochemistry of gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *J. Petrology*. 1978. Vol. 19. P. 289–316.

BABEL Working Group. Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic Shield. *Nature*. 1990. Vol. 348. P. 34–38. doi: 10.1038/348034a0

Bock G., Achauer U., Alinaghi A., Ansorge J., Bruneton M., Friederich W., Grad M., Guterch A., Hjelt S.-E., Hyvonen T., Ikonen J.-P., Kissling E., Komminaho K., Korja A., Heikkinen P., Kozlovskaya E., Nevsky M. V., Pavlenkova N., Pedersen H., Plomerová J., Raita T., Riznichenko O., Roberts R. G., Sandoval S., Sanina I. A., Sharov N., Tiikkainen J., Volosov S. G., Wielandt E., Wylegalla K., Yliniemi J., Yurov Y. Seismic probing of Fennoscandian lithosphere. *Eos*. 2001. Vol. 82, no. 50. P. 621–636.

Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L., *The EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups*. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. *European Lithospheric Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs. 2006. No. 32. P. 599–625.

Buyanov A. F., Glaznev V. N., Mitrofanov F. P., Raevsky A. B. Three-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structure of the Baltic Shield from geophysical data. *Norges Geologiske Undersøkelse. Special Publication Geology of the Eastern Finnmark – Western Kola Peninsula Region*. 1995. P. 167–178.

Christensen N. I., Mooney W. D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100 (B6). P. 9761–9788. doi: 10.1029/95JB00259

Collier J. S., Buhl P., Tome M., Watts A. B. Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean). *Geophys. J. Inter.* 1994. Vol. 118. P. 159–180.

Cook F. A., White D. J., Jones A. G., Eaton D. W. S., Hall J., Clowes R. M. How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust – mantle transition. *Can. J. Earth Sci.* 2010. Vol. 47. P. 315–351.

De Wit M., Tinker J. Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data. *South African J. Geol.* 2004. Vol. 107. P. 185–206. doi: 10.2113/107.1-2.185

Elliott B. A., Rämö O. T., Nironen M. Mineral chemistry constraints on the evolution of the 1.88–1.87 Ga post-kinematic granite plutons in the Central Finland granitoid complex. *Lithos.* 1998. Vol. 45. P. 109–129. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00028-0

Galitchanina L. D., Glaznev V. N., Mitrofanov F. P., Olesen O., Henkel H. Surface density characteristics of the Baltic Shield and adjacent territories. *Norges Geologiske Undersøkelse. Special Publication Geology of the Eastern Finnmark – Western Kola Peninsula Region*. 1995. P. 349–354.

Gautneb H., Ahtola T., Eklund O., Lynch E. Graphite in Fennoscandia. Conference paper. 2016. Nordic Mining Day PDAC.

Glaznev V. N., Raevsky A. B., Sharov N. V. A model of the deep structure of the north-eastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data. *Tectonophysics.* 1989. Vol. 162 (1–2). P. 151–164. doi: 10.1016/0040-1951(89)90361-2

Glaznev V. N., Mints M. V., Muravina O. M., Raevsky A. B., Osipenko L. G. Complex geological – geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: nature of density layering of the crust and the crust – mantle boundary. *Geodynamics and Tectonophysics.* 2015. Vol. 6, no. 2. P. 133–170. doi: 10.5800/GT-2015-6-2-0176

Golubtsova N., Glaznev V., Kulikov V., Kosnyreva M., Mints M., Nilov M., Pushkarev P., Ryazantsev P., Taran Y., Smirnov M., Sokolova E., Yakovlev A.,

Zolotaya L. New geoelectrical model of Lake Ladoga conductivity anomaly: tectonic implications in correlation with potential fields. The 23<sup>rd</sup> Electromagnetic Induction Workshop, Chiang Mai, Thailand, 14–20 August 2016. Abstract Book, 4 p.

Oskooi B., Ernst T., Sokolova E., Varentsov I. V. The conductivity structure across the Trans-European Suture Zone from magnetotelluric and magnetovariational data modelling. *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. Vol. 183, no. 3. P. 377–386. doi: 10.1016/j.pepi.2010.08.005

Habibian B. D., Brasse H., Oskooi B., Ernst T., Sokolova E., Varentsov I. V. The conductivity structure across the Trans-European Suture Zone from magnetotelluric and magnetovariational data modelling. *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. Vol. 183, no. 3. P. 377–386. doi: 10.1016/j.pepi.2010.08.005

Hammer P. T. C., Clowes R. M., Cook F. A., Van der Velden A. J., Vasudevan K. The Lithoprobe transcontinental lithospheric cross sections: imaging the internal structure of the North American continent. *Can. J. Earth Sci.* 2010. Vol. 47. P. 821–857.

Holliger K., Levander A. Lower crustal reflectivity modeled by rheological controls on mafic intrusions. *Geology.* 1994. Vol. 22. P. 367–370. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0367:LCRMBR>2.3.CO;2

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb Isotopic Evidence for the Origin of the Early Proterozoic Svecofennian Crust in Finland: Geological Survey of Finland Bulletin 337. 1986. 48 p.

Huhma H., Claesson S., Kinney P. D., Williams I. S. The growth of Early Proterozoic crust: New evidence from Svecofennian detrital zircons. *Terra Nova.* 1991. Vol. 3. P. 175–178. doi: 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00870.x

Janik T. Upper Lithospheric Structure in the Central Fennoscandian Shield: Constraints from P- and S-Wave Velocity Models and VP/VS Ratio Distribution of the BALTIC Wide-Angle Seismic Profile. *Acta Geophysica.* 2010. Vol. 58, no. 4. P. 543–586. doi: 10.2478/s11600-010-0002-0

Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect. *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. B06308. doi: 10.1029/2008JB005689

Janutyte I., Kozlovskaya E., Majdanski M., Voss P. H., Budraitis M., PASSEQ Working Group. Traces of the crustal units and the upper-mantle structure in the southwestern part of the East European Craton. *Solid Earth.* 2014. Vol. 5. P. 821–836. doi: 10.5194/se-5-821-2014

Jozwiak W. Large scale conductivity pattern in Central Europe and its correlation to deep tectonic structures. *Pure Appl. Geophys.* 2012. Vol. 169. P. 1737–1747. doi: 10.1007/s00024-011-0435-7

Kähkönen Y. Geochemistry and Petrology of the Metavolcanic Rocks of the Early Proterozoic Tampere Schist Belt, Southern Finland. *Geol. Surv. Fin. Bul.* 1989. Vol. 34. 104 p.

Kähkönen Y. Stratigraphy of the central parts of the Palaeoproterozoic Tampere Schist Belt, southern

Finland: review and revision. *Bul. Geol. Soc. Fin.* 71. 1999. Part 1. P. 13–29.

Kähkönen Y., Lahtinen R., Nironen M. Palaeoproterozoic supracrustal belts in southwestern Finland. *High Temperature – Low Pressure Metamorphism and Deep Crustal Structures*. Meeting of International Geoscience Programme (IGCP) Project 304 “Deep Crustal Processes” in Finland. Geological Survey of Finland Guide 37. 1994. P. 43–47.

Koistinen T., Klein V., Koppelmaa H., Korsman K., Lahtinen R., Nironen M., Puura V., Saltykova T., Tikhomirov S., Yanovskiy A. Paleoproterozoic Svecofennian orogenic belt in the surroundings of the Gulf of Finland. *Explanation to the Map of Precambrian Basement of the Gulf of Finland and Surrounding Area, Scale 1:1 000 000*: Geological Survey of Finland Special Paper 21. 1996. P. 21–57.

Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V., Nordgule I., Wennerström M., Korhonen J. Geological map of the Fennoscandian Shield. Scale 1:2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia. 2001.

Kontinen A., Paavola J. A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archaean complex between Vartiuss and Vieremä, based on constraints from surface geology and Fire 1 seismic survey. *Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005*: Geological Survey of Finland Special Paper 43. 2006. P. 223–240.

Korja A., Heikkinen P. The accretionary Svecofennian orogen – insight from the BABEL profiles. *Prec. Research*. 2005. Vol. 136. P. 241–268. doi: 10.1029/94TC02905

Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A. D., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L., *The BEAR Working Group*. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield. *Earth Planets Space*. 2002. Vol. 54. P. 535–558.

Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P., Kukkonen I. N., *FIRE Working Group*. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1. *Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005*. Geological Survey of Finland, Special paper 43. 2006a. P. 45–76.

Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs. 2006b. Vol. 32. P. 561–578.

Korsman K., Korja T., Papunen M., Virransalo P., *GGT/SVEKA Working Group*. The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland. *Inter. Geol. Rev.* 1999. Vol. 41. P. 287–333. doi: 10.1080/00206819909465144

Krawczyk C. M., Stiller M., *DEKORP – BASIN Research Group*. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. *Tectonophysics*. 1999. Vol. 314. P. 241–253. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00246-2

Kukkonen I. T., Lahtinen R. Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland Special Paper. 2006. Vol. 43. 247 p.

Kukkonen I. T., Kuusisto M., Lehtonen M., Peltonen P. Delamination of eclogitized lower crust: Control on the crust – mantle boundary in the central Fennoscandian shield. *Tectonophysics*. 2008. Vol. 457. P. 111–127. doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.029

Kuusisto M., Kukkonen I. T., Heikkinen P., Pesonen L. J. Lithological interpretation of crustal composition in the Fennoscandian Shield with seismic velocity data. *Tectonophysics*. 2006. Vol. 420. P. 283–299. doi: 10.1016/j.tecto.2006.01.014

Lahtinen R., Huhma H. Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the 1.93–1.79 Ga Svecofennian crust and mantle. *Precambrian Res.* 1997. Vol. 82. P. 13–34. doi: 10.1016/S0301-9268(96)00062-9

Lahtinen R., Huhma H., Kousa J. Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data. *Precambrian Research*. 2002. Vol. 116. P. 81–109. doi: 10.1016/S0301-9268(02)00018-9

Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution. *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B. V. Amsterdam. 2005. P. 481–532.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia. *Earth Accretionary Systems in Space and Time*. The Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 318. P. 237–256. doi: 10.1144 / SP318.8

Mints M. V., Eriksson P. G. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. Vol. 7 (2). P. 173–232. doi: 10.5800/GT-2016-7-2-0203

Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V. A. 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province. *Tectonophysics*. 2009. Vol. 472, no. 1–4. P. 323–339. doi: 10.1016/j.tecto.2008.12.008

Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N., Philippova I. B., Zlobin V. L., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush W. A., Dokukin P. A., Kaulina T. V., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Suleimanov A. K., Trusov A. A., Van K. V., Zamozhniaya N. G. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. The Geological Society of America Special Paper 510. 2015. 433 p. doi: 10.1130/2015.2510(12)

Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G., Glaznev V. N., Korja A. K. Crustal structure of the Baltic Shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa geotransverse. *Inter. Geol. Rev.* 1998. Vol. 40, no. 11. C. 990–997.

Mooney W. D., Meissner R. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. *Continental Lower Crust*. Elsevier, Amsterdam. 1992. P. 45–79.

Mooney W. D., Prodehl C., Pavlenkova N. I. Seismic velocity structure of the continental lithosphere from controlled source data (Chapter 54). *Inter. Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*. 2002. Vol. 81A. P. 887–910.

Nironen M., Elliott B. A., Rämö O. T. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland

Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos*. 2000. Vol. 53. P. 37–58. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00007-4

Pajunpää K. Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1987. Vol. 91. P. 657–666. doi: 10.1111/j.1365-246X.1987.tb01663.x

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, Northeastern Finland. *J. of Petrology*. 1996. Vol. 37. P. 1359–1383. doi: 10.1093/petrology/37.6.1359

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up. *J. of Petrology*. 1998. Vol. 39. P. 297–329. doi: 10.1093/etroj/39.2.297

Rämö O. T., Vaasjoki M., Mänttari I., Elliott B. A., Nironen M. Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex: I. Radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution. *J. of Petrology*. 2001. Vol. 42. P. 1971–1993. doi: 10.1093/petrology/42.11.1971

Sokolova E., Berdichevsky M., Varentsov I., Rybin A., Baglaenko N., Batalev V., Golubtsova N., Matukov V., Pushkarev P. Advanced methods for joint MT/MV profile studies of active orogens: The experience from the Central Tien Shan. Protokoll über das 22. Kolloquium “Elektromagnetische Tiefenforschung”. *Dtsch. Geophys. Ges. Potsdam. Germany*. 2007. P. 132–141.

Thybo H., Artemieva I. M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*. 2013. Vol. 609. P. 605–619. doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.032

Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L. M., Hölttä P. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos*. 2000. Vol. 54. P. 63–81. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00018-9

Vahtinen K., Korja T., Kaikkonen P., Lahti I., Smirnov M. Yu. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean – Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland. *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 188. P. 908–924. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05300.x

Van der Velden A. J., Cook F. A. Relict subduction zones in Canada. *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110, B08403. doi: 10.1029/2004JB003333

Varentsov I. M. Joint robust inversion of MT and MV data. Electromagnetic soundings of the Earth's interior. *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 40. 2007. Elsevier: 189–222.

Varentsov I. M. Pragmatic 2D inversion of synchronous ensembles of MT/MV responses. V All Russian EM WS Abstracts. St. Petersburg: SPbGU, 2011. Vol. 2. P. 17–21.

Weckmann U. Making and Breaking of a Continent: Following the Scent of Geodynamic Imprints on the African Continent Using Electromagnetics. *Surv. Geophys.* 2012. Vol. 33. P. 107–134. doi: 10.1007/s10712-011-9147-x

White D. J., Forsyth D. A., Asudeh I., Carr S. D., Wu H., Easton R. M., Mereu R. F. A seismic-based cross-section of the Grenville Orogen in southern Ontario and western Quebec. *Canadian J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 183–192. doi: 10.1139/e99-094

Wybranec S., Jankovski J., Ernst T., Pecova J., Phfoc O. A new method for presentation of induction vector distribution in Europe. *Geophys. Polonica*. 1999. Vol. XLVII (3). P. 323–334.

Yin Y., Unsworth M., Liddell M., Pana D., Craven J. A. Electrical resistivity structure of the Great Slave Lake shear zone, northwest Canada: implications for tectonic history. *Geophys. J. Int.* 2014. Vol. 199. P. 178–199. doi: 10.1093/gji/ggu251

Received May 31, 2017

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Минц Михаил Вениаминович

заведующий лаб. тектоники раннего докембрия, д. г.-м. н.  
Геологический институт РАН  
Пыжевский пер., 7, Москва, Россия, 110017  
эл. почта: michael-mints@yandex.ru

### Соколова Елена Юрьевна

ведущий научный сотрудник лаб. геоэлектродинамики,  
к. ф.-м. н.  
Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН  
Б. Грузинская ул., 10, стр. 1, Москва, Россия, 123242

ведущий научный сотрудник  
Всероссийский научно-исследовательский  
геологический нефтяной институт  
Шоссе Энтузиастов, 36, Москва, Россия, 105118  
эл. почта: sokol\_l@mail.ru

## CONTRIBUTORS:

### Mints, Mikhail

Geological Institute, Russian Academy of Sciences  
7 Pyzhevsky Per., 110017 Moscow, Russia  
e-mail: michael-mints@yandex.ru

### Sokolova, Elena

Schmidt Institute of Physics of the Earth,  
Russian Academy of Sciences  
10–1 B. Gruzinskaya St., 123242 Moscow, Russia

All-Russian Research Geological Oil Institute  
36 Shosse Entuziastov, 105118 Moscow, Russia  
e-mail: sokol\_l@mail.ru

УДК 551.24.02

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОБЪЕМНОЙ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СВЕКОФЕННСКОГО АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА

**М. В. Минц**

*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

Результаты нашего исследования изложены в двух взаимосвязанных последовательных публикациях. В статье «Объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена по данным МОВ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования» (М. В. Минц, Е. Ю. Соколова и рабочая группа ЛАДОГА) представлена объемная модель глубинного строения позднепалеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена. Модель базируется на скоординированных данных геологического картирования, сейсморазведки в отраженных волнах по профилям FIRE-2-2а-1 и FIRE-3-3а, использует сечения 3-мерной плотностной модели коры, результаты магнитотеллурических исследований по профилю Выборг-Суоярви в Северном Приладожье и материалы ранее проведенных финскими исследователями магнитотеллурических исследований в Южной Финляндии. В настоящей статье эти результаты использованы в качестве отправной точки для развития эволюционной модели и определения места Свекофеннского орогена в строении и истории палеопротерозойского Лавро-Русского внутриконтинентального орогена. Палеопротерозойский орогенез захватил преобладающую часть Лавроскандии – палеоконтинента, объединявшего Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны. Обсуждение особенностей строения коры и эволюции Лавро-Русского орогена приводит к заключению о том, что зарождение и эволюция этого орогена состояли в причинной связи с развитием палеопротерозойского суперплюма, инициировавшего, в свою очередь, процессы тектоно-плитного типа. Эволюция Лавро-Русского орогена включает три периода интенсивного развития (~2,5; 2,2–2,1 и 1,95–1,87 млрд лет). В осевой зоне внутриконтинентального орогена возник Свекофеннский – Пре-Лабрадорский океан, при закрытии которого вдоль обрамляющих континентальных окраин были сформированы аккреционные орогены Свекофеннский и Пре-Лабрадорский.

**Ключевые слова:** Свекофеннский ороген; сейсморазведка отраженных волн; магнитотеллурическое зондирование; объемная модель коры; Фенноскандинавский щит; палеопротерозой; модель эволюции; геодинамика.

### **M. V. Mints. 3D MODEL OF THE DEEP STRUCTURE OF THE SVECOFENNIAN ACCRETIONARY OROGEN: A GEODYNAMIC INTERPRETATION**

The results of this study are reported in two related successive publications. The article “3D model of the deep structure of the Svecofennian accretionary orogen based on data from CDP seismic reflection method, MT sounding and density modeling” (M. V. Mints, E. Yu. Sokolova, LADOGA Working Group) presented a 3D model of the deep structure of the Late Paleoproterozoic Svecofennian accretionary orogen. The model is based on

harmonized data of geological mapping, FIRE-2-2a-1 and FIRE-3-3a seismic reflection profiling, using sections of the 3D crustal density model, results of magnetotelluric surveys along the Vyborg-Suojarvi profile in the Northern Ladoga area and materials from MT surveys previously carried out by Finnish specialists in Southern Finland. In this paper these results were used as the baseline for the construction of the evolutionary model and determination of the position of the Svecofennian orogen in the structure and history of the Paleoproterozoic Lauro-Russian intracontinental orogen. This Paleoproterozoic orogeny swept the predominant part of Lauroscandia, a paleocontinent that united the North American and the East European cratons. Interpretation of the structural features and evolution of the Lauro-Russian orogen leads to the conclusion that its onset and evolution had a causative relation to the development of the Paleoproterozoic superplume which, in turn, initiated plate tectonic events. The evolution of the Lauro-Russian orogen included three intensive development periods (~2.5; 2.2–2.1 and 1.95–1.87 Ga). In the axial zone of the intracontinental orogen there appeared the Svecofennian Pre-Labrador Ocean, and the accretionary Svecofennian and Pre-Labrador orogens formed along its continental margins after its closure.

**Key words:** Svecofennian orogen; seismic reflection surveying; magnetotelluric sensing; 3D crustal model; Fennoscandian shield; Paleoproterozoic era; evolution model; geodynamics.

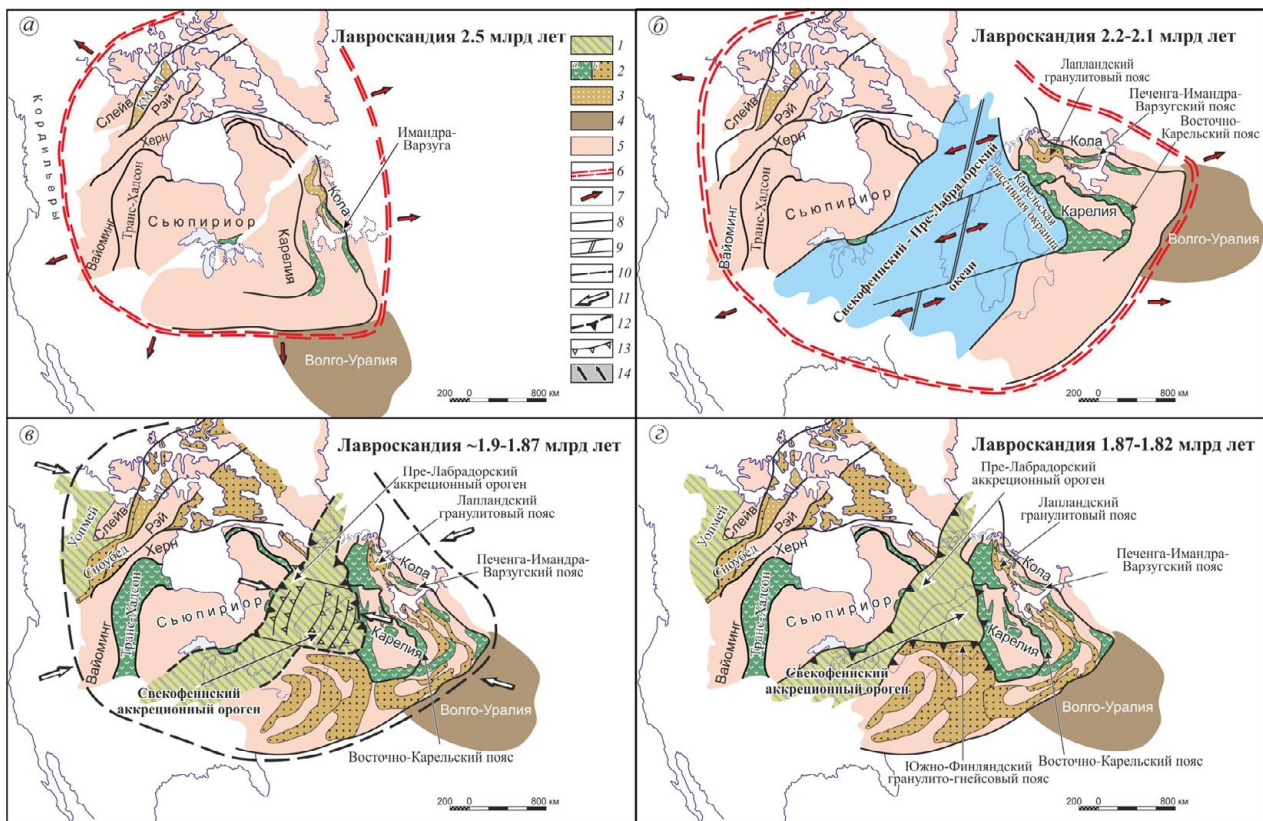
## Введение

В конце прошлого – начале нынешнего столетия были завершены исследования глубинного строения восточной части Фенноскандинавского щита и фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах территории России на базе сейсмопрофилеирования методом отраженных волн – общей глубинной точки (МОВ-ОГТ) по геотраверсам 1-ЕВ и Татсейс и профилю 4В. Объемные модели коры и согласованные с ними модели эволюции раннедокембрийской коры представлены в значительном числе публикаций. Наиболее полная и систематическая характеристика результатов этих исследований опубликована в двух монографиях на русском и английском языках [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015]. В то же самое время аналогичные исследования были проведены в юго-восточной части Фенноскандинавского щита по системе профилей проекта FIRE в Финляндии [Kukkonen, Lahtinen, 2006; Lahtinen et al., 2005, 2009]. Полученные результаты положены в основу моделей глубинного строения и геологической эволюции докембрия Финляндии [Kontinen, Raavola, 2006; Korja et al., 2006a, b; Janik et al., 2009].

Первая цель нашей работы, представленная в статье [Минц и др., 2018], состояла в создании объемной модели глубинного строения позднепалеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена, значительная часть которого расположена в Южной Финляндии, с использованием методических подходов и приемов, отработанных в процессе глубинных исследований на российской части Восточно-Европейского

кратона. Важная роль в этих исследованиях была отведена результатам магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований (МТЗ/МВЗ) по профилю Выборг-Суоярви в Северном Приладожье [Соколова и др., 2016, 2017] и использованию ранее полученных магнитотеллурических материалов по Южной Финляндии [Korja et al., 2002; Vaittinen et al., 2012]. Данные магнитотеллурики значительно расширили возможности реконструкции вещественного состава горных пород в глубинах коры.

Целью настоящей статьи явилась разработка эволюционной модели формирования Свекофеннского аккреционного орогена. Объемная модель глубинного строения была использована в качестве отправной точки при разработке эволюционной модели, определении места Свекофеннского орогена в структуре палеопротерозойского Лавро-Русского внутриконтинентального орогена и в истории палеопротерозойского орогенеза, охватившего преобладающую часть территории Лавроскандии – суперконтинента, объединявшего Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны (наименование этого суперконтинента было предложено академиком РАН В. Е. Хаиным [Минц, 2007]). Фактическому обоснованию модели палеопротерозойской эволюции Лавроскандии посвящен ряд публикаций [Минц, 2007, 2011; Минц и др., 2010; Mints, 2014; Mints et al., 2015], в которых представлена возрастная корреляция дугообразных гранулит-гнейсовых поясов и осадочно-вулканогенных поясов низкого и умеренного уровня метаморфизма, а также продемонстрировано зеркально-симметричное расположение этих



Модель палеопротерозойской эволюции Лавро-Русского внутриконтинентального коллизионного орогена со специальным вниманием к истории Свекоефеннского аккреционного орогена [по: Mints, Eriksson, 2016 с дополнениями]. Ширина Свекоефеннского – Пре-Лабораторского океана показана ориентировочно и, скорее всего, соответствует минимальной оценке

1–3 – палеопротерозой: 1 – аккреционные комплексы, 2 – внутриконтинентальные осадочно-вулканогенные (а) и гранулитогнейсовые (б) пояса, 3 – раннепалеопротерозойские гранулитогнейсовые комплексы; 4–5 – архей: 4 – гранулитогнейсы, 5 – гранит-зеленокаменные ассоциации; 6–14 – геодинамические события и тектонические перемещения: 6 – приблизительная граница влияния суперплюма на стадии роста, 7 – ориентировка растяжения, 8 – главные тектонические границы, инициированные мантийно-плюмовой активностью, 9 – раскрытие Свекоефеннского – Пре-Лабораторского океана: осевая дивергентная граница (зона спрединга) и трансформные разломы, 10 – приблизительная граница влияния суперплюма на стадиях сокращения и отмирания, 11 – ориентировка сжатия, 12, 13 – закрытие Свекоефеннского – Пре-Лабораторского океана: конвергентные границы (12), зоны субдукции (13), 14 – заключительная коллизия: направления тектонического транспорта

Model of the Paleoproterozoic evolution of the intracontinental Lauro-Russian orogen with special attention to the history of the Svecofennian accretionary orogen (after [Mints, Eriksson, 2016] with additions). The width of the Svecofennian Pre-Labrador Ocean is conventional and most likely corresponds to the minimum estimate

1–3 – Paleoproterozoic: 1 – accretionary complexes, 2 – intracontinental sedimentary-volcanic (a) and granulite-gneiss (b) belts, 3 – Early Paleoproterozoic granulite-gneiss complexes; 4–5 – Archean: 4 – granulite-gneisses, 5 – granite-greenstone associations; 6–14 – geodynamic events and tectonic displacements: 6 – approximate boundary of superplume influence at growth stages, 7 – extension orientation, 8 – main tectonic boundaries initiated by mantle plume activity, 9 – Svecofennian Pre-Labrador Ocean opening: axial divergent boundary (spreading zone) and transform faults, 10 – approximate boundary of superplume influence at contraction stages and plume death, 11 – compression orientation, 12–13 – closure of the Svecofennian Pre-Labrador Ocean: convergent boundaries (12), subduction zones (13), 14 – final collision: directions of tectonic transport

поясов в пределах Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов (рис.).

### Геологический очерк

Район исследований, охватывающий сопредельные тектонические структуры на

юго-востоке Фенноскандинавского щита – архейского Карельского кратона и позднепалеопротерозойского Свекоефеннского аккреционного орогена, располагается в пределах России и Финляндии (см. рис. 1 в [Минц и др., 2018]). Формирование Карельского кратона, как и Кола-Карельского континента в целом,



завершилось в неогархее ~ 2,75 млрд лет назад. В дальнейшем кора достраивалась и подверглась переработке преимущественно во внутриконтинентальной обстановке. В результате процессов мантийно-плюмового типа 2,76–2,58 млрд лет назад кора архейского континента была кардинально преобразована, и не позднее начала палеопротерозоя возник суперконтинент Лавроскандия, объединивший Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны [Минц и др., 2010, гл. 1, 2; Mints et al., 2015, ch. 2, 3]. Затем в ходе палеопротерозойских процессов в пределах суперконтинента Лавроскандия был сформирован внутриконтинентальный Лавро-Русский ороген. Эволюция этого орогена включает три периода интенсивного развития: ~2,5; 2,2–2,1 и 1,95–1,87 млрд лет, когда кора архейского континента была дополнена значительными добавками ювенильного вещества [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015].

Данная статья посвящена реконструкции тектонических событий и геодинамических обстановок, связанных с пиком мантийно-плюмовой активности в среднем-позднем палеопротерозое ~ 2,2–1,8 млрд лет назад. В это время во внутренней области Карельского кратона возникли протяженные рифты, заполнявшиеся осадками и лавами базальтового и андезитобазальтового состава. Процессы растяжения сопровождалась локальными переходами от рифтинга к спредингу и частичному разрыву континентальной литосферы, в частности, вдоль границы Кухмо-Сезозерской и Кьянта гранит-зеленокаменных областей (см. рис. 1 и 2 в [Минц и др., 2018]). Место разрыва континентальной коры и кратковременное существование океанической структуры Красноморского типа фиксирует офиолитовый комплекс Йормуа, возникший 1,97–1,95 млрд лет в пределах пояса Кайнуу [Peltonen et al., 1998]. С этим пиком мантийно-плюмовой активности связано разделение суперконтинента Лавроскандия на Северо-Американскую и Восточно-Европейскую части и возникновение Свекофеннского океана [Минц, 2017]. Сформированный при закрытии Свекофеннского океана одноименный аккреционный ороген занимает центральную часть Фенноскандинавского щита. В различных местах Свекофеннского орогена в метаосадках и магматических породах были обнаружены цирконы с возрастными 2,08–1,91 и в меньшем количестве 2,78–2,45 млрд лет, что свидетельствует о существовании предшествовавшей Свекофеннской аккреции ювенильной среднепалеопротерозойской коры, включавшей в той

или иной степени ассимилированные фрагменты коры архейского возраста [Andersson et al., 2006, 2011 и ссылки в них].

Заключительным событием в палеопротерозойской истории Восточно-Европейского композитного кратона стало формирование дугообразного Лапландско-Среднерусско-Южно-Прибалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена, охватившего Карельский кратон с севера, востока, юга и юго-запада [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015]. Южно-Прибалтийский сектор этого орогена с востока и северо-востока обрамлен Старая Русса – Южно-Финляндским гранулитогнейсовым поясом, который протягивается от оз. Ильмень и города Старая Русса к северу, далее через Северное Приладожье на запад вдоль северного побережья Финского залива. Протяженность пояса достигает 1200 км. Южно-Финляндская ветвь этого пояса, в отличие от нашей интерпретации, традиционно рассматривается финскими исследователями в составе Свекофеннского орогена. Наиболее часто употребляемое наименование этой структуры – Южно-Финляндский осадочно-вулканогенный комплекс. Начиная, возможно, с [Kähkönen et al., 1994] предполагается, что Южно-Финляндский пояс был сформирован в обстановке задугового бассейна зрелой островной дуги.

Объемное представление глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических структур – Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса (см. рис. 7 в [Минц и др., 2018]) позволило объединить и увязать геологическую карту и глубинные сечения коры. Совмещение сейсмических образов коры и данных о структурных закономерностях распределения (1) электропроводящих (графитсодержащих) метаосадков, переслаивающихся с вулканитами, и (2) гранитоидов, которые, напротив, характеризуются высоким электрическим сопротивлением, позволило нам уверенно проследить на сейсмических разрезах тектонические пластины обоих типов от поверхности до границы коры и мантии. Совмещение двух сейсмогеологических разрезов указывает на преобладающее северо-восточное направление погружения пород аккреционного комплекса. Погружение тектонических пластин, как следует из данных геологического картирования и в согласии с геометрическими соотношениями границы Карельского кратона и направления аккреции, сопровождалось праводвиговыми перемещениями в пределах как Карельского кратона, так и Свекофеннского аккреционного комплекса. Пограничная область

характеризуется расслаиванием и взаимным расклиниванием коры, типичным для коллизионных орогенов. На всем протяжении сейсмических профилей аккреционный комплекс ограничен снизу диффузной коро-мантийной границей зубчатого начертания: глубинные окончания погружающихся тектонических пластин визуально «растворяются» в мантии.

## Обсуждение

### *Особенности строения и эволюции Свекофеннского аккреционного орогена*

Первая детально проработанная модель геодинамической эволюции Свекофеннского орогена, учитывающая особенности глубинного строения коры, установленные сеймопрофилированием МОВ-ОГТ в рамках проекта BABEL, была представлена в работе [Lahtinen et al., 2005]. В дальнейшем вовлечение в анализ данных о глубинном строении, которые были получены в проекте FIRE, позволило тем же авторам с участием П. Хейккинена расширить модель, включив в нее представления о двух коллизионных орогенах: Лапландско-Кольском и Саво-Лапландском [Lahtinen et al., 2009]. Согласно главному выводу этих авторов, к настоящему времени центральная часть Фенноскандии представляет собой докембрийскую кратоническую область, включающую выведенные к современной поверхности глубинные уровни коры повышенной мощности, которая подстилается литосферной мантией также значительной толщины. Палеопротерозойская кора рассматривается как конечный продукт последовательных процессов аккреции, континентальной коллизии и коллапса орогена. Утверждается, что структуры аккреционного орогена были в значительной степени разрушены и лишь отдельные фрагменты аккреционного комплекса сохранились в своеобразных убежищах в промежутках между столкнувшимися жесткими блоками.

Особенности глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена, представленные в [Минц и др., 2018], позволяют обратиться к реконструкции геодинамических обстановок и истории формирования этого орогена с новых позиций. Для обоснования эволюционной модели необходимо объяснить ряд важных особенностей строения коры и коро-мантийной границы Свекофеннского орогена:

1) свидетельства существования ювенильной палеопротерозойской коры, сформированной в интервале между 2,2–2,1 и 1,9 млрд лет,

и архейского компонента в литосфере, которые были установлены в магматическом источнике аккреционного комплекса;

2) высокую скорость и кратковременность формирования монотонно погружающихся тектонических пластин и в целом аккреционного комплекса в интервале между ~1,90 и 1,87–1,82 млрд лет;

3) однотипность преобразования тектонических пластин аккреционного комплекса при погружении в мантию;

4) сохранность комплекса пород пассивной окраины в пограничной зоне Карельского кратона при отсутствии заметных свидетельств магматизма, свойственного активным окраинам, и происхождение Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса (ЦФГК).

Обсудим перечисленные особенности строения Свекофеннского аккреционного орогена с учетом новых возможностей, предоставленных анализом объемной модели глубинного строения.

1. Ранее было показано, что сложная и богатая событиями палеопротерозойская история восточной части Фенноскандии включала кратковременные и незначительные по масштабу разрывы континентальной литосферы во внутренней области архейского континента Кола-Карелия. Аналогичные явления зафиксированы в пределах обширного континента Лавроскандия, объединявшего Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны, одним из компонентов которого была Кола-Карелия [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015; Mints, Eriksson, 2016]. Исключение, важное в аспекте нашего исследования, зафиксировано возникновением Свекофеннского океана в интервале между ~2,2 млрд лет и 1,9 млрд лет назад [Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996, 1998; Buchan et al., 1998; Hanski et al., 1998]. Упомянутые выше цирконы с возрастными 2,08–1,91 и в меньшем количестве 2,78–2,45 млрд лет, которые были обнаружены в различных местах Свекофеннского орогена в метаосадках и магматических породах, свидетельствуют о предшествовавшей Свекофеннской аккреции ювенильной среднепалеопротерозойской коре, включавшей в той или иной степени ассимилированные фрагменты коры архейского возраста [Andersson et al., 2006, 2011 и ссылки в них]. Среднепалеопротерозойская литосфера, включавшая фрагменты архейской коры, очевидно, была сформирована при расколе Лавроскандии и возникновении межконтинентального Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана между 2,2–2,1 и ~1,9 млрд лет.

Существование Пре-Лабрадорского океана позволяют реконструировать исследования восточной окраины Северной Америки. При закрытии этого океана 1,89–1,83 млрд лет назад на восточной окраине Северо-Американского кратона возникли Пре-Лабрадорский и Пеннокийский аккреционные орогены [Gower, Krogh, 2002; Schulz, Cannon, 2007]. Близкое и частично совпадающее по возрасту существование Свекофеннского и Пре-Лабрадорского океанов предполагает полное разделение архейского континента Лавроскандия на Восточно-Европейскую и Северо-Американскую составляющие во второй половине палеопротерозоя [Mints, 2014; Mints, Eriksson, 2016; Минц, 2017 и ссылки в них]. Последовавшее зеркально-симметричное формирование аккреционных орогенов вдоль окраин этого океана (соответственно Свекофеннского и Пре-Лабрадорского) позволяет предполагать его полное закрытие и восстановление единства Лавроскандии.

Разделение и последующее восстановление единства Лавроскандии, неоднократно повторявшееся в геологической летописи протерозоя и фанерозоя [Минц, 2017], предполагает существование специфической Атлантической тектонической зоны, где при разрывах литосферы сохранялась глубинная связь (глубинные корни) между разделенными континентальными фрагментами [Goodwin, 1985; O'Reilly et al., 2009]. Природа этой связи нуждается в дальнейшем изучении.

2. В качестве оценок верхней возрастной границы заключительных событий в истории аккреционного комплекса можно рассматривать внедрение посткинematических гранитоидов в пределах и в обрамлении ЦФГК 1,89–1,87 млрд лет назад [Nironen et al., 2000; Rämö et al., 2001] и формирование Южно-Финляндского надвигового пояса, которое завершилось между 1,87 и 1,82 млрд лет [Väisänen et al., 2000 и ссылки в ней]. Суммируя возрастные оценки начала и завершения процесса формирования Свекофеннского аккреционного комплекса, мы приходим к выводу о кратковременности и высокой скорости формирования аккреционного комплекса в течение всего лишь 30, максимум 50 млн лет.

3. Высокий темп аккреции подтверждается однотипно проявленными на протяженных разрывах (1) постепенным переходом структурно-выразительного аккреционного комплекса через акустически полупрозрачную гомогенную нижнекоровую область и далее в акустически прозрачную мантию и (2) диффузным обликом коро-мантийной границы. Каковы бы ни были метаморфические или магматические события,

преобразовавшие аккреционный комплекс, однотипность результатов этих процессов указывает на их временную близость. Высокий темп аккреции мог быть достигнут либо в результате быстрого погружения океанской литосферы в единственной зоне субдукции, либо при значительном количестве одновременно функционирующих зон субдукции. Учитывая значительную протяженность аккреционного комплекса и зафиксированную геохронологическими данными синхронность возникновения и поглощения тектонических пластин, составляющих этот комплекс, вторая версия кажется более предпочтительной.

Однако какого типа процесс мог быть ответственным за повсеместное преобразование аккреционного комплекса при пересечении коро-мантийной границы тектоническими пластинами? Согласно модели [Kukkonen et al., 2008], в основании коры Свекофеннского орогена в процессе субдукции и в результате коллизии с Карельским кратоном возникли РТ-условия, которые обеспечивали эклогитизацию пород, слагающих погружающиеся тектонические пластины. Предполагается, что нижняя часть эклогитового «слоя» подверглась деламинации, эклогитизированные породы аккреционного комплекса погрузились в мантию и в той или иной степени подверглись дезинтеграции. На наш взгляд, эта модель имеет слабые стороны, которые делают ее корректность сомнительной.

Во-первых, высокоскоростной-высокоплотный комплекс в основании коры Свекофеннского орогена без каких-либо осложнений прослеживается в сопредельную область Карельского кратона, где важные элементы модели, такие как температура и давление в основании коры и ее механические свойства, оцененные для Свекофеннского орогена, теряют свою значимость.

Во-вторых, разнородность состава аккреционного комплекса, включающего вулканиты различного состава, осадки, интрузивные тела мафитов и гранитоидов, безусловно, предполагает, что эти породы, испытав метаморфизм эклогитовой фации, сохраняют значительные различия в плотностных и скоростных характеристиках и соответствующие различия акустической жесткости. Контакты пород, эклогитизированные разности которых в необходимой степени различаются акустической жесткостью, останутся источниками сейсмических отражений. Следовательно, метаморфизм эклогитовой фации не может быть достаточной причиной гомогенизации среды относительно условий возникновения сейсмических отражений.

Наконец, в-третьих, аналогичные сейсмические образы коры и коро-мантийной границы ранее были отмечены за пределами Свекофеннского аккреционного орогена в иных структурах и обстановках, в частности, в основании Онежской депрессии на Карельском кратоне и в основании Токмовского овоида в пределах Волго-Уральского кратона.

Учитывая определяющую роль мантийно-плюмовых процессов в палеопротерозойской геодинамике Восточно-Европейского кратона [Минц и др., 2010, гл. 4, 8; Минц, 2011, 2016; Mints et al., 2015, ch. 12, 14; Mints, Eriksson, 2016], можно предположить, что породы Свекофеннского аккреционного комплекса под воздействием эндогенного теплового потока подвергались высокотемпературному метаморфизму гранулитовой и по мере увеличения глубины – высокотемпературной эклогитовой фации [Kukkonen et al., 2008; Glaznev et al., 2015] и парциальному плавлению. По-видимому, именно парциальное плавление могло быть причиной «размывания» контактов пород, которые в исходном состоянии создавали контрасты акустической жесткости. В итоге весь комплекс пород превращался в акустически гомогенную среду, способную генерировать только слабые незакономерно ориентированные отражения. По мере перехода к глубинным уровням и увеличения интенсивности магматических и метаморфических процессов породы постепенно становились акустически прозрачными и в этом качестве подобными породам мантии. Аналогичные изменения акустических свойств характерны для нижней коры и коро-мантийной границы в основании осадочных бассейнов и рифтов различного возраста. К числу примеров относятся: неоархейский бассейн Витватерсранд в Южной Африке [De Wit, Tinker, 2004], трог Валенсия в Западном Средиземноморье [Collier et al., 1994], палеозойский осадочный бассейн на северо-востоке Германии [Krawczyk et al., 1999].

Напротив, данные сейсморазведки отраженных волн, характеризующие кайнозойский аккреционный комплекс Северо-Американских Кордильер в районе острова Ванкувер и палеопротерозойского орогена Уопмей на северо-западе Канады, которые не подвергались воздействию мантийно-плюмовой активности, демонстрируют протяженный образ погружающейся океанской плиты, который прослеживается до глубины не менее 80 км [Van der Velden, Cook, 1999].

Реальная глубина проникновения тектонических пластин Свекофеннского аккреционного комплекса в мантию остается неопределенной,

можно лишь предположить, что эта глубина была ограниченной. Следует специально отметить, что сейсмические образы коры Свекофеннского орогена не перекрыты и не затушеваны какими-либо преобразованиями, которые могли бы быть ответственны за формирование скоростной-плотностной расслоенности коры, обнаруживаемой глубинным сейсмическим зондированием и гравитационным плотностным моделированием.

4. Еще одна важная характеристика Свекофеннского орогена, отличающая его от молодых и современных аккреционных комплексов, состоит в отсутствии проявлений надсубдукционного магматизма на окраине Карельского кратона. Очевидно, именно этим обстоятельством объясняется сохранность пород пассивной окраины в пограничной зоне кратона. По-видимому, существует некая генетическая связь между высоким темпом раскрытия и последующего закрытия океана и формирования аккреционного комплекса, отсутствием надсубдукционного магматизма в области, где его проявление наиболее ожидаемо, свидетельствами высокотемпературных условий в мантии в области погружения тектонических пластин аккреционного комплекса и свидетельствами кристаллизации посткинematических гранитоидов ЦФГК из «сухих» магм А-типа и/или магм чарнокит-эндербитовой серии, формировавшихся в условиях гранулитовой фации. С учетом вышесказанного в качестве причины этих особенностей аккреционного процесса может быть принято событие мантийно-плюмового типа.

*Модель возникновения и геодинамической эволюции Свекофеннского аккреционного орогена: подходы к созданию модели палеопротерозойской эволюции Лавроскандии*

Корреляция геологических событий в пределах Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов уверенно прослеживается начиная с границы архея и протерозоя [Минц, 2007 и ссылки в ней]. Г. Уильямс с соавторами [Williams et al., 1991] показали, что практически все архейские провинции Северо-Американского кратона могли быть объединены к рубежу 2,5 млрд лет в составе континента Кенорленд. Этот континент подвергся мощному рифтингу и был фрагментирован в период между 2,5–2,4 и 2,0 млрд лет. Единство Кенорленда было восстановлено 1,9–1,8 млрд лет назад. В качестве коллизионных швов рассматриваются Транс-Гудзонский ороген и магматический

пояс Талтсон [Hoffman, 1989]. Опираясь на новые геохронологические данные и результаты сейсмопрофилирования через Транс-Гудзонский ороген, свидетельствующие о восстановлении единства континента к 1,9–1,8 млрд лет приблизительно в прежней конфигурации, Л. Б. Асплер и Дж. Р. Чианзелли с соавторами в противовес концепции П. Хоффмана о «Соединенных Плитах Америки» [Hoffman, 1988, 1989] (модель П. Хоффмана кратко охарактеризована ниже) пришли к выводу, что орогены Транс-Гудзон и Талтсон следует рассматривать в качестве «внутренних», то есть внутриконтинентальных палеопротерозойских орогенов [Aspler, Chiarenzelli, 1998; Chiarenzelli et al., 1998; Aspler et al., 2001]. Независимо от того, существовал ли Кенорленд уже с 2,5 млрд лет или этот континент впервые возник к 1,9–1,8 млрд лет, достаточно очевидно, что в мезопротерозое его размеры значительно выросли в результате формирования аккреционных орогенов вдоль западной границы (ороген Уопмей) и вдоль восточной и юго-восточной границ (Пре-Лабрадорский и Пенокийский орогены), где в дальнейшей истории формирование последовательности аккреционных орогенов охватило временной интервал от ~1,8 до ~1,0 млрд лет.

Однотипность по составу и возрасту компонентов аккреционных орогенов, сформированных в мезопротерозое вдоль восточной и юго-восточной границ Северо-Американского кратона, включая Гренландию, и вдоль западной границы Восточно-Европейского кратона, отмеченная Ч. Гауэром с соавторами, и послужила основанием для реконструкции протерозойского суперконтинента Нена (другие названия: Нуна, Коламбия), возникшего ~1,8 млрд лет назад и существовавшего вплоть до распада Пангеи [Gower et al., 1990]. Согласно реконструкции этих авторов, в составе Нены помимо Северной Америки, Гренландии и Балтики участвовали Сибирь и Восточная Антарктика. Развитием этих представлений является идея о возникновении Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана в результате раскола Лавроскандии и разделения Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов, которое завершилось их повторным объединением и размещением Свекофеннского орогена в промежутке между ними [Mints, 2014; Mints, Eriksson, 2016; Минц, 2017].

С другой стороны, согласно модели, ранее представленной П. Хоффманом [Hoffman, 1989], предполагается, что обширный палеопротерозойский океан предшествовал возникновению Транс-Гудзонского орогена, который образовался в результате столкновения двух

независимых континентальных блоков во второй половине протерозоя. Палеомагнитные исследования свидетельствуют о значительных смещениях границ Транс-Гудзонового орогена [Gala et al., 1998; Halls, Heaman, 2000; Symons, Harris, 2000]: Маникьюинский океан, разделявший борта будущего орогена около 1,84 млрд лет назад, мог достигать ширины 4000 км. Однако свидетельства стартовых событий в эволюции Транс-Гудзонового орогена 2,6–2,5 млрд лет назад, которые четко ограничены периферией и внутренней областью этого орогена в его современной конфигурации [Bickford et al., 2005; Rayner et al., 2005; Dahl et al., 2006], а также строгий параллелизм границ орогена и некоторые другие особенности [Mints, Eriksson, 2016] позволяют предполагать, что Транс-Гудзонский ороген фиксирует место разрыва первоначально единого континента, формирование внутриконтинентального океана и последующее восстановление единства континента. Надсубдукционные комплексы в обрамлении орогена распространены лишь ограниченно.

Таким образом, имеются достаточные основания для представления о подобии Транс-Гудзонского орогена вулканогенно-осадочным поясам Восточно-Европейского кратона и о решающей роли Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана во фрагментации архейской Лавроскандии.

Ниже в виде последовательности тектонических событий представлена модель возникновения и геодинамической эволюции Свекофеннского аккреционного орогена. Модель суммирует геологические и геофизические данные, представленные в настоящей статье, и одновременно учитывает позицию Свекофеннского орогена в структуре и истории Лавро-Русского внутриконтинентального орогена, охватившего в палеопротерозое преобладающую часть территории Лавроскандии [Mints, 2014; Mints et al., 2015, ch. 17] (рис.). В этой модели охарактеризованы четыре этапа развития Лавро-Русского орогена и продемонстрированы позиция и стадии развития Свекофеннского орогена:

1) ~2,5 млрд лет, старт активности палеопротерозойского суперплюма: инициальная стадия эволюции Лавро-Русского орогена, рифтинг архейского кратона, формирование рифтогенных депрессий, андер- и интраплейтинг мафитовых магм и сопутствующий гранулитовый метаморфизм (рис., а);

2) 2,2–2,1 млрд лет, концентрация мантийно-плюмовой активности в срединной части Лавроскандии: ограниченно проявленный

рифтогенез континентальной области, переход от рифтинга к спредингу в осевой зоне и последующее разделение Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов, формирование литосферы Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана (рис., б);

3) пик мантийно-плюмовой активности, по-видимому, связанный с интервалом 1,95–1,90 млрд лет, далее между ~1,9 и 1,87 млрд лет следует снижение мантийно-плюмовой активности: сокращение океана при значительном количестве одновременно функционирующих зон субдукции и формирование Свекофеннского и Пре-Лабрадорского аккреционных орогенов, завершающееся закрытием Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана (рис., в);

4) 1,87–1,82 млрд лет, завершение палеопротерозойской мантийно-плюмовой активности: общее сжатие и оформление Лавро-Русского внутриконтинентального орогена, включавшие перемещение Южно-Финляндского тектонического покрова и формирование гранулитогнейсового пояса покровно-надвигового строения (рис., г).

Таким образом, согласно представленной модели, главная особенность палеопротерозойской эволюции Свекофеннского аккреционного орогена, как и Лавроскандии в целом, состояла в причинной связи с развитием суперплюма, одним из элементов которого явилась инициализация значительных событий тектоно-плитного типа. В итоге в осевой зоне внутриконтинентального Лавро-Русского орогена возникли Свекофеннский и Пре-Лабрадорский аккреционные орогены.

Размеры головы Лавро-Русского палеопротерозойского суперплюма приблизительно охарактеризованы на рисунке: примерно 3500 км в меридиональном направлении и на разных стадиях эволюции в широтном направлении от 3000 до 5500 км, где 5500 км – скорее всего, минимальная оценка наибольшего расширения. Ширина Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана около 2000 км, показанная на рисунке, б, вероятно, также соответствует минимальной оценке. Диаметр сформированного в палеопротерозое Лавро-Русского внутриконтинентального коллизионного орогена мог составить 3500–4000 км. Наиболее значимые временные интервалы в развитии внутриконтинентального орогена (~2,5 и 2,2–1,8 млрд лет) совпадают по времени с суперплюмовыми событиями глобального ранга [Mints, Eriksson, 2016 и ссылки в ней], а отчетливые явления наследования главных тектонических направлений свидетельствуют о взаимосвязанном характере этих событий.

## Заключение

В качестве отправной точки для развития эволюционной модели формирования аккреционного орогена и определения его места в истории палеопротерозойского Лавро-Русского внутриконтинентального орогенеза, охватившего преобладающую часть территории Лавроскандии – крупного палеоконтинента, объединявшего Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны, была использована объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена.

1. Эволюционная модель включает четыре этапа развития Лавро-Русского орогена и демонстрирует тектоническую позицию и стадии развития Свекофеннского орогена:

~2,5 млрд лет, первоначальное проявление палеопротерозойского суперплюма: рифтинг Лавроскандии, андер- и интраплейтинг мафитовых магм;

2,2–2,1 млрд лет, переход от рифтинга к спредингу в осевой зоне суперплюма и последующее разделение Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов, формирование литосферы Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана;

1,95–1,90 млрд лет, пик мантийно-плюмовой активности, далее между ~1,9 и 1,87 млрд лет снижение мантийно-плюмовой активности: сокращение океана при значительном количестве одновременно функционирующих зон субдукции и формирование Свекофеннского и Пре-Лабрадорского аккреционных орогенов.

1,87–1,82 млрд лет, завершение палеопротерозойской мантийно-плюмовой активности и оформление Лавро-Русского внутриконтинентального орогена.

2. Главная особенность палеопротерозойской эволюции Свекофеннского аккреционного орогена, как и Лавроскандии в целом, состояла в причинной связи с развитием суперплюма, одним из элементов которого явилась инициализация событий тектоно-плитного типа. В осевой зоне внутриконтинентального Лавро-Русского орогена возникли Свекофеннский и Пре-Лабрадорский аккреционные орогены. Наиболее значимые временные интервалы в развитии внутриконтинентального орогена, ~2,5 и 2,2–1,9 млрд лет, совпадают по времени с суперплюмовыми событиями глобального ранга.

*Автор благодарен Российскому фонду фундаментальных исследований за поддержку проектов №№ 15-05-01214, 16-05-00543, 16-05-00975. Работа поддержана ФАНО России (проект 0135-2016-0014).*

## Литература

- Минц М. В. Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника. 2007. № 4. С. 3–29.
- Минц М. В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29. doi: 10.1134/S0016852111040054
- Минц М. В. Сейсмические образы коро-мантийной границы как отражение геодинамики докембрийского корообразования // Геофизические исследования. 2016. Т. 17, № 1. С. 65–82.
- Минц М. В. Палеопротерозой-фанерозойская история Атлантической зоны: уникальный пример взаимодействия плюм-тектоники и плит-тектоники // Тектоника современных и древних океанов и их окраин: Матер. XLIX Тектонического совещания, посвящ. 100-летию акад. Ю. М. Пушаровского / Ред. К. Е. Дегтярев. М.: ГЕОС, 2017. Т. 2. С. 19–23.
- Минц М. В., Сулейманов А. К., Бабаянц П. С., Белоусова Е. А., Блох Ю. И., Богина М. М., Буш В. А., Докукина К. А., Заможняя Н. Г., Злобин В. Л., Каулина Т. В., Конилов А. Н., Михайлов В. О., Натопов Л. М., Пийп В. Б., Ступак В. М., Тихоцкий С. А., Трусов А. А., Филиппова И. Б., Шур Д. Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; т. 2. 400 с.
- Минц М. В., Соколова Е. Ю., рабочая группа ЛАДОГА. Объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена по данным МОВ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования // Труды КарНЦ РАН. 2018. С. 34–61. doi: 10.17076/geo656
- Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А., Куликов В. А., Лозовский И. Н., Пушкарев П. Ю., Рокитянский И. И., Таран Я. В., Яковлев А. Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладжской аномалии электропроводности // Геофизика. 2016. № 1. С. 48–64.
- Соколова Е. Ю. и рабочая группа ЛАДОГА. Эксперимент синхронного профильного МТ/МВ зондирования Ладжской аномалии электропроводности: новые свидетельства о структуре юго-востока Балтийского щита // Глубинное строение и геодинамика Приладожья: Матер. Всерос. конф. с междунар. участием. ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 204–214.
- Andersson U. B., Högdahl K., Sjöström, Bergman S. Multistage growth and reworking of the Palaeoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U – Pb geochronology // Geol. Mag. 2006. Vol. 143, no. 5. P. 679–697. doi: 10.1017/S0016756806002494
- Andersson U. B., Begg G. C., Griffin W. L., Högdahl K. Ancient and juvenile components in the continental crust and mantle: Hf isotopes in zircon from Svecofennian magmatic rocks and rapakivi granites in Sweden // Lithosphere. 2011. Vol. 3, no. 6. P. 409–419. doi: 10.1130/L162.1
- Aspler L. B., Chiarenzelli J. R. Two Neoproterozoic supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic // Sedimentary Geol. 1998. Vol. 120. P. 75–104.
- Aspler L. B., Chiarenzelli J. R., Cousens B. L., McNicoll V. J., Davis W. J. Paleoproterozoic intracratonic basin processes, from breakup of Kenorland to assembly of Laurentia: Hurwitz Basin, Nunavut, Canada // Sediment. Geol. 2001. Vol. 141/142. P. 287–318.
- Bickford M. E., Mock T. D., Steinhart III W. E., Collier J. S., Lewry J. F. Origin of the Archean Sask craton and its extent within the Trans-Hudson orogen: evidence from Pb and Nd isotopic compositions of basement rocks and post-orogenic intrusions // Can. J. of Earth Sci. 2005. Vol. 42 (4). P. 659–684. doi: 10.1139/e04-064
- Buchan K. L., Mortensen J. K., Card K. D., Percival J. A. Paleomagnetism and U – Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada // Can. J. Earth Sci. 1998. Vol. 35. P. 1054–1069. doi: 10.1139/e98-054
- Chiarenzelli J. R., Aspler L. B., Villeneuve M., Lewry J. F. Early Proterozoic evolution of the Saskatchewan Craton and its allochthonous cover, Trans-Hudson Orogen // J. Geol. 1998. Vol. 106. P. 247–267.
- Collier J. S., Buhl P., Tome M., Watts A. B. Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean) // Geophys. J. Inter. 1994. Vol. 118. P. 159–180.
- Dahl P. S., Hamilton M. A., Wooden J. L., Folland K. A., Frei R., McCombs J. A., Holm D. K. 2480 Ma mafic magmatism in the northern Black Hills, South Dakota: a new link connecting the Wyoming and Superior cratons // Can. J. of Earth Sci. 2006. Vol. 43 (10). P. 1579–1600. doi: 10.1139/e06-066
- De Wit M., Tinker J. Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data // South African J. of Geol. 2004. Vol. 107. P. 185–206. doi: 10.2113/107.1-2.185
- Gala M. G., Symons D. T. A., Palmer H. C. Geotectonics of the Hanson Lake Block, Trans-Hudson Orogen, Central Canada: A preliminary paleomagnetic report // Precambrian Research. 1998. Vol. 90. P. 85–101. doi: 10.1016/S0301-9268(98)00034-5
- Glaznev V. N., Mints M. V., Muravina O. M., Raevsky A. B., Osipenko L. G. Complex geological-geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: nature of density layering of the crust and the crust – mantle boundary // Geodynamics and Tectonophysics. 2015. Vol. 6, no. 2. P. 133–170. doi: 10.5800/GT-2015-6-2-0176
- Goodwin A. M. Rooted Precambrian ring-shields: growth, alignment, and oscillation // Am. J. Sci. 1985. Vol. 285. P. 481–531. doi: 10.2475/ajs.285.6.481
- Gower C. F., Krogh T. A. U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province // Can. J. of Earth Sci. 2002. Vol. 39. P. 795–829. doi: 10.1139/e01-090
- Gower C. F., Ryan A. B., Rivers T. Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this

volume. In: Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica / Gower C. F., Rivers T. and Ryan A. B. (Eds.) // Geol. Assoc. 1990. Canada Sp. Paper 38. P. 1–20.

Halls H. C., Heaman L. M. The paleomagnetic significance of new U-Pb age data from the Molson Dyke Swarm, Cauchon Lake Area, Manitoba // Can J. Earth Sci. 2000. Vol. 37. P. 957–966. doi: 10.1139/e00-010

Hanski E. J., Huhma H., Lehtonen M. I., Rastas P. 2.0 Ga old oceanic crust in northern Finland / Eds. E. Hanski and J. Vuollo. International Ophiolite Symposium and Field Excursion, Abstracts: Geological Survey of Finland Special Paper 26, 1998. 24 p.

Hoffman P. United Plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1988. Vol. 16. P. 543–604.

Hoffman P. F. Precambrian Geology and Tectonic History of North America: An Overview / Eds. A. W. Bally, A. R. Palmer // The Geology of North America. Geol. Soc. Amer. 1989. Vol. A. P. 447–512.

Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect // J. of Geophys. Res. 2009. Vol. 114, B06308. doi: 10.1029/2008JB005689

Kähkönen Y., Lahtinen R., Nironen M. Palaeoproterozoic supracrustal belts in southwestern Finland / Ed. M. Pajunen. High Temperature – Low Pressure Metamorphism and Deep Crustal Structures. Meeting of International Geoscience Programme (IGCP) Project 304 “Deep Crustal Processes” in Finland // Geological Survey of Finland Guide 37. 1994. P. 43–47.

Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 313–341.

Kontinen A., Paavola J. A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archaean complex between Vartiuss and Vieremä, based on constraints from surface geology and Fire 1 seismic survey / Eds. I. T. Kukkonen, R. Lahtinen. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005: Geological Survey of Finland Special Paper 43. 2006. P. 223–240.

Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P., Kukkonen I. N. and FIRE Working Group. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1. In: Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland, Special paper 43. 2006a. P. 45–76.

Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // In: European Lithosphere Dynamics / Eds. D. G. Gee and R. A. Stephenson. Geological Society, London, Memoirs. 2006b. Vol. 32. P. 561–578.

Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A. D., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L. and the BEAR Working Group. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield // Earth Planets Space. 2002. Vol. 54. P. 535–558.

Krawczyk C. M., Stiller M., DEKORP – BASIN Research Group. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin // Tectonophysics. 1999. Vol. 314. P. 241–253. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00246-2

Kukkonen I. T., Kuusisto M., Lehtonen M., Peltonen P. Delamination of eclogitized lower crust: Control on the crust – mantle boundary in the central Fennoscandian shield // Tectonophysics. 2008. Vol. 457. P. 111–127. doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.029

Kukkonen I. T., Lahtinen R. Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005 // Geological Survey of Finland, Special Paper. 2006. Vol. 43. 247 p.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution / Eds. M. Lehtinen, P. A. Nurmi, O. T. Rämö. Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B. V., Amsterdam. 2005. P. 481–532.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia / Eds. P. A. Cawood, A. Kröner. Earth Accretionary Systems in Space and Time. The Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 318. P. 237–256. doi: 10.1144/SP318.8

Mints M. V. Granulite-gneiss belts and areals of the East European craton (regional and global patterns of tectonic and geodynamic evolution of the granulite-gneiss complexes) // Geotectonics. 2014. Vol. 48. P. 496–522.

Mints M. V., Eriksson P. G. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. Vol. 7 (2). P. 173–232. doi: 10.5800/GT-2016-7-2-0203

Mints M. V., Suleimanov A. K., Zamozhniaya N. G., Stupak V. M. Chapter 12. Study of the basement of the Russian European Platform based on a system of geotraverses and CMP profiles: 3D models of the Early Precambrian crust in key regions // In: Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N., Philippova I. B., Zlobin V. L., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush W. A., Dokukin P. A., Kaulina T. V., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Suleimanov A. K., Trusov A. A., Van K. V., Zamozhniaya N. G. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. The Geological Society of America Special Paper 510. 2015. P. 265–300. doi: 10.1130/2015.2510(12)

Nironen M., Elliott B. A., Rämö O. T. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence // Lithos. 2000. Vol. 53. P. 37–58. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00007-4

O'Reilly S. Y., Zhang M., Griffin W. L., Begg G., Hronsky J. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical “mantle reservoir” problem? // Lithos. 2009. Vol. 211. P. 1043–1054. doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.028

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, Northeastern Finland // J. of Petrology. 1996. Vol. 37. P. 1359–1383. doi: 10.1093/petrology/37.6.1359

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland):



melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up // *J. of Petrology*. 1998. Vol. 39. P. 297–329. doi: 10.1093/ptro/39.2.297

Rämö O. T., Vaasjoki M., Mänttari I., Elliott B. A., Nironen M. Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex: I. Radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution // *J. of Petrology*. 2001. Vol. 42. P. 1971–1993. doi: 10.1093/ptrology/42.11.1971

Rayner N. M., Stern R. A., Bickford M. E. Tectonic implications of new SHRIMP and TIMS U-Pb geochronology of rocks from the Sask Craton, Peter Lake Domain, and Hearne margin, Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan // *Can. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 42 (4). P. 635–657. doi: 10.1139/e04-045

Schulz K. J., Cannon W. F. The Penokean orogeny in the Lake Superior region // *Precambrian Research*. 2007. Vol. 157. P. 4–25. doi: 10.1016/j.precamres.2007.02.022

Symons D. T. A., Harris M. J. The 1830 Ma Trans-Hudson hairpin from paleomagnetism of the Wapisiu gneiss dome, Kisseynew Domain, Manitoba // *Can. J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 913–922. doi: 10.1139/e99-043

## References

Mints M. V. Paleoproterozoiskii superkontinent: vozniknovenie i evolyutsiya akkretsiionnykh i kollizionnykh orogenov (na primere severnykh kratonov) [Paleoproterozoic supercontinent: origin and evolution of accretionary and collisional orogens exemplified in Northern cratons]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2007. No. 4. P. 3–29.

Mints M. V. Ob'emnaya model' glubinnogo stroeniya rannedokembriiskoi kory Vostochno-Evropetskogo kratona, paleogeodinamicheskie sledstviya [A 3D model of the deep structure of the Early Precambrian crust in the East European Craton and Paleogeodynamic implications]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2011. No. 4. P. 3–29. doi: 10.1134/S0016852111040054

Mints M. V. Seismicheskie obrazy koro-mantiinoi granitsy kak otrazhenie geodinamiki dokembriiskogo koroobrazovaniya [Seismic images of the crust-mantle boundary as an expression of geodynamics of the Precambrian crust formation]. *Geofizicheskie issledovaniya* [Geophysical Research]. 2016. Vol. 17, no. 1. P. 65–82.

Mints M. V. Paleoproterozoi-fanerozoiskaya istoriya Atlanticheskoi zony: unikal'nyi primer vzaimodeistviya plyum-tektoniki i pleit-tektoniki [The Palaeoproterozoic-Phanerozoic history of the Atlantic zone: a unique example of plume and plate tectonics relationship]. *Tektonika sovremennykh i drevnykh okeanov i ikh okrain: Materialy XLIX Tektonicheskogo soveshchaniya, posvyashchennogo 100-letiyu akademika Yu. M. Pushcharovskogo* [Tectonics of Modern and Ancient Oceans and their Vicinity: Proceed. of XLIX Tectonic Meeting Dedicated to the 100<sup>th</sup> Anniv. of Acad. Yu. M. Pushcharovskiy]. Ed. K. E. Degtyarev. Moscow: GEOS, 2017. Vol. 2. P. 19–23.

Mints M. V., Suleimanov A. K., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush V. A., Dokukina K. A., Zamozhnyaya N. G., Zlobin V. L., Kaulina T. V., Konilov A. N., Mikhailov V. O., Natapov L. M.,

Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L. M., Hölttä P. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland // *Lithos*. 2000. Vol. 54. P. 63–81. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00018-9

Vahtinen K., Korja T., Kaikkonen P., Lah-ti I., Smirnov M. Yu. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean – Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland // *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 188. P. 908–924. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05300.x

Van der Velden A. J., Cook F. A. Proterozoic and Cenozoic subduction complexes: A comparison of geometric features // *Tectonics*. 1999. Vol. 18, no. 4. P. 575–581. doi: 10.1029/1999TC900011

Williams H., Hoffman P. E., Lewry J. F., Monger J. W. H., Rivers T. Anatomy of North America: thematic portrayals of the continent // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 187. P. 117–134.

Поступила в редакцию 23.08.2017

Piip V. B., Stupak V. M., Tikhotskii S. A., Trusov A. A., Filippova I. B., Shur D. Yu. Glubinnoe stroenie, evolyutsiya i poleznye iskopaemye rannedokembriiskogo fundamenta Vostochno-Evropetskoi platformy: Interpretatsiya materialov po opornomu profilu 1-EV, profilyam 4V i Tatseis [The deep crustal structure, evolution, and mineral deposits of the Early Precambrian basement of the East European Craton: interpretation of the data from the 1-EU Geotraverse, the 4B and TATSEIS profiles]. Moscow: GEOKART; GEOS, 2010. Vol. 1. 408 p.; vol. 2. 400 p.

Mints M. V., Sokolova E. Yu., rabochaya gruppa LADOGA (LADOGA working group). Ob'emnaya model' glubinnogo stroeniya Svekofennskogo akkretsiionnogo orogena po dannym MOV-OGT, MTZ i plotnostnogo modelirovaniya [A 3D model of the deep structure of the Svecofennian accretionary orogen according to CDP seismics, MTS and density modeling]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of KarRC of RAS]. 2018. P. 34–61. doi: 10.17076/geo656

Sokolova E. Yu., Golubtsova N. S., Kovtun A. A., Kulikov V. A., Lozovskii I. N., Pushkarev P. Yu., Rokityanskii I. I., Taran Ya. V., Yakovlev A. G. Rezul'taty sinkhronnykh magnitotelluricheskikh i magnitovariatsiionnykh zondirovaniy v raione Ladozhskoi anomalii elektroprovodnosti [The results of synchronous magnetotelluric and magnetic-variation surveys within the Ladoga electroconductivity anomaly]. *Geofizika* [Geophysics]. 2016. No. 1. P. 48–64.

Sokolova E. Yu. i rabochaya gruppa LADOGA (LADOGA working group). Eksperiment sinkhronnogo profil'nogo MT/MV zondirovaniya Ladozhskoi anomalii elektroprovodnosti: novye svidetel'stva o strukture yugo-vostoka Baltiiskogo shchita [An experiment of synchronous MT/MV surveys of the Ladoga electroconductivity anomaly: new data on the structure

of the south-eastern Baltic Shield]. *Glubinnoe stroenie i geodinamika Priladozh'ya: Mater. Vseros. nauch. konf. s mezhdunar. uchastiem. IG KarNTs RAN [Deep structure and geodynamics of Lake Ladoga region. Proceed. of the All-Russ. Scientific Conf. with Int. Part. IG KarRC RAS]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2017. P. 204–214.

Andersson U. B., Högdahl K., Sjöström and Bergman S. Multistage growth and reworking of the Palaeoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U – Pb geochronology. *Geol. Mag.* 2006. Vol. 143, no. 5. P. 679–697. doi: 0.1017/S0016756806002494

Andersson U. B., Begg G. C., Griffin W. L., Högdahl K. Ancient and juvenile components in the continental crust and mantle: Hf isotopes in zircon from Svecofennian magmatic rocks and rapakivi granites in Sweden. *Lithosphere*. 2011. Vol. 3, no. 6. P. 409–419. doi: 10.1130/L162.1

Aspler L. B., Chiarenzelli J. R. Two Neoproterozoic supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic. *Sedimentary Geol.* 1998. Vol. 120. P. 75–104.

Aspler L. B., Chiarenzelli J. R., Cousens B. L., McNicoll V. J., Davis W. J. Paleoproterozoic intracratonic basin processes, from breakup of Kenorland to assembly of Laurentia: Hurwitz Basin, Nunavut, Canada. *Sediment. Geol.* 2001. Vol. 141/142. P. 287–318.

Bickford M. E., Mock T. D., Steinhart III W. E., Collier K. D., Lewry J. F. Origin of the Archean Sask craton and its extent within the Trans-Hudson orogen: evidence from Pb and Nd isotopic compositions of basement rocks and post-orogenic intrusions. *Can. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 42 (4). P. 659–684. doi: 10.1139/e04-064

Buchan K. L., Mortensen J. K., Card K. D., Percival J. A. Paleomagnetism and U – Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 1998. Vol. 35. P. 1054–1069. doi: 10.1139/e98-054

Chiarenzelli J. R., Aspler L. B., Villeneuve M., Lewry J. F. Early Proterozoic evolution of the Saskatchewan Craton and its allochthonous cover, Trans-Hudson Orogen. *J. Geol.* 1998. Vol. 106. P. 247–267.

Collier J. S., Buhl P., Tome M., Watts A. B. Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean). *Geophys. J. Inter.* 1994. Vol. 118. P. 159–180.

Dahl P. S., Hamilton M. A., Wooden J. L., Folland K. A., Frei R., McCombs J. A., Holm D. K. 2480 Ma mafic magmatism in the northern Black Hills, South Dakota: a new link connecting the Wyoming and Superior cratons. *Can. J. Earth Sci.* 2006. Vol. 43 (10). P. 1579–1600. doi: 10.1139/e06-066

De Wit M., Tinker J. Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data. *South African J. of Geology*. 2004. Vol. 107. P. 185–206. doi: 10.2113/107.1-2.185

Gala M. G., Symons D. T. A., Palmer H. C. Geotectonics of the Hanson Lake Block, Trans-Hudson Orogen, Central Canada: A preliminary paleomagnetic report. *Precambrian Research*. 1998. Vol. 90. P. 85–101. doi: 10.1016/S0301-9268(98)00034-5

Glaznev V. N., Mints M. V., Muravina O. M., Raevsky A. B., Osipenko L. G. Complex geological – geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: nature of density layering of the crust and the crust – mantle boundary. *Geodynamics and Tectonophysics*. 2015. Vol. 6, no. 2. P. 133–170. doi: 10.5800/GT-2015-6-2-0176

Goodwin A. M. Rooted Precambrian ring-shields: growth, alignment, and oscillation. *Amer. J. Sci.* 1985. Vol. 285. P. 481–531. doi: 10.2475/ajs.285.6.481

Gower C. F., Krogh T. A. U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Can. J. Earth Sci.* 2002. Vol. 39. P. 795–829. doi: 10.1139/e01-090

Gower C. F., Ryan A. B., Rivers T. Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. Geol. Assoc.* 1990. Canada Sp. Paper 38. P. 1–20.

Halls H. C., Heaman L. M. The paleomagnetic significance of new U-Pb age data from the Molson Dyke Swarm, Cauchon Lake Area, Manitoba. *Can. J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 957–966. doi: 10.1139/e00-010

Hanski E. J., Huhma H., Lehtonen M. I., Rastas P. 2.0 Ga old oceanic crust in northern Finland. In: Hanski E. and Vuollo J. *International Ophiolite Symposium and Field Excursion*, Abstracts: Geological Survey of Finland Special Paper 26, 1998. 24 p.

Hoffman P. United Plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1988. Vol. 16. P. 543–604.

Hoffman P. F. Precambrian Geology and Tectonic History of North America: An Overview. *The Geology of North America. Geol. Soc. Amer.* 1989. Vol. A. P. 447–512.

Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect. *J. of Geophysical Research*. 2009. Vol. 114. P. B06308. doi: 10.1029/2008JB005689

Kähkönen Y., Lahtinen R., Nironen M. Palaeoproterozoic supracrustal belts in southwestern Finland. *High Temperature – Low Pressure Metamorphism and Deep Crustal Structures*. Meeting of International Geoscience Programme (IGCP) Project 304 “Deep Crustal Processes” in Finland. Geological Survey of Finland Guide 37. 1994. P. 43–47.

Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite – the Jor-mua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland. *Precambrian Research*. 1987. Vol. 35. P. 313–341.

Kontinen A., Paavola J. A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archaean complex between Vartiuss and Vieremä, based on constraints from surface geology and Fire 1 seismic survey. *Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005: Geological Survey of Finland, Special Paper 43*. 2006. P. 223–240.

Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P., Kukkonen I. N. and FIRE Working Group. A geological interpretation of

the upper crust along FIRE 1. In: *Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005*. Geological Survey of Finland, Special paper 43. 2006a. P. 45–76.

Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. In: *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs. 2006b. Vol. 32. P. 561–578.

Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A. D., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L. and the BEAR Working Group. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield. *Earth Planets Space*. 2002. Vol. 54. P. 535–558.

Krawczyk C. M., Stiller M., DEKORP – BASIN Research Group. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. *Tectonophysics*. 1999. Vol. 314. P. 241–253. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00246-2

Kukkonen I. T., Kuusisto M., Lehtonen M., Peltonen P. Delamination of eclogitized lower crust: Control on the crust – mantle boundary in the central Fennoscandian shield. *Tectonophysics*. 2008. Vol. 457. P. 111–127. doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.029

Kukkonen I. T., Lahtinen R. Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland, Special Paper. 2006. Vol. 43. 247 p.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution. In: Lehtinen, M., Nurmi, P. A., Rämö, O. T. (Eds.), *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B. V., Amsterdam. 2005. P. 481–532.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia. Eds. P. A. Cawood, A. Kröner. *Earth Accretionary Systems in Space and Time*. The Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 318. P. 237–256. doi: 10.1144/SP318.8

Mints M. V. Granulite-gneiss belts and areals of the East European craton (regional and global patterns of tectonic and geodynamic evolution of the granulite-gneiss complexes). *Geotectonics*. 2014. Vol. 48. P. 496–522.

Mints M. V., Eriksson P. G. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. Vol. 7 (2). P. 173–232. doi: 10.5800/GT-2016-7-2-0203

Mints M. V., Suleimanov A. K., Zamozhniaya N. G., Stupak V. M. Chapter 12. Study of the basement of the Russian European Platform based on a system of geotraverses and CMP profiles: 3D models of the Early Precambrian crust in key regions. In: Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N., Philippova I. B., Zlobin V. L., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush W. A., Dokukin P. A., Kaulina T. V., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Suleimanov A. K., Trusov A. A., Van K. V., Zamozhniaya N. G. *East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure*. The Geological Society of America Special Paper 510. 2015. P. 265–300. doi: 10.1130/2015.2510(12)

Nironen M., Elliott B. A., Rämö O. T. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos*. 2000. Vol. 53. P. 37–58. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00007-4

O'Reilly S. Y., Zhang M., Griffin W. L., Begg G., Hronsky J. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical “mantle reservoir” problem? *Lithos*. 2009. Vol. 211. P. 1043–1054. doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.028

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, Northeastern Finland. *J. of Petrology*. 1996. Vol. 37. P. 1359–1383. doi: 10.1093/petrology/37.6.1359

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up. *J. of Petrology*. 1998. Vol. 39. P. 297–329. doi: 10.1093/ptrology/39.2.297

Rämö O. T., Vaasjoki M., Mänttari I., Elliott B. A., Nironen M. Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex: I. Radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution. *J. of Petrology*. 2001. Vol. 42. P. 1971–1993. doi: 10.1093/petrology/42.11.1971

Rayner N. M., Stern R. A., Bickford M. E. Tectonic implications of new SHRIMP and TIMS U-Pb geochronology of rocks from the Sask Craton, Peter Lake Domain, and Hearne margin, Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 42 (4). P. 635–657. doi: 10.1139/e04-045

Schulz K. J., Cannon W. F. The Penokean orogeny in the Lake Superior region. *Precambrian Research*. 2007. Vol. 157. P. 4–25. doi: 10.1016/j.precamres.2007.02.022

Symons D. T. A., Harris M. J. The 1830 Ma Trans-Hudson hairpin from paleomagnetism of the Wapisiu gneiss dome, Kiseynew Domain, Manitoba. *Can. J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 913–922. doi: 10.1139/e99-043

Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L. M., Hölttä P. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos*. 2000. Vol. 54. P. 63–81. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00018-9

Vahtinen K., Korja T., Kaikkonen P., Lahti I., Smirnov M. Yu. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean – Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland. *Geophys. J. Inter.* 2012. Vol. 188. P. 908–924. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05300.x

Van der Velden A. J., Cook F. A. Proterozoic and Cenozoic subduction complexes: A comparison of geometric features. *Tectonics*. 1999. Vol. 18, no. 4. P. 575–581. doi: 10.1029/1999TC900011

Williams H., Hoffman P. E., Lewry J. F., Monger J. W. H., Rivers T. Anatomy of North America: thematic portrayals of the continent. *Tectonophysics*. 1991. Vol. 187. P. 117–134.

Received August 23, 2017

**СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:****Минц Михаил Вениаминович**

заведующий лаб. тектоники раннего докембрия, д. г.-м. н.  
Геологический институт РАН  
Пыжевский пер., 7, Москва, Россия, 110017  
эл. почта: michael-mints@yandex.ru

**CONTRIBUTOR:****Mints, Mikhail**

Geological Institute, Russian Academy of Sciences  
7 Pyzhevsky Per., 110017 Moscow, Russia  
e-mail: michael-mints@yandex.ru

УДК 552.313.1

## ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ЛАВЫ МЕЗОАРХЕЙСКИХ КОМАТИИТОВ: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, УСЛОВИЯ ИЗЛИЯНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

**З. П. Рыбникова**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия*

Выполнено изучение маломощных дифференцированных коматиитовых лавовых потоков мезоархейского возраста в Койкарском и Совдозерском зеленокаменных доменах. В разрезе дифференцированных лавовых потоков установлены зоны: прикровельных автобрекчий, спинифекс-структур оливинового и пироксенового типа, массивная, кумулятивная (орто- и мезокумулятивная), а также диагностируется нижний закаленный контакт в основании потока. Расслоенность в лавовых потоках обусловлена за счет магматической дифференциации *in situ* в сочетании с процессами внедрения дополнительных порций расплава до момента его полной кристаллизации.

**Ключевые слова:** мезоархей; коматииты; дифференцированные лавовые потоки; Фенноскандинавский щит.

### **Z. P. Rybnikova. DIFFERENTIATED MESOARCHEAN KOMATIITE LAVA FLOWS: MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, OUTFLOW AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS**

The paper presents the results of the study of thin differentiated Mesoarchean komatiite lava flows from the Koikary and Sovdozero greenstone domains. Several zones were recognized in the section of differentiated lava flows: autobreccia, spinifex texture of olivine and pyroxene types, massive, cumulate (ortho- and mesocumulates), as well as the lower chilled contact at the basement of the flow. The stratification of the lava flows is due to magmatic differentiation *in situ* coupled with the continuing injection of more molten rock until the stage of complete crystallization.

**Keywords:** Mesoarchean; komatiites; differentiated lavas; Fennoscandian shield.

### **Введение**

Петролого-геохимическое изучение архейских высокомагнезиальных вулканитов – коматиитов в зеленокаменных поясах древних кратонов мира имеет ключевое значение для реконструкции процессов формирования ранней

литосферы [Гирнис и др., 1987; Коматииты..., 1988; Смолькин, 1992; Puchtel et al., 1998; Лобач-Жученко и др., 2000; Кожевников, 2000; Вревский и др., 2003; Светов, 2005; Слабунов и др., 2006; Щипанский, 2008; Arndt et al., 2008]. Важное значение при этом имеет не только литогеохимическое и изотопно-геохимическое

изучение ассоциаций, но и реконструкция палеовулканологических условий их образования.

Стратифицированные коматиитовые толщи в разрезах архейских зеленокаменных комплексов чаще всего сформированы лавовыми потоками, различающимися по мощности, морфологии, характеру внутренней дифференциации и минеральному составу [Donaldson, 1982; Arndt et al., 2008], и находятся в переслаивании с вулканогенно-осадочным или, реже, хомогенным материалом. Причины возникновения многообразия морфологии коматиитовых лав широко обсуждаются в литературе. Установлено, что на процесс формирования внутренней неоднородности влияют температура расплава в момент излияния, его вязкость, газонасыщенность, характер внутреннего течения (ламинарный или турбулентный) [Arndt, Fleet, 1979; Leshner et al., 1984; Barnes et al., 1988; Hill et al., 1995; Arndt et al., 2008; Siégel et al., 2014] и другие факторы. Исследование механизмов формирования лавовых тел является необходимым для реконструкции особенностей вулканического процесса, а также палеогеографических обстановок.

Вместе с тем существует и ряд серьезных проблем, затрудняющих подобные работы в зеленокаменных структурах Карельского кратона, в частности, слабая обнаженность разрезов позволяет проводить работы лишь на локальных участках, что не дает оценить реальное количество существовавших ранее дифференцированных лавовых потоков, их мощность и строение.

Несмотря на имеющиеся ограничения, подобные работы проводились для зеленокаменных структур Полмос-Порос, Кольский полуостров [Смолякин, 1992]; Костомукши, Западная Карелия [Коматииты..., 1988; Puchtel et al., 1998] и коматиитовых ассоциаций Койкарского и Паласельгинского (Палаламбинского) доменов мезоархейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, Центральная Карелия [Коматииты..., 1988; Светов, 1994], где в ходе исследования были описаны сохраненные дифференцированные лавовые потоки, изучен их минеральный и химический состав.

В последние годы существенно изменились точность аналитических анализов и методы пробоотбора, что позволило сфокусироваться в данной работе на детальном изучении строения и химического состава лавовых потоков: описанного ранее дифференцированного потока коматиитовых лав в Койкарском домене – поток «6» в разрезе «350» [Светов, 2005] и серии лавовых потоков коматиитов в Совдозерском домене, которые ранее не изучались.

## Характеристика объекта исследования

Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (ВСЗП) по изученности магматических ассоциаций мезоархейского возраста является одним из эталонных объектов в пределах Карельского кратона. Его строение и состав стратотектонических ассоциаций детально изложены в работах предшественников [Геология..., 1978; Рыбаков, 1987; Коматииты..., 1988; Светова, 1988; Лобач-Жученко и др., 2000; Стратиграфия..., 1992; Svetov et al., 2001; Светов, 2005], что позволяет ограничиться краткой характеристикой изучаемых коматиитовых серий.

По имеющимся изотопным данным, формирование коматиитовых комплексов отдельных доменов ВСЗП происходило асинхронно в интервале 3,0–2,92 млрд лет [Светов, 2015], а метаморфическая проработка ассоциаций осуществлялась в несколько этапов – с пиками ее активизации в 2,85–2,80 и 2,64–2,60 млрд лет [Светов и др., 2016].

В Койкарском и Совдозерском доменах ВСЗП породы коматиитовой серии сохранились на участках площадью менее двух квадратных километров, и реконструированная мощность разреза оценивается в 600–700 м [Светов, 2005]. Разрезы серии сформированы преимущественно массивными, подушечными, вариолитовыми лавами с прослоями туфового и вулканогенно-осадочного материала, пирокластиты в разрезах не превышают 5 % от общего объема пород. Маломощные (< 12 м) дифференцированные лавовые потоки в изучаемых доменах редки. Комагматичные интрузивные комплексы представлены высокомагнезиальными габбро и метаультрамафитами (амфиболитами, серпентинитами) [Светов, 2005].

Изучаемые породы Койкарского и Совдозерского доменов претерпели регионально-метаморфические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [Стратиграфия..., 1992]. Первичные темноцветные минералы в породах не сохранились. Несмотря на это, сохраняются признаки первичных магматических текстур и структур, что позволяет уверенно диагностировать фациальные разновидности вулканогенных пород.

Коматииты (с содержанием MgO > 18 мас. %) Койкарского домена не сохраняют реликтов первичных минералов и на 90 об. % сложены хлоритом, антофиллитом, тремолитом. Второстепенные минералы представлены карбонатом, эпидотом, магнетитом, составляющими не более 10 % объема породы. Базальтовые коматииты (MgO < 18 мас. %) не сохраняют реликтов первичных темноцветных минералов,

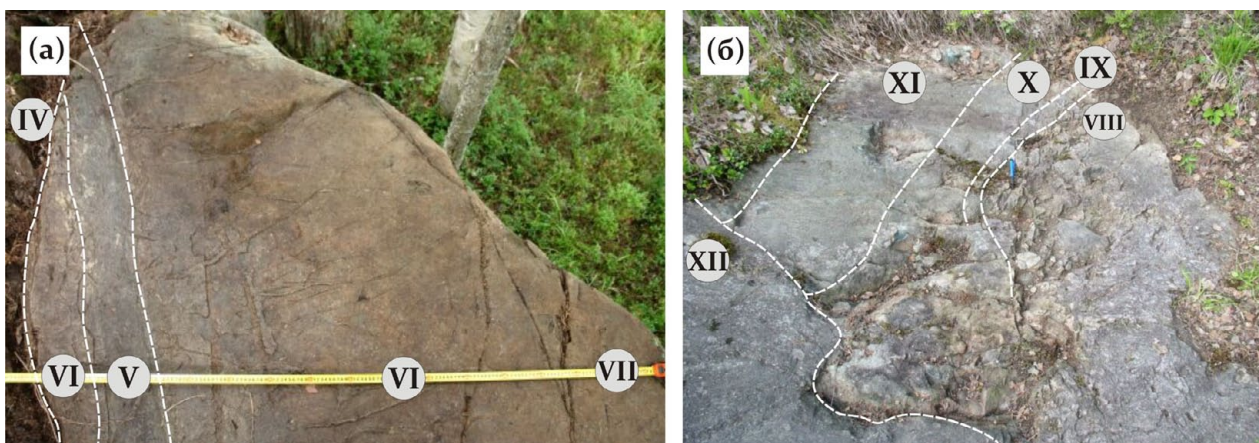


Рис. 1. Строение дифференцированных лавовых потоков коматиитов: (а) – поток «16–7» (в пределах обнажения «9 м05») на мысе Мустаниеми в Совдозерском домене ВСЗП; (б) – поток «6» (обнажение «9–2») в разрезе «350», Койкарский домен ВСЗП. Пунктирные линии – границы зон (IV–XII приведены в тексте и на рис. 2)

Fig. 1. Photographs of differentiated komatiite lava flows: (a) – flow 16–7 (within 9 m05 outcrop) from Cape Mustaniemi of the Sovdozero domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt; (b) – flow 6 (9–2 outcrop) from the section 350 in the Koikary domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt. The dashed lines show the boundaries of the zones (see the text and Fig. 2 for IV–XII)

но, в редких случаях, сохраняют реликты первичного плагиоклаза ( $An_{50-65}$ ) в основной массе. Породы сложены преимущественно хлоритом и амфиболом, второстепенные минералы представлены эпидотом, карбонатом. В зонах интенсивного метаморфического изменения дополнительно появляются биотит, альбит и кварц.

Коматииты Совдозерского домена несколько отличаются по минеральному составу, характерной особенностью является наличие в них серпентина, псевдоморфно замещающего оливин. Серпентин, тремолит и хлорит составляют до 90 % объема пород, второстепенные минералы представлены эпидотом, магнетитом (хроммагнетитом) и карбонатом, составляющими не более 10 % объема пород.

Важно отметить, что в изучаемых коматиитовых лавах нами ранее исследовались аксессуарные минералы, в частности – магнетиты [Рыбникова и др., 2014]. Было установлено, что обычно их содержание не превышает 2–5 об. %. По морфологии и составу было выделено несколько генераций, в том числе первично-магматическая. Реликтовые хромшпинелиды представлены ядрами алюмохромитов (содержание  $Cr_2O_3$  – до 53,3 мас. %,  $Al_2O_3$  – до 13,8 мас. %) в крупных кристаллах магнетита-хроммагнетита.

## Материалы и методы

Для изучения особенностей строения дифференцированных лавовых потоков коматиитов

были выбраны перспективные для детального анализа объекты в Койкарском (коматиитовый поток «6» (обнажение «9–2») в разрезе «350» и Совдозерском (выходы коматиитовых лав в районе обнажения «9 м05» на мысе Мустаниеми) доменах ВСЗП. В разрезе «350» ранее было установлено дифференцированное строение потоков и описаны следующие зоны: закалочная, массивного строения, спинифекс-структурная и мезокумулятивная. В ходе ранних исследований коматиитового разреза в Совдозерском домене были выделены зоны развития автобрекчий и зоны массивного строения [Светов, 2005; Рыбникова и др., 2014]. Мощность лавовых потоков на выбранных участках варьирует от 2 до 4,5 метра, что позволило выполнить детальное картирование и сплошное бороздвое опробование лавовых тел (рис. 1).

Дополнительным аргументом для выбора данных объектов послужила контрастность их химического состава при близких метаморфических условиях преобразования. Так, в дифференцированном лавовом потоке в Койкарском домене содержание  $MgO$  варьирует от 14 до 20 мас. %, а в Совдозерском составляет 26–32 мас. % [Светов, 2005], то есть существует возможность изучения процесса дифференциации на примере потоков с различной магнезиальностью.

Отбор образцов и проб для исследований проводился вкрест простирания лавовых потоков методом сплошного бороздвого опробования. Пробы на аналитические исследования отбирались с интервалом

5–10 см. Геохимическая характеристика изучаемых коматиитовых лавовых потоков выполнена по серии проб – 24 пробы поток «6» (Койкарский домен) и 43 пробы поток «16–7» (Совдозерский домен) (рис. 2, а).

Изучение минерального состава проб выполнялось методами оптической и электронно-зондовой микроскопии. Состав минералов определен на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) при следующих параметрах: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартном режиме съемки 90 сек.

Определение содержания петрогенных элементов в пробах выполнялось методами количественного химического анализа [Пономарев, 1961], концентрации редких и редкоземельных элементов в пробах измерялись на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 Terhmo scientific по методике [Светов и др., 2015].

Все работы проводились в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

## Результаты и обсуждение

**Морфологическая характеристика лавовых потоков.** В результате полевого изучения лав и микроскопического анализа структурных характеристик пород по профилям опробования в лавовых потоках было существенно уточнено их внутреннее строение, а также выделены неизвестные ранее зоны. Ниже приведена характеристика лав по профилю от подошвы к кровле.

Совдозерский домен. Изучаемый лавовый поток (разрез «16–7» (в пределах обнажения «9 м05» на мысе Мустаними по: [Светов, 2005])) имеет коматиитовый состав, с концентрациями MgO до 32–34 мас. %, близкими к максимальным для коматиитовой серии, и реконструированную мощность 4,2 м. В подошве (зона VII, см. рис. 2, а) поток имеет массивное мелкозернистое строение со слабо проявленной контракционной трещиноватостью. Мощность данной зоны не превышает 30–40 см. Оливин псевдоморфно замещен серпентином, границы реликтовых зерен оливина, размер которых достигал 1–2 мм, маркируются тонкой магнетитовой оторочкой. Анализ структурных соотношений серпентина и магнетита позволяет предполагать высокую степень идиоморфизма первичных зерен оливина и их кумулятивную природу и интерпретировать структуру пород как реликтовую мезокумулятивную. Количество кумулятивного оливина

в исходных породах достигало 80 об. %. Вместе с тем в породах сохраняются и участки тонкокristаллического матрикса, где количество псевдоморфоз по оливину минимально.

Выше по разрезу лавовый поток также имеет массивное строение (эта область – 80–100 см по мощности, зона VI, см. рис. 2, а). На этом участке контракционная трещиноватость проявлена более ярко, структура породы ортокумулятивная, так как псевдоморфозы по оливину более редки, имеют размер до 2–3 мм, погружены в тонкокristаллический матрикс эпидот-хлорит-тремолитового состава и имеют редкие точечные контакты между собой. Выше массивной зоны следует область прикровельных автобрекчий (зона IV, III и I, см. рис. 2, а), где крупные фрагменты коматиитовой лавы размером от 3–5 до 40–60 см имеют изометричные, напоминающие подушки или листья клевера формы, разбиты радиальными трещинами и окружены светлой каймой мощностью до 1–2 см. В отдельных случаях фрагменты целиком разделены на мелкие обломки, заключенные в мелкодробленый цемент. Мощность зоны брекчий в потоке варьирует от 2 до 2,8 м по латерали. Особенностью зоны автобрекчий данного лавового тела является появление (на отдельных участках потока) областей массивного мелкозернистого строения переменной мощности (от 20 до 80 см, зона II, см. рис. 2, а), что нами интерпретируется как результат разрыва лавовой кровли в краевой зоне потока с заполнением ее лавой из внутренней его части. Специфика данной области – это размытые контакты между массивными породами и автобрекчиями (что нехарактерно для контакта между отдельными лавовыми телами), с появлением неполностью обособленных фрагментов брекчий.

Детальное изучение потока «16–7» позволило установить новый элемент в его строении, а именно протяженную «линзу» (зона V, см. рис. 2, а), имеющую четкие контакты с лавовым телом и ориентировку, полностью повторяющую изогнутую форму кровли потока. Мощность данного образования варьирует от 10 до 25 см и представлена мелкозернистой породой коматиитового состава. Структура породы – ортокумулятивная, состав идентичен прочим зонам потока, однако отмечается более высокое (до 8–10 об. %) содержание хроммагнетита. Судя по отсутствию закаленных зон в краевых частях «линзы» и реакционных взаимодействий с веществом лавового потока, вероятнее всего, нами был вскрыт внутренний лавовый канал.

К о й к а р с к и й д о м е н. Состав изученного лавового потока («6», разрез «350», по: [Светов,



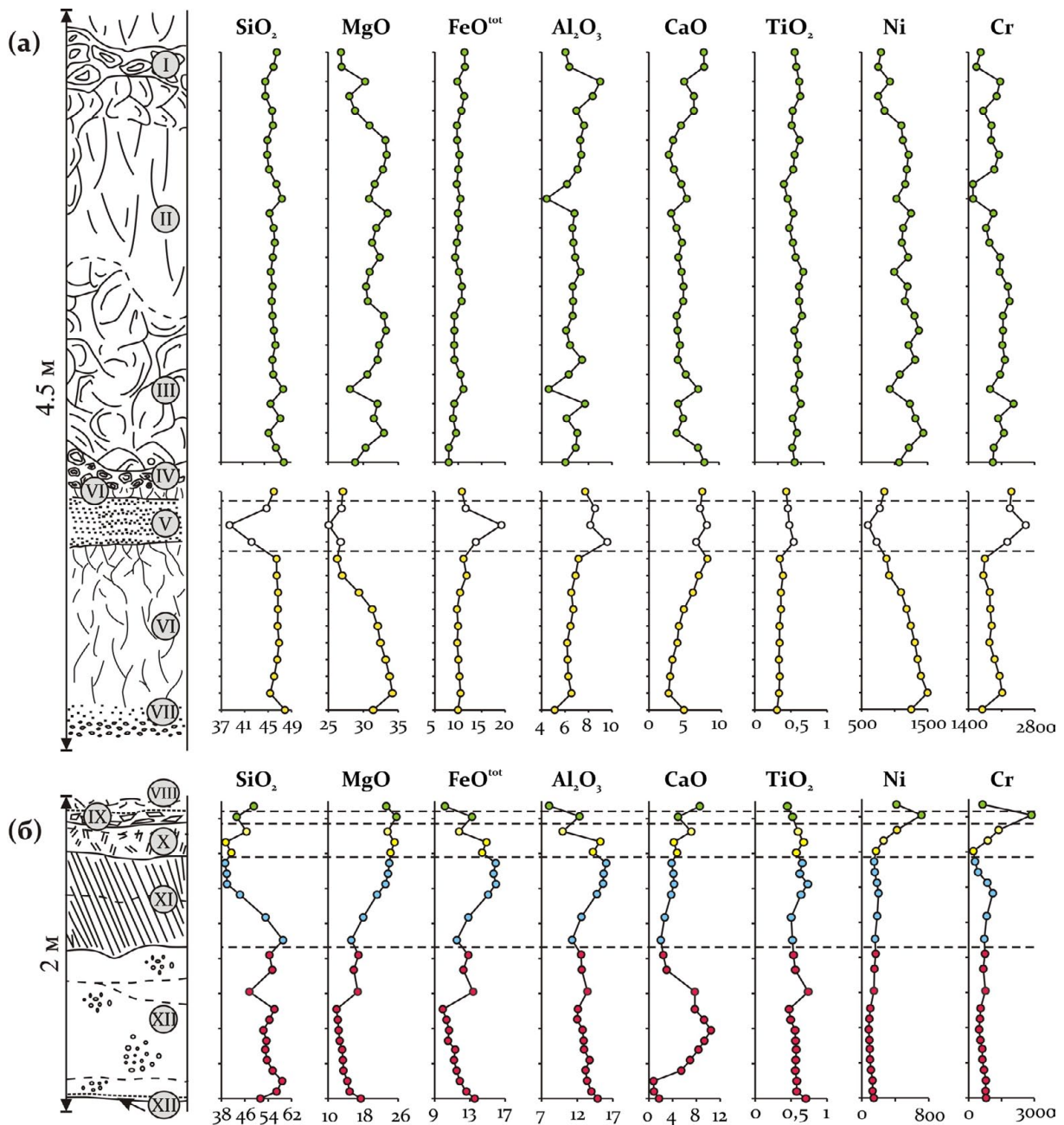


Рис. 2. Строение дифференцированных лавовых потоков коматиитов, положение выделенных зон и вариации петрогенных элементов (мас. %), а также Ni, Cr (ppm): (а) – в лавовом потоке «16–7» (в пределах обнажения «9 м05») на мысе Мустаниеми в Совдозерском домене ВСЗП; (б) – в лавовом потоке «б» (обн. «9–2») в разрезе «350», Койкарский домен ВСЗП. Зоны I–XIII описаны в тексте

Fig. 2. Profile sketches of differentiated komatiite lava flows, the position of the selected zones and variations of the major oxides (wt.%) and Ni, Cr (ppm) in: (a) – flow 16–7 (within 9 m05 outcrop) from Cape Mustaniemi of the Sovdozero domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt; (б) – flow 6 (9–2 outcrop) from the section 350 in the Koikary domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt. See the text above for I–XIII zones

2005]), имеющего мощность около 2,5 м, является промежуточным между коматиитами и коматиитовыми базальтами (MgO 20–14 мас. %). Для опробования был вскрыт весь лавовый поток.

В подошве лавового тела находится зона однородного мелкозернистого строения

мощностью 10–15 см (зона XIII, см. рис. 2, б), далее следует участок среднезернистого массивного сложения мощностью около 80 см (зона XII, см. рис. 2, б), содержащая округлые обособления, выполненные амфибол-хлоритовым агрегатом (возможно, реликты псевдоморфоз оливина или пироксена), и области,

насыщенные кристаллами хроммагнетита, с четкими кристаллографическими формами и имеющими положительный рельеф в обнажении. На отдельных участках лавового потока наблюдаются области с многочисленными пустотами неправильной, реже округлой формы.

Выше по потоку следует зона пород со спинифекс-структурой мощностью около 80 см (зона XI, см. рис. 2, б), представленная чередующимися «полосами» спинифекс-структур, сформированными плотно упакованными пластинчатыми актинолит-тремолит-хлоритовыми псевдоморфозами, вероятнее всего по клинопироксену, достигающими длины в 10–20 см. Межзерновое пространство между спинифекс-кристаллами сложено хлоритом, тремолитом и рассеянным тонкокристаллическим магнетитом, формирующим отдельные скопления. Далее в потоке следует зона массивного мелкозернистого строения мощностью около 30–35 см (зона X, см. рис. 2б), которая формирует основную площадь кровли лавового тела, на отдельных ее участках присутствуют спинифекс-структуры различно ориентированных типов, представленные актинолит-тремолит-хлоритовыми псевдоморфозами по пироксену.

Поток имеет четкую зональность, все выделяемые зоны прослеживаются по латерали. В кровле потока присутствует зона закалки мощностью 10–12 мм (зона IX, см. рис. 2, б), выполненная тонкозернистой афанитовой породой. Непосредственно на кровле потока залегает слой бомбовых туфов коматиитов мощностью около 80–100 см (зона VIII, см. рис. 2, б), с округлыми сплюснутыми бомбами размером до 40 см (коматиитового состава), погруженных в агломератовый цемент также коматиитового состава.

Необходимо отметить, что изученная дифференциация широко представлена и в других зеленокаменных поясах, например Абитиби [Arndt et al., 1977; Jensen, Langford, 1985]. Вместе с тем мощные горизонты автобрекчий в кровле потоков встречаются значительно реже. Известны примеры коматиитовых потоков Алексо [Barnes, 1983; Arndt, 1986], Фредсфлоу [Arndt, 1977], формации Валтер Вильямс [Hill et al., 1987] и Барбертона [Thompson et al., 2005]. На Фенноскандинавском щите автобрекчии коматиитов ранее были выявлены в Костомукше [Коматииты..., 1988], а также в Северной Финляндии в районе горы Сатасваара [Saverik, 1985].

Существование лавовых каналов в коматиитовых потоках малой мощности, как в случае потока в Совдозерском домене, ранее

не отмечалось. По-видимому, изученную «линзу» можно интерпретировать как результат заполнения кумулятом ранее существовавшего в потоке фидерного канала, по которому поступал расплав в ходе излияния. Подобные каналы проявлены в коматиитовых лавовых реках района Норсеман-Вилуна, Западная Австралия, где мощность отдельных лавовых тел превышает сотни метров [Hill et al., 2001]. Существует альтернативный вариант интерпретации «линзы» как маломощного силла, сформированного в результате внедрения дополнительной порции расплава в лавовую последовательность [Arndt et al., 2004], однако характер контактов «линза» – лавовый поток не позволяет придерживаться данной версии.

Таким образом, сравнительный анализ морфологических особенностей лавовых потоков Совдозерского и Койкарского доменов ВСЗП показал наличие существенных различий в процессах формирования лавовых потоков.

**Геохимическая характеристика.** По данным геохимического анализа пород, слагающих лавовые потоки, они относятся к единой коматиитовой серии (на основе петрохимических классификационных требований [Le Bas, 2000; Arndt et al., 2008]) Al-недеплецированного типа «Мунро», что свидетельствует о малоглубинных условиях формирования расплавов.

Совдозерский домен. Очевидно, что характер распределения петрогенных элементов по потокам различен. В случае потока «16–7» (если исключить из рассмотрения зону «линзы») общая дифференциация коматиитового расплава проявлена слабо. Установлены следующие вариации:  $\text{SiO}_2$  от 45,16 до 48,58 мас. %,  $\text{MgO}$  от 26,25 до 34,16 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 4,42 до 9,00 мас. %, отмечается закономерное увеличение концентрации к подошве потока  $\text{MgO}$  (до 34,16 мас. %), а также Cr (до 2113 ppm) и Ni (до 1498 ppm), но не к самой подошве (кристаллизация которой, скорее всего, была скоротечна), а к расположенной в 10 см над ней области, образуемой мезокумулятом. Отмечаемое распределение может быть результатом гравитационного осаждения оливина в слабоподвижном расплаве, в котором не происходит активной конвекции, а движение имело спокойный ламинарный характер.

Наблюдаемый излом трендов распределения элементов в зоне автобрекчий является следствием чередования участков из ядерных зон брекчий и их зон закалок. Таким образом, «пилообразная кривая» в этой части профиля подчеркивает повторяющийся тренд микродифференциации коматиитового расплава между ядром брекчии и зоной закалки в случае

быстрого остывания магмы. В то же время область заполненной «трещины» в автобрекчии химически более однородна (рис. 2, а).

На данном фоне более контрастно выглядит химический состав пород, заполняющих фидерный канал в изучаемом потоке (рис. 2, а, зона V), расплав в нем имеет более низкое содержание (в его центральной части)  $\text{SiO}_2$  – до 38,41–44,72 мас. %, близкую основной массе концентрацию  $\text{MgO}$  – 25,05–26,86 мас. % и  $\text{Cr}$  2611 ppm. Данная область характеризуется ортокумулятивной структурой, т. е., вероятнее всего, представляет собой более позднюю инъекцию кумулята, в котором присутствовало большое количество кристаллов оливина и алюмохромита, внедренную незадолго до финальной кристаллизации, но во все еще движущийся лавовый поток, о чем говорят следы внутреннего течения (наблюдаемые по ориентированному положению псевдоморфоз оливина). Высокие концентрации  $\text{FeO}^{\text{tot}}$  в данной области (до 15–19 мас. %) являются отражением повышенного первичного содержания алюмохромита, что подтверждается петрографическими наблюдениями.

Койкарский домен. Характер распределения петрогенных элементов в потоке «б», разрез «350», имеет более сложную природу (рис. 2, б).

Прежде всего выделяются значительные вариации петрогенных окислов:  $\text{SiO}_2$  от 39,26 до 59,07 мас. % (что аномально для коматиитовой серии),  $\text{MgO}$  от 11,93 до 25,61 мас. %,  $\text{TiO}_2$  от 0,47 до 0,74 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 8,09 до 15,95 мас. %,  $\text{FeO}^{\text{tot}}$  от 9,92 до 15,96 мас. %, то есть более существенные, чем в случае потока «16–7». Вариации содержания  $\text{MgO}$  свидетельствуют о том, что лавовый поток сформирован расплавами коматиитового и коматиит-базальтового типов (по классификации [Le Bas, 2000]). Наблюдаемые вариации (по выделенным зонам VIII–XI потока)  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Cr}$  соответствуют модели гравитационного фракционирования оливина ( $\pm$ пироксена).

В пределах зоны XII и на границе с зоной XI (рис. 2, б) породы контрастно отличаются от вышележащих коматиитов по характеру распределения  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – их концентрации повышены, а содержание  $\text{MgO}$  ниже, чем в других частях потока. Наблюдаемые в данной части потока вариации содержания главных элементов не укладываются в модели дифференциации коматиитовых расплавов. Вместе с тем в породах зоны XII наблюдается аналогичное другим частям потока распределение редкоземельных элементов, малоподвижных в ходе процессов наложенных преобразований.

Это свидетельствует в пользу принадлежности зоны XII в изучаемом лавовом потоке к коматиитовой серии.

Петрографические наблюдения показывают, что образцы из зоны XII характеризуются повышенным содержанием карбонатов, что может являться причиной обогащения пород  $\text{CaO}$  и  $\text{Sr}$ . Кроме того, в породах переходной зоны XI в шлифах видны многочисленные тонкие кварцевые жилки.

Таким образом, совокупность имеющихся данных позволяет рассматривать породы зоны XII и частично зоны XI как существенно измененные (по петрогенным элементам) коматииты, что исключает их корректное использование при расчете эволюционных трендов для лавового потока, поэтому образцы, отобранные из этих зон, не участвуют в дальнейшем рассмотрении.

Для понимания природы формирования расслоенности необходимо рассмотреть распределение петрогенных элементов для изучаемых лавовых потоков в системе  $\text{FeO}^{\text{tot}} - \text{MgO}$ , которая используется для оценки влияния оливинового фракционирования на эволюцию коматиитового расплава. Стоит отметить, что расплавы с содержанием  $\text{MgO} > 18$  мас. % фракционируют с единственной фазой на ликвидусе, представленной оливином. В случае излияния менее магнезиальных магм или на заключительных этапах кристаллизации высокомагнезиальных коматиитов совместно с оливином кристаллизуется клинопироксен.

Излившаяся коматиитовая магма представляет собой гетерофазную смесь расплава и интрателлурических кристаллов оливина, вариации ее состава обусловлены изменениями пропорций данных фаз, а исходя из балансовых ограничений может быть оценен состав равновесного оливина. Составы пород, варьирующие по количеству оливиновых вкрапленников, должны ложиться на линейный тренд, отвечающий конноде «состав исходного расплава – состав исходного оливина» [Николаев, Арискин, 2005; Arndt et al., 2008]. При этом содержание форстеритовой компоненты в исходном оливине можно определить по точке пересечения этого тренда и линии стехиометричных составов оливина [Арискин и др., 2009] в системе  $\text{FeO}^{\text{tot}} - \text{MgO}$  (рис. 3).

Для корректной интерпретации результатов были рассчитаны тренды оливинового контроля для всего коматиитового комплекса Совдозерского и Койкарского доменов [Светов, 2005], а также для изучаемых лавовых потоков.

Расчет равновесного оливина для коматиитовых лав Совдозерского домена дает

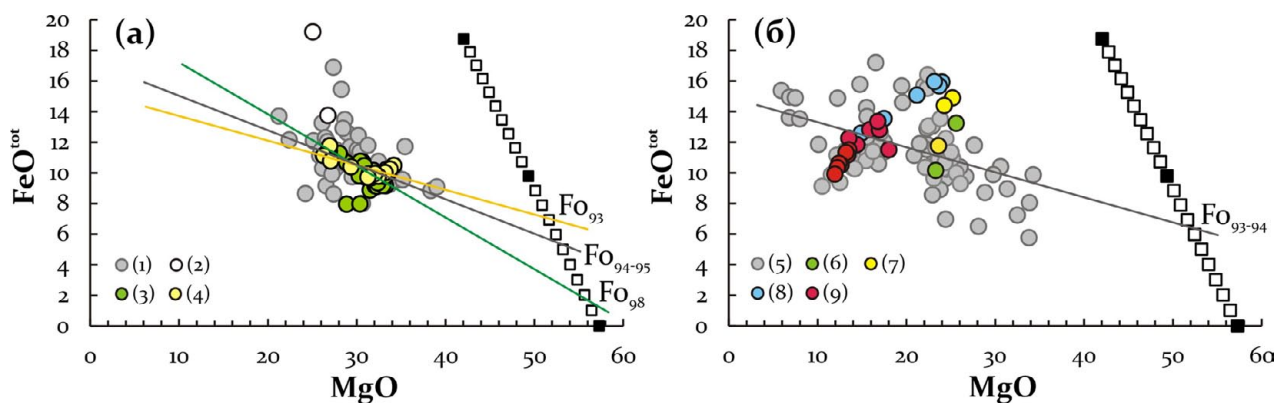


Рис. 3. Вариации содержания петрогенных элементов (MgO – FeO<sup>tot</sup>) в коматиитах (а) потока «16–7» (в пределах обнажения «9 м05») на мысе Мустаниеми в Совдозерском домене ВСЗП и (б) потока «6» (обнажение «9–2») в разрезе «350», Койкарский домен ВСЗП. Цветными линиями показаны тренды фракционирования оливина в расплаве: желтая – для массивной зоны в потоке «16–7»; зеленая – для автобрекчий потока «16–7»; серая – для выборки коматиитов Совдозерского (а) и Койкарского (б) доменов

Здесь и на рис. 4: (1) – составы коматиитовой серии Совдозерского домена [Светов, 2005], (2) – «линза», (3) – зона автобрекчий, (4) – нижняя часть потока (массивная и кумулятивная зоны – XI), (5) – составы коматиитовой серии Койкарского домена, (6) – зона закалки (IX), перекрывающие туфы (VIII), (7) – массивная зона (X), (8) – зона спинифекс-структур (XI), (9) – массивная зона (XII–XIII)

Fig. 3. FeO<sup>tot</sup> vs. MgO (wt.%) diagrams for komatiites: (a) – flow 16–7 (within 9 m05 outcrop) from Cape Mustaniemi of the Sovdozero domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt; (b) – flow 6 (9–2 outcrop) from the section 350 in the Koikary domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt. The coloured lines show trends in the fractionation of olivine in the molten rock: yellow – in a massive zone of the flow 16–7; green – in autobreccia of the flow 16–7; gray – for all sampling komatiites from the Sovdozero (a) and Koikary (b) domains.

Legend: (1) – komatiite compositions of the Sovdozero domain [Svetov, 2005], (2) – “lens”, (3) – autobreccia zone, (4) – lower part of the flow (massive and cumulate zones – XI); (5) – komatiite compositions of the Koikary domain, (6) – quenching zone (IX), overlapping tufts (VIII), (7) – massive zone (X), (8) – zone of the spinifex texture (XI), (9) – massive zone (XII–XIII)

следующие результаты: для дифференцированного потока в зоне автобрекчий – Fo<sub>98</sub>, в массивной зоне Fo<sub>93</sub>; для всей коматиитовой серии (более 50 проб) – Fo<sub>95–94</sub>, что отвечает магнезиальности исходного расплава 0,86 и температурам магмы около 1600–1640 °С. Формально эти характеристики можно принять за параметры исходной коматиитовой магмы. Таким образом, для дифференцированного потока коматиитов из Совдозерского домена вариации химического состава отдельных зон (за исключением состава «линзы») описываются моделью фракционной кристаллизации при оливиновом контроле. Составы пород «линзы» формируют контрастный тренд, что говорит о неравновесности двух систем: расслоенный поток – фидерный канал. Данный вывод укладывается в предложенную модель позднего внедрения инъекции кумулята в лавовый поток во время его течения, но на стадии, близкой к кристаллизации.

Для лавового потока «6» из Койкарского домена ситуация не столь очевидная. Анализ полной выборки по коматиитовой серии домена (включая коматиитовые базальты и базальты) показывает возможное присутствие линии оливинового контроля, с расчетным оливином

Fo<sub>94–93</sub>, однако для дифференцированного потока суммарный тренд построить невозможно. Таким образом, механизм кристаллизации потока «6», скорее всего, был более сложным (длительным и многоактным), включал поступление и смешение химически контрастных порций расплава.

Основной объем коматиитовой магмы, вероятно, имел интрателлурический оливин Fo<sub>94</sub>, близкий по составу к оливину из коматиитов Совдозерского домена, что подразумевает близкую магнезиальность и температуру излияния первичных расплавов.

Общая «первичная природа» химического состава отдельных зон в изучаемых дифференцированных лавовых потоках отчетливо видна по распределению редких и редкоземельных элементов (рис. 4).

Характер распределения редких и редкоземельных элементов в коматиитах Совдозерского домена (как в изучаемом лавовом потоке, так и в коматиитовой серии в целом [Светов, 2005]) имеет слабо фракционированное распределение РЗЭ (рис. 4, а) с общим уровнем, близким к среднemannтийному. Установлено незначительное обеднение ЛРЗЭ, что подобно примитивным базальтам MORB-типа.

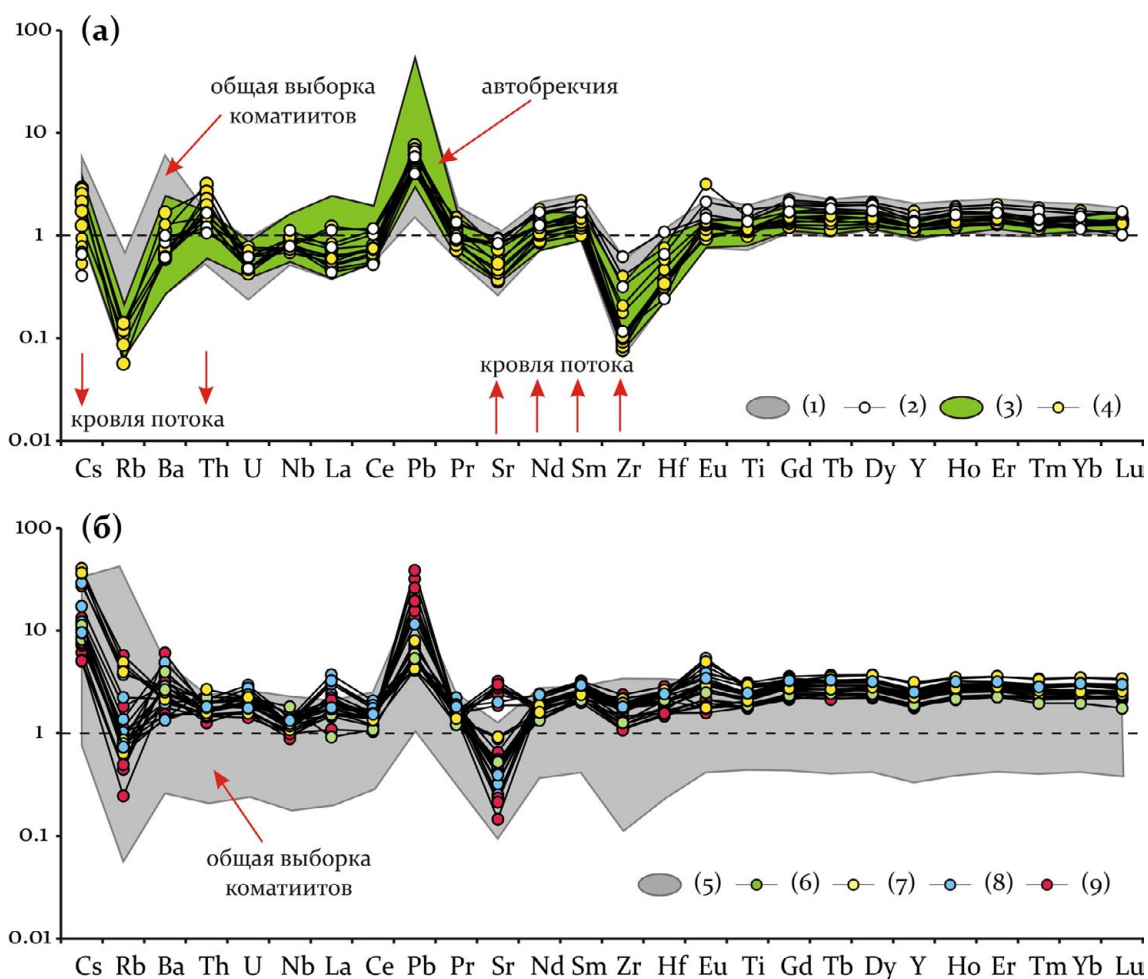


Рис. 4. Спайдерграммы, нормированные на примитивную мантию по: [Sun, McDonough, 1989], для коматиитов лавового потока «16–7» (в пределах обнажения «9 м05» на мысе Мустаниеми в Совдозерском домене ВСЗП (а) и потока «6» (обнажение «9–2») в разрезе «350», Койкарский домен ВСЗП (б)

Fig. 4. Normalized trace-element patterns of whole rocks samples of komatiites: (a) – flow 16–7 (within 9 m05 outcrop) from Cape Mustaniemi of the Sovdozero domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt; (б) – flow 6 (9–2 outcrop) from the section 350 in the Koikary domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt. Trace-element data are normalized to the primitive mantle after [Sun, McDonough, 1989]. See Fig. 3 for the legend

Спайдерграммы коматиитов Совдозерской структуры имеют характерные минимумы по Zr, Rb, Sr и небольшое обогащение U. Данные характеристики позволяют говорить о первично-мантийной природе расплава без участия корового компонента. Также наблюдается небольшое обогащение зон автобрекчии (по сравнению с областями массивно-кумулятивного строения) по Sr, Nd, Sm, Zr и обеднение по Cs и Th.

Анализ распределения редких и редкоземельных элементов в коматиитах Койкарского домена (рис. 4, б), проведенный ранее для всей коматиит-базальтовой ассоциации [Рыбникова, Светов, 2017], выявил существование нескольких геохимических типов расплавов: 1)

коматиитовый (MgO 23,28–25,61 мас. %, FeO<sup>tot</sup> 10,16–13,23 мас. %) с нефракционированным спектром распределения РЗЭ, положительной аномалией по Pb и отрицательной по Sr и Zr); 2) коматиитовый, обогащенный Fe (MgO 21,18–25,18 мас. %, FeO<sup>tot</sup> 14,39–15,96 мас. %), имеющий спектр распределения РЗЭ, аналогичный коматиитам 1 типа, но с более высоким уровнем их содержания; 3) коматиит-базальтовый (MgO 11,93–18,02 мас. %, FeO<sup>tot</sup> 9,92–13,54 мас. %) с распределением РЗЭ, подобным коматиитам, обогащенным Fe. В данной группе есть свои особенности (ярко выраженные на спайдерграмме) – появление положительных аномалий по Sr и Eu, что может быть следствием кристаллизации плагиоклаза.

В потоке «б» нами установлено сосуществование всех геохимических разновидностей коматиитовых расплавов, что, вероятнее всего, отражает существенную дифференциацию расплава, но происходящую не *in situ*, а в результате внедрения в поток дополнительных порций контрастного состава, что могло влиять на распределение Sr, Rb, Ba, Pb и подвижных ЛРЗЭ.

## Выводы

В результате выполненных исследований установлено несколько типов внутренней дифференциации коматиитовых расплавов в мезоархейских коматиитах ВСЗП. Так, для коматиитов с  $MgO > 25$  мас. % наиболее типичным является формирование массивных лавовых тел с зонами прикровельных автобрекчий. Дифференциация в них происходит при гравитационном фракционировании оливина (и, возможно, хромита), приводя к формированию неоднородности в виде подошвенной зоны закалки, областей мезо-, ортокумулята и прикровельных брекчий. Данный тип зональности формируется, вероятно, в случае медленного ламинарного течения магмы, когда поступление расплава происходит по внутренним каналам в потоках, обуславливая общее увеличение мощности лавовых тел, а формирование мощных зон автобрекчий свидетельствует об активной кристаллизации прикровельных областей в движущемся лавовом потоке.

При изучении менее магнезиальных коматиитов (Койкарский домен) нам не удалось определить основной механизм формирования внутренней расслоенности, несмотря на то, что лавовый поток с точки зрения морфологии имеет классическую структуру. Метаморфическая проработка пород и отсутствие реликтов первичных минералов существенно затрудняют реконструкцию процесса кристаллизации.

Полученные данные свидетельствуют о более сложном, чем фракционная кристаллизация оливина, стиле формирования расслоенности в коматиитовых лавах (особенно с  $MgO > 18$  мас. %), чем считалось ранее.

Результаты исследований подтвердили, что основой для реконструкции процессов дифференциации в лавовых телах мезоархейских коматиитов в юго-восточной Фенноскандии является изучение изменения химического состава и микроструктурной характеристики лав, в то время как минералогическая характеристика пород не позволяет подойти к оценке первичных процессов кристаллизации.

Метод сплошного опробования оправдал себя при выявлении контрастных по химиче-

скому составу зон, расшифровке процессов кристаллизации лав, например, формирующихся или в ходе инъекций дополнительных порций магмы или в результате равновесной (неравновесной) кристаллизации.

Полученные выводы существенно дополняют имеющиеся данные по типизации мезоархейских высокомагнезиальных вулканитов Карельского кратона, понимание процессов их формирования и могут использоваться для реконструкции условий генерации первичных расплавов и палеогеографических обстановок вулканизма.

*Автор выражает благодарность С. А. Светову за всестороннюю поддержку исследований, В. Ф. Смолькину и А. В. Степановой за ценные советы и замечания, а также коллективу лаборатории геохимии, четвертичной геологии и геоэкологии ИГ КарНЦ РАН за содействие в проведении полевых исследований.*

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-35-00268.*

## Литература

- Арискин А. А., Конников Э. Г., Данюшевский Л. В., Кислов Е. В., Николаев Г. С., Орсов Д. А., Бармина Г. С., Бычков К. А. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. 2009. № 5. С. 451–480.
- Вревский А. Б., Матреничев В. А., Ружьева М. С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 587–617.
- Геология и петрология архейского гранит-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 264 с.
- Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 121 с.
- Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
- Коматииты и высокомагнезиальные базальты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Левский Л. К., Коваленко А. В. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Николаев Г. С., Арискин А. А. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005. № 7. С. 712–732.

Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: АН СССР, 1961. 414 с.

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

Рыбникова З. П., Светов С. А. Геохимия высокомагнезиальных мезоархейских вулканитов Койкарской структуры (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, Ц. Карелия) // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. XXVIII молодежная научная конференция памяти К. О. Кратца. СПб.: ВВМ, 2017. С. 137–139.

Рыбникова З. П., Светов С. А., Вревский А. Б., Климовская Е. А., Чаженина С. Ю. Акцессорные хромшпинелиды из мезоархейских коматиитов Фенноскандинавского щита // Литосфера. 2014. № 6. С. 22–44.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ 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. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 26–29.

Светов С. А. Основные петрографические и геохимические черты дифференцированных коматиитовых лав архейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса // Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 63–77.

Светов С. А., Иващенко В. И., Рыбникова З. П., Гоголев М. А., Назарова Т. Н. Неоархейская (2.60 млрд лет) реактивация сдвиговых зон и орогенных золоторудных систем в западном сегменте Ведлозерского террейна // Труды КарНЦ РАН. 2016. № 10. С. 63–80. doi: 10.17076/geo360

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

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

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Балаганский В. В., Сорьонен-Вард П., Володичев О. И., Щипанский А. А., Светов С. А., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Степанов В. С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

Смолякин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.

Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008. 544 с.

Arndt N. T. Differentiation of komatiite flows // Jour. Petrol. 1986. Vol. 27. P. 279–303.

Arndt N. T. Thick layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario // Canadian Jour. Earth Sci. 1977. Vol. 14. P. 2620–2637.

Arndt N. T., Naldret A. J., Pyke D. R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, north-east Ontario // Jour. Petrol. 1977. Vol. 18. P. 319–369.

Arndt N. T., Leshner C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 467 p.

Arndt N. T., Leshner C. M., Houlié M. G., Lewin E., Lacaze Y. Intrusion and crystallization of a spinifex-textured komatiite sill in Dundonald Township, Ontario // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. P. 2555–2571.

Arndt N. T., Fleet M. E. Stable and metastable pyroxene crystallization in layered komatiite flows // American Mineralogist. 1979. No. 64. P. 856–864.

Barnes S.-J. A comparative study of olivine and clinopyroxene spinifex flows from Alexo, Abitibi greenstone belt, Canada // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. Vol. 83. P. 293–308.

Barnes S.-J., Hill R. E. T., Gole M. J. The Perseverance ultramafic complex, Western Australia: the product of a komatiite lava river // J. Petrol. 1988. Vol. 29. P. 305–331.

Donaldson C. H. Spinifex-textured komatiites: a review of textures, compositions and layering // In: Arndt, N. T. & Nisbet, E. G. (eds). Komatiites. London: Allen & Unwin, 1982. P. 213–244.

Hill R. E. T., Gole M., Barnes S.-J. Physical volcanology of komatiites, a field guide to the komatiites between Kalgoorli and Wiluna, Eastern Goldfields Province, Yilgarn block, Western Australia // Excursion Guide Book 1, Geol. Soc. of Australia, Western Australia division. 1987. Perth. 74 p.

Hill R. E. T. Komatiite volcanology, volcanological setting and primary geochemical properties of komatiite-associated nickel deposits // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2001. Vol. 1. P. 365–381.

Hill R. E. T., Barnes S.-J., Gole M. J., Dowling S. E. The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman – Wiluna greenstone belt, Western Australia // Lithos. 1995. Vol. 34. P. 159–188.

Jensen L. S., Langford F. F. Geology and petrogenesis of the Archean Abitibi Belt in the Kirkland Lake area, Ontario, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper. 1985. No. 123. 130 p.

Le Bas M. J. IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrol. 2000. Vol. 41. P. 1467–1470.

Leshner C. M., Arndt N. T., Groves D. I. Genesis of komatiite-associated nickel sulphide deposits at Kambalda, Western Australia: A distal volcanic model // In: Buchanan D. L., Jones M. J. (eds). Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks: London, Institution of Mining and Metallurgy. 1984. P. 70–80.

Puchtel L. S., Hofmann A. W., Mezger K., Jochum K. R., Shchipansky A. A., Samsonov A. V. Oceanic plateau model continental crustal growth

in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 155. P. 57–74.

Saverikko M. The pyroclastic komatiite complex at Sattasvaara in northern Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland.* 1985. No. 57. P. 55–87.

Siégel C. C., Arndt N., Henriot A. L. A., Barnes S. S., Haenecour P., Debaille V., Mattielli N. Fred's Flow (Canada) and Murphy Well (Australia) thick komatiitic lava flows with contrasting compositions, emplacement mechanisms and water contents // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2014. Vol. 168. P. 1–17. doi: 10.1007/s00410-014-1084-5

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

for mantle composition and processes / Eds. Saunders A. D., Norry M. J. *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. No. 42. P. 313–345.

Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archaean greenstone belt, Central Karelia // *Geochemistry International.* 2001. Vol. 39. Suppl. 1. P. 24–38.

Thompson M. E., Lowe D. R., Byrely G. R. Komatiite tuffs of the 3.5–3.2 Ga Onverwacht Group of the southern Barberton greenstone belt, South Africa // *Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs*, 2005. Vol. 37. 392 p.

Поступила в редакцию 06.02.2018

## References

Ariskin A. A., Konnikov E. G., Danyushevskii L. V., Kislov E. V., Nikolaev G. S., Orsoev D. A., Barmina G. S., Bychkov K. A. Dovyrenskii intruzivnyi kompleks: problemy petrologii i sul'fidno-nikelevoi mineralizatsii [The Dovyren intrusive complex: problems of petrology and Ni sulfide mineralization]. *Geokhimiya* [Geochem. Int.]. 2009. No. 5. P. 451–480.

Geologiya i petrologiya arkheiskogo granit-zelenokamennogo kompleksa Tsentral'noi Karelii [Geology and petrology of the Archaean granite-greenstone sequence of Central Karelia]. Leningrad: Nauka, 1978. 264 p.

Girnis A. V., Ryabchikov I. D., Bogatikov O. A. Genezis komatiitov i komatiitovykh bazal'tov [Genesis of komatiites and komatiite basalts]. Moscow: Nauka, 1987. 121 p.

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

Komatiiti i vysokomagnezial'nye bazal'ty rannego dokembriya Baltiiskogo shchita [Komatiites and high-magnesium basalts of the Early Precambrian from the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1988. 192 p.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Levskii L. K., Kovalenko A. V. Arkheiskie terreiny Karelii; ikh geologicheskoe i izotopno-geokhimiicheskoe obosnovanie [Archaean terranes of Karelia: their geological and isotope-geochemical justification]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2000. No. 6. P. 26–42.

Nikolaev G. S., Ariskin A. A. Burakovsko-Aganozerskii rassloennyi massiv Zaonezh'ya: II. Stroenie kraevoi gruppy i otsenka sostava rodonachal'noi magmy metodom geokhimiicheskoi termometrii [Burakovo-Aganozero stratified massif of Zaonezhie: II. The structure of the marginal group and the estimation of the composition of the parent magma by the method of geochemical thermometry]. *Geokhimiya* [Geochem. Int.]. 2005. No. 7. P. 712–732.

Ponomarev A. I. Metody khimicheskogo analiza silikatnykh i karbonatnykh gornnykh porod [Methods of chemical analysis of silicate and carbonate rocks]. Moscow: AN SSSR, 1961. 414 p.

Rybakov S. I. Kolchedannye rudoproyavleniya v rannem dokembrii Baltiiskogo shchita [Pyrite occurrences in the Early Precambrian of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1987. 269 p.

Rybnikova Z. P., Svetov S. A. Geokhimiya vysokomagnezial'nykh mezoarkheiskikh vulkanitov Koikarskoi struktury (Vedlozersko-Segozerskii zelenokamennyi poyas, Ts. Kareliya) [Geochemistry of the Mesoarchean high-magnesium volcanics of the Koikary structure (Vedlozero-Segozero greenstone belt, Central Karelia)]. *Aktual'nye problemy geologii, geofiziki i geoekologii.* XXVIII molodezhnaya nauchnaya konferentsiya pamyati K. O. Krattsa [Topical Iss. of Geol., Geophys., and Geocol.: Proceed. XXVIII Conf. Young Scientists in Memory of K. O. Kratts]. St. Petersburg: BBM, 2017. P. 137–139.

Rybnikova Z. P., Svetov S. A., Vrevskii A. B., Klimovskaya E. A., Chazhengina S. Yu. Aktsessornye khromshpinelidy iz mezoarkheiskikh komatiitov Fennoskandinavskogo shchita [Accessory chrome spinels in the Mesoarchean komatiites of the Fennoscandian Shield]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2014. No. 6. P. 22–44.

Shchipanskii A. A. Subduksionnye i mantiino-plyumovye protsessy v geodinamike formirovaniya arkheiskikh zelenokamennykh poyasov [Subduction and mantle-plume processes in the formation geodynamics of Archaean greenstone belts]. Moscow: LKI, 2008. 544 p.

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 [Archaean of the Baltic Shield: geology, geochronology, geodynamic conditions]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2006. No. 6. P. 3–32.

Smol'kin V. F. Komatiitovyi i pikritovyi magmatizm rannego dokembriya Baltiiskogo shchita [Komatiite and picritic magmatism of the Early Precambrian of the Baltic Shield]. St. Petersburg: Nauka, 1992. 272 p.

Stratigrafiya dokembriya Karelii. Opornye razrezy verkhnearkheiskikh otlozhenii [Stratigraphy of the Precambrian of Karelia. Reference sections of Upper Archaean deposits]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1992. 190 p.



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

Svetov S. A. Mezoarkheiskie komatiit-bazal'tovye komplekxy: litogeokhimicheskie tipy i ikh rol' v arkhitekture rannei kontinental'noi kory [Mesoarchean komatiite-basalt complexes: lithochemical types and their role in the architecture of the early continental crust]. *Materialy XII Vserossiiskogo petrograficheskogo soveshchaniya, IG KarNC RAN* [Proceed. XII All-Russ. Petrographic Meeting, IG KarRC RAS]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2015. P. 26–29.

Svetov S. A. Osnovnye petrograficheskie i geokhimicheskie cherty differentsirovannykh komatiitovykh lav arkheiskogo Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo poyasa [Main petrographic and geochemical features of the differentiated komatiite lavas of the Archaean Vedlozero-Segozero greenstone belt]. *Voprosy geologii, petrologii i mineralogii Karelii* [Iss. Geol., Petrol., Mineral. Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1994. P. 63–77.

Svetov S. A., Ivashchenko V. I., Rybnikova Z. P., Gogolev M. A., Nazarova T. N. Neoarkheiskaya (2.60 mlrd let) reaktivatsiya sdvigovykh zon i orogennykh zolotorudnykh sistem v zapadnom segmente Vodlozerskogo terreina [Neo-Archaean (2.60 billion years) reactivation of shear zones and orogenic gold ore systems in the western segment of the Vodlozero terrain]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2016. No. 10. P. 63–80. doi: 10.17076/geo360

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

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

Vrevskii A. B., Matrenichev V. A., Ruzh'eva M. S. Petrologiya komatiitov Baltiiskogo shchita i izotopno-geokhimicheskaya evolyutsiya ikh mantiinykh istochnikov [Petrology of komatiites from the Baltic Shield and isotope geochemical evolution of their mantle sources]. *Petrologiya* [Petrology]. 2003. Vol. 11, no. 6. P. 587–617.

Arndt N. T. Differentiation of komatiite flows. *Jour. Petrol.* 1986. Vol. 27. P. 279–303.

Arndt N. T. Thick layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario. *Canadian Jour. Earth Sci.* 1977. Vol. 14. P. 2620–2637.

Arndt N. T., Naldret A. J., Pyke D. R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, north-east Ontario. *Jour. Petrol.* 1977. Vol. 18. P. 319–369.

Arndt N. T., Lesher C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 467 p.

Arndt N. T., Lesher C. M., Houlié M. G., Lewin E., Lacaze Y. Intrusion and crystallization of a spinifex-textured komatiite sill in Dundonald Township, Ontario. *Journal of Petrology.* 2004. Vol. 45. P. 2555–2571.

Arndt N. T., Fleet M. E. Stable and metastable pyroxene crystallization in layered komatiite flows. *American Mineralogist.* 1979. No. 64. P. 856–864.

Barnes S.-J. A comparative study of olivine and clinopyroxene spinifex flows from Alexo, Abitibi greenstone belt, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. Vol. 83. P. 293–308.

Barnes S.-J., Hill R. E. T., Gole M. J. The Perseverance ultramafic complex, Western Australia: the product of a komatiite lava river. *J. Petrol.* 1988. Vol. 29. P. 305–331.

Donaldson C. H. Spinifex-textured komatiites: a review of textures, compositions and layering. London: Allen & Unwin, 1982. P. 213–244.

Hill R. E. T., Gole M., Barnes S.-J. Physical volcanology of komatiites, a field guide to the komatiites between Kalgoorli and Wiluna, Eastern Goldfields Province, Yilgarn block, Western Australia. *Excursion Guide Book 1, Geol. Soc. of Australia*, Western Australia division. 1987. Perth. 74 p.

Hill R. E. T. Komatiite volcanology, volcanological setting and primary geochemical properties of komatiite-associated nickel deposits. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis.* 2001. Vol. 1. P. 365–381.

Hill R. E. T., Barnes S.-J., Gole M. J., Dowling S. E. The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman – Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos.* 1995. Vol. 34. P. 159–188.

Jensen L. S., Langford F. F. Geology and petrogenesis of the Archean Abitibi Belt in the Kirkland Lake area, Ontario, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper. 1985. No. 123. 130 p.

Le Bas M. J. IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *J. Petrol.* 2000. Vol. 41. P. 1467–1470.

Lesher C. M., Arndt N. T., Groves D. I. Genesis of komatiite-associated nickel sulphide deposits at Kambalda, Western Australia: A distal volcanic model. *Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks.* London, Institution of Mining and Metallurgy. 1984. P. 70–80.

Puchtel L. S., Hofmann A. W., Mezger K., Jochum K. R., Shchipansky A. A., Samsonov A. V. Oceanic plateau model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 155. P. 57–74.

Saverikko M. The pyroclastic komatiite complex at Sattasvaara in northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland.* 1985. No. 57. P. 55–87.

Siégel C. C., Arndt N., Henriot A. L. A., Barnes S. S., Haenecour P., Debaille V., Mattielli N. Fred's Flow (Canada) and Murphy Well (Australia) thick komatiitic lava flows with contrasting compositions, emplacement mechanisms and water contents. *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2014. Vol. 168. P. 1–17. doi: 10.1007/s00410-014-1084-5

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. No. 42. P. 313–345.

Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archean greenstone belt, Central Karelia. *Geochemistry International*. 2001. Vol. 39. Suppl. 1. P. 24–38.

Thompson M. E., Lowe D. R., Byrely G. R. Komatiite tuffs of the 3.5–3.2 Ga Onverwacht Group of the southern Barberton greenstone belt, South Africa. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs*, 2005. Vol. 37. 392 p.

*Received February 06, 2018*

#### **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:**

**Рыбникова Зоя Павловна**

младший научный сотрудник  
Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: zoya\_rybnikova@mail.ru

#### **CONTRIBUTOR:**

**Rybnikova, Zoya**

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

УДК 550.372: 550.379: 550.834

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОПРОФИЛИРОВАНИЯ НА ПОСТОЯННОМ ТОКЕ В КОМПЛЕКСЕ С АМТЗ ПО ПРОФИЛЮ, ПЕРЕСЕКАЮЩЕМУ ЛАДОЖСКУЮ АНОМАЛИЮ

**А. А. Жамалетдинов<sup>1,2</sup>, В. Е. Колесников<sup>1</sup>, А. А. Скороходов<sup>1</sup>,  
А. Н. Шевцов<sup>1</sup>, М. Ю. Нилов<sup>3</sup>, П. А. Рязанцев<sup>3</sup>, Н. В. Шаров<sup>3</sup>,  
М. А. Бируля<sup>4</sup>, И. А. Киряков<sup>5</sup>**

<sup>1</sup> Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Мурманская обл., Россия

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН, Россия

<sup>3</sup> Институт геологии Карельского научного центра РАН, ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

<sup>4</sup> ОАО «ВЕГА», Санкт-Петербург, Россия

<sup>5</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Россия

Статья посвящена результатам электроразведочных работ, выполненных в Северном Приладожье в 2015 и 2017 годах объединенным отрядом Геологического института Кольского научного центра РАН и Института геологии Карельского научного центра РАН. Комплекс методов включал электропрофилеирование на постоянном токе и аудиоманнителлурическое зондирование (АМТЗ). Основной объем работ составило электропрофилеирование методом внешнего скользящего диполя (МВСД) с шагом 500 м по профилю протяженностью 130,5 км, пересекающему Ладожскую аномалию электропроводности от п. Хийтола на западе до пос. Суйстамо на востоке. Средняя глубинность профилирования МВСД составила 150–200 м. Результаты МВСД позволили выявить два хорошо проводящих объекта. Один из них, шириной 200 м, расположен на восточном краю Ладожской аномалии, в районе Янисъярвинской разломной зоны, приуроченной к области контакта между протерозойскими образованиями Северного Приладожья и архейскими породами восточного обрамления. Второй проводящий объект имеет видимую мощность 7 км (Гранд-аномалия). Он расположен в средней части профиля, на траверсе поселков Элисенваара и Ихала. На обоих объектах значения кажущегося сопротивления опускаются до единиц и десятых долей Ом·м. Это позволяет отнести их к электронно-проводящему типу проводников, связываемых с присутствием графит- и сульфидсодержащих пород. В районе аномалий электропроводности выполнены детализационные работы методами внутреннего скользящего контакта (МВСК), срединного градиента (СГ) и аудиоманнителлурического зондирования (АМТЗ). На отдельных обнажениях выполнен отбор образцов для определения удельного электрического сопротивления пород. В статье приведено последовательное описание методики наблюдений и полученных результатов, а также их обсуждение.

**Ключевые слова:** Фенноскандинавский щит; Ладожская аномалия; электропроводность; электропрофилеирование; постоянный ток; аудиоманнителлурическое зондирование; метод внешнего скользящего диполя; метод внутреннего скользящего контакта.

**A. A. Zhamaletdinov, V. E. Kolesnikov, A. A. Skorokhodov, A. N. Shevtsov, M. Yu. Nilov, P. A. Ryazantsev, N. V. Sharov, M. A. Birulya, I. A. Kiryakov.**  
**RESULTS OF ELECTRIC PROFILING USING DIRECT CURRENT IN COMBINATION WITH AMT SOUNDING ALONG THE PROFILE ACROSS THE LAKE LADOGA ANOMALY**

The article is devoted to the results of electrical surveying carried out in the Northern Ladoga region in 2015 and 2017 by a joint team of the Geological Institute of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences and the Institute of Geology of the Karelian Research Centre RAS. The set of methods included DC electrical profiling and audio-magnetotelluric sounding (AMTS). A major part of the work was electrical profiling by the method of external sliding dipole (MESD) with a 500 m step along a 130.5 km long profile crossing the entire width of the Lake Ladoga conductivity anomaly from the village of Hijtola in the west to the village of Suistamo in the east. The average depth of penetration of the MESD profiling was 150–200 m. The MESD output has enabled identification of two well conducting objects. One of them, 200 m wide, is located in the eastern margin of the Ladoga anomaly, in the area of the Janisjarvi fault zone, situated at the contact of the Northern Ladoga Proterozoic formations and Archaean rocks of the eastern frame. The second conducting object with a visible thickness of 7 km Grand anomaly is located in the middle part of the profile, on the traverse line of the settlements Elisenvaara and Ikhala. At both objects the apparent resistivity goes down to few ohm-meters or even decimal fractions. They can therefore be classified into the electronically conducting type of conductors associated with the presence of graphite- and sulfide-bearing rocks. The area of the revealed electrical conductivity anomalies was surveyed in detailed by the methods of internal sliding contact (MISK), median gradient (MG), and audio-magnetotelluric sounding (AMTS). Some outcrops were sampled for determination of the specific electrical resistance of the rocks. The article gives a consistent description of the observation technique, the results of observations and their discussion.

**Key words:** Fennoscandian Shield; Lake Ladoga anomaly; electrical conductivity; electric profiling; direct current; audio-magnetotelluric sounding; method of external sliding dipole; method of internal sliding contact.

### **1. Исторический очерк изучения Ладожской аномалии электропроводности**

Аномалия электропроводности Северного Приладожья (Ладожская аномалия) приурочена к системе долгоживущих разломов, ориентированных в северо-западном направлении и располагающихся в области сочленения двух крупных тектонических блоков – Карельского и Свекофеннского. Аномальное поведение магнитотеллурического поля в Северном Приладожье впервые было обнаружено Н. В. Лазаревой на профиле Лахденпохья-Сортавала-оз. Кайтониярви общей протяженностью 150 км [Лазарева, 1967]. Ею по данным магнитотеллурических зондирований (МТЗ) в диапазоне периодов от 10 до 500 с были зафиксированы резкие изменения значений кажущегося сопротивления  $\rho_T$  от 10 до 600 000 Ом·м. Причину резких изменений  $\rho_T$  она связывала с влиянием тектоники. Позднее в этом районе были выполнены исследования методом магнитовариационного профилирования (МВП) [Рокитянский и др., 1981]. По результатам МВП, выполненного по редкой, нерегулярной сети наблюдений,

был сделан вывод о существовании в этом районе аномалии электропроводности (рис. 1).

Аномалия располагается на глубине 10 км и имеет параметр наполнения  $G = \sigma \cdot S = 10^8$ , м/Ом, где  $\sigma$  – удельная электропроводность в 1/Ом·м и  $S$  – поперечное сечение аномального тела в м<sup>2</sup>. Положение проводящего тела в плане показано на рис. 1. Аномалия имеет северо-восточное падение под углом около 45 градусов. Природу ее И. И. Рокитянский объясняет наличием на глубине 10 км флюидов, выделяющихся под действием процессов дегидратации. Отсутствие над проводящим объектом аномалии теплового потока он объясняет тем, что тепловые процессы еще не достигли дневной поверхности.

По следам этой работы глубинные электромагнитные исследования развернулись на территории Финляндии. Первые аудио- и магнитотеллурические исследования были выполнены в 1980 году финскими и венгерскими геофизиками вдоль регионального сейсмического профиля «Свека», пересекающего центральную часть ЛБЗ [Adam et al., 1982]. Зондирования выполнены в диапазоне частот от 8 кГц до

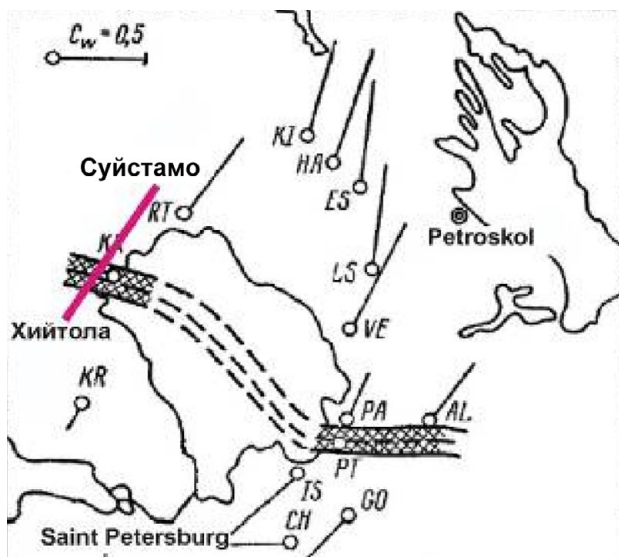


Рис. 1. Положение Ладожской аномалии электропроводности, впервые обнаруженной И. И. Рокитянским на юге Карелии [Рокитянский и др., 1981]. Сплошной линией показано положение профиля Хийтола-Суйстамо

Fig. 1. Location of the Ladoga electrical conductivity anomaly which was first detected by Igor Rokityansky after [Rokityanskii et al., 1981] in the southern part of Karelia. The solid line shows the Hiytola-Suistamo profile

0,001 Гц. Низкочастотные МТ-зондирования (10–1000 с) выполнены в 5 пунктах с применением аналоговой аппаратуры. Высокочастотные АМТ-зондирования выполнены в 64 пунктах с применением французской скалярной аппаратуры. По результатам наблюдений установлено, что земная кора по линии профиля разделяется на ряд чередующихся блоков разного сопротивления – от  $2 \cdot 10^5$  до  $10^2$  Ом·м. При этом сделан вывод, что верхняя часть земной коры относительно однородна, тогда как нижняя часть коры в интервале глубин от 20 до 50 км имеет вертикально-слоистый характер и отличается высокой анизотропностью, что согласуется с данными сейсморазведки [Hjelt, 1984]. Позднее на территории Центральной и Южной Финляндии силами университета Оулу выполнены площадные магнитовариационные наблюдения с магнитометрами системы Гофа – Рейцеля [Rajunpaa, 1984]. Установлено, что впервые обнаруженная в России Ладожская аномалия является частью Ладожско-Ботнической зоны (ЛБЗ) и прослеживается более чем на 1000 км до северной оконечности Ботнического залива. Далее на северо-западе, на территории Норвегии, аномалия, предположительно, уходит под метаморфические образования каледонского возраста. Благодаря широкому распространению на территории ЛБЗ месторождений и рудопроявлений

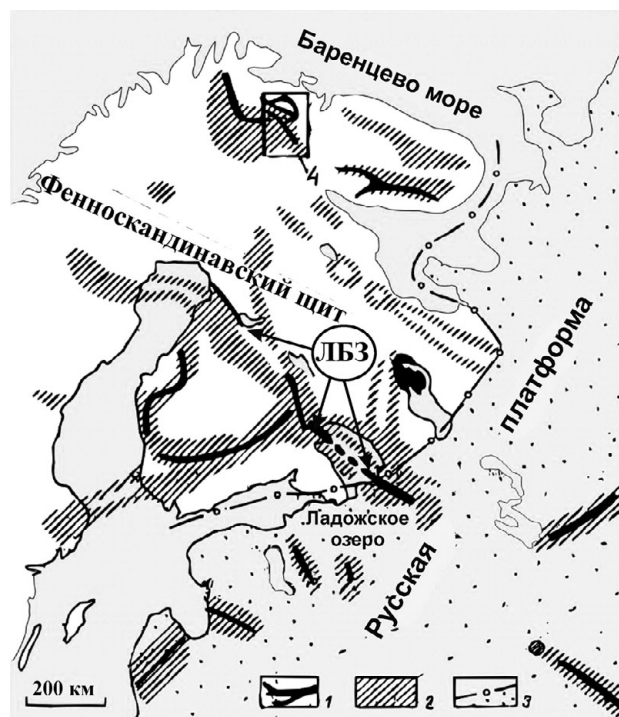


Рис. 2. Положение проводящих структур Ладожско-Ботнической зоны (ЛБЗ) на общей схеме коровых проводников Фенноскандинавского щита [Жамалетдинов, Ковтун, 1993]:

1 – оси проводящих зон с продольной проводимостью  $S$  до 1000 См и более, 2 – области повышенной электропроводности  $S$ , от 10 до 100 См и более, 3 – граница осадочного чехла Русской платформы

Fig. 2. Position of the conductive structures of the Ladoga-Bothnian zone (LBZ) on the overall scheme of crustal conductors of the Fennoscandian shield after [Zhamaletdinov, Kovtun, 1993]:

1 – axes of the conductive zones with the longitudinal conductivity  $S$  up to 1000 S or more, 2 – areas of higher electrical conductivity  $S$  from 10 to 100 S or more, 3 – boundary of the sedimentary cover of the Russian platform

полиметаллических руд она получила название «Цветной пояс Финляндии». Установлено, что Ладожская аномалия на территории Финляндии имеет перерывы и ответвления. Это хорошо видно на рис. 2.

Первые профильные (с шагом 10 км) исследования методом МТЗ в Северном Приладожье выполнены Ленинградским горным институтом в начале 80-х годов [Васин, 1988]. Примерно в это же время высокочастотные исследования методом АМТЗ в комплексе с длиннопериодными МТЗ над ЛБЗ выполнены группой А. А. Ковтун [1989]. Низкочастотные магнитотеллурические зондирования, проводившиеся группой А. А. Ковтун на территории Русской платформы, позволили обнаружить под покровом осадочных отложений на глубинах 3–10 км продолжение ЛБЗ к югу от Ладожского озера более чем на 100 км [Ковтун и др., 2004].

Несмотря на большой объем выполненных МТ-АМТ-зондирований, представления о глубинном строении Ладожской аномалии оставались неясными и спорными. В связи с этим в 2013–2015 годах по инициативе ИФЗ РАН были выполнены магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования по региональному профилю Выборг-Суоярви. Исследования проводились с применением современных технологий комплексного МТ-МВ-зондирования рабочей группой ЛАДОГА с целью построения геоэлектрических моделей и последующего геотектонического районирования [Соколова и др., 2016]. По результатам этой работы уточнены параметры Ладожской аномалии и сделан вывод о ее юго-западном падении. Кроме того, разработаны новые геотектонические концепции о строении региона путем комплексирования данных глубинной геоэлектрики с результатами сейсморазведки ОГТ и потенциальной геофизики [Соколова и др., 2016].

Одним из слабых мест в изученности Ладожской аномалии является отсутствие более или менее полных сведений об электропроводности горных пород, выходящих близко к дневной поверхности. Это наблюдается как на территории России, так и в зарубежной части ЛБЗ. Имеющиеся электроразведочные работы на постоянном токе носят фрагментарный характер и не дают представления об электропроводности пород приповерхностных горизонтов по всей ширине Ладожской аномалии. В то же время специфика геоэлектрических условий Фенноскандинавского кристаллического щита требует обязательного учета электропроводности пород вблизи расположения приемных линий при проведении глубинных зондирований как с естественными, так и с контролируруемыми источниками [Жамалетдинов, 1990]. Основными причинами отсутствия протяженных профильных электроразведочных работ в Северном Приладожье явились сложные условия рельефа и крайняя извилистость береговой линии Ладожского озера и прилегающих к ней дорог. С целью восполнить образовавшийся пробел объединенным отрядом Геологического института Кольского научного центра РАН и Института геологии Карельского научного центра РАН в 2015 году выполнено электрическое профилирование на постоянном токе в комплексе с АМТ-МТЗ по профилю Хийтола-Суйстамо. Дополнительные исследования выполнены в 2017 году с целью детализации результатов, полученных на аномальных участках. Положение профиля наблюдений показано на рис. 1.

## 2. Методика работ

### 2.1. Техника и методика электропрофилирования методом внешнего скользящего диполя (МВСД)

Методика электропрофилирования по схеме МВСД разработана специально для наблюдений по извилистым дорогам Северного Приладожья. Схема установки МВСД приведена ниже на рис. 3. Принцип работы основан на дипольно-осевом зондировании-профилировании с измерением модуля полного вектора напряженности горизонтального электрического поля (векторные наблюдения). В центральной части установки располагается питающая линия АВ длиной 500 м. Ток силой до 1 А подается от генератора ЭМАК мощностью 1 кВт на частоте 4,88 Гц. Измерения напряженности

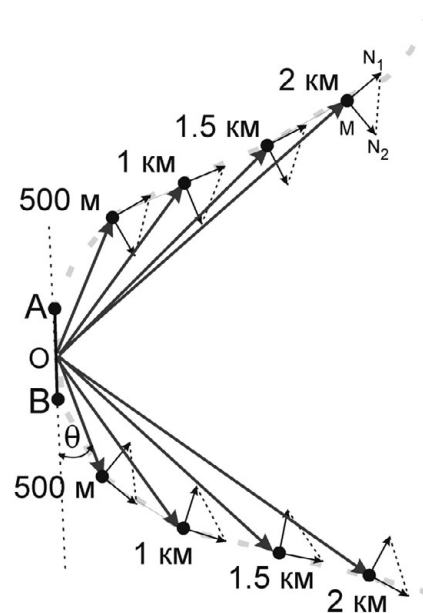


Рис. 3. Схема электропрофилирования с установкой МВСД (методом внешнего скользящего диполя):

АВ – положение питающей линии длиной 500 м. Черные точки – положение центров приемных линий и заземлений АВ. Тонкими стрелками показано положение измерительных линий вдоль и поперек дороги. Тонкий пунктир – положение диагональных измерительных линий N1-N2.  $\theta$  – угол между линией АВ и линиями  $OM_i$ , соединяющими центры приемных линий  $MN_i$  с центром АВ. Светлая штриховая линия – дорога

Fig. 3. Scheme of electric profiling by the MESD (the method of external sliding dipole):

AB – position of the current line of 500 m length. The black points show the position of the centers of the receiving lines and AB groundings. Thin arrows show the position of measuring lines along and across the road. A thin dotted line shows the position of the N1-N2 diagonal measuring lines.  $\theta$  – angle between the AB line and the  $OM_i$  lines connecting the centers of the receiving  $MN_i$  lines with the center of AB. A road is shown by the light dashed line

электрического поля выполняются с аппаратурой АНЧ-3. Измерительные линии располагаются последовательно в двух противоположных направлениях с шагом 500 м на удалении до 2 км от ближайшего питающего заземления (рис. 3). В центре каждой питающей линии АВ проводятся малоглубинные зондирования на постоянном токе с разносами от 3 до 250 м. За пределами питающей линии АВ в каждой приемной точке раскладываются по два взаимно ортогональных приемных диполя MN длиной от 50 до 200 м (рис. 3). Длины диполей MN увеличиваются с удалением от питающей линии АВ в связи уменьшением напряженности поля и соответствующим уменьшением соотношения «сигнал-помеха». В каждой точке приема производятся два замера электрического поля в двух взаимно ортогональных направлениях и третий замер на диагональной линии N<sub>1</sub>N<sub>2</sub> путем подключения дальних концов ортогональных линий MN<sub>1</sub> и MN<sub>2</sub> к измерителю АНЧ-3, обладающему гальванической развязкой от земли. Третий замер позволяет оценивать направление полного вектора для получения суждений о степени влияния на результаты наблюдений горизонтальной неоднородности пород. Для этого осуществляется расчет теоретического направления вектора над однородным полупространством и сравнивается его положение с положением экспериментально зафиксированного вектора.

Вся методика МВСД опирается на использование спутниковой системы позиционирования (GPS) и полную компьютеризацию, начиная от цифрового ввода координат питающих и приемных линий и результатов наблюдений в память компьютера и завершая обработкой данных и графическим отображением полученных результатов непосредственно в полевых условиях. Применение GPS-навигации полностью избавляет от необходимости заранее размечать профили наблюдений и положение питающих и приемных заземлений.

Главная особенность методики МВСД и теории обработки результатов заключается в том, что значения кажущегося сопротивления рассчитываются по величине полного горизонтального вектора напряженности электрического поля в точках приема. Это не только упрощает процедуру нормирования поля, но и снижает роль неизбежных ошибок, возникающих за счет неточности определения геометрических параметров и за счет влияния локальных неоднородностей, изменяющих направление полного вектора, но, как правило, не влияющих на его амплитуду. Формула для расчета значений модуля полного вектора напряженности

электрического поля приведена ниже [Жамалетдинов, 2012].

$$|\vec{E}_{tot}^{theor}| = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left[ r_A^{-4} + r_B^{-4} - \frac{r_A^2 + r_B^2 - l_{AB}^2}{(r_A \cdot r_B)^3} \right]^{1/2}, \quad (1)$$

где  $l_{AB}$  – длина линии АВ,  $r_A$  и  $r_B$  – расстояния от точки наблюдения до заземлений А и В соответственно (рис. 3). Расчет значений  $\rho_k^{tot}$  выполнялся по формуле

$$\rho_k^{tot} = K_{tot} \cdot \frac{E_{tot}^{exp}}{I},$$

где  $E_{tot}^{exp} = \sqrt{E_{MN1}^2 + E_{MN2}^2}$ ,  $I$  – сила тока в линии АВ, геометрический коэффициент  $K_{tot} = 1/E_{tot}^{theor}$ ,  $E_{MN} = \Delta U_{MN} / l_{MN}$ .

При расчете геометрического коэффициента  $K_{tot}$  по формуле (1) принято

$$\rho = l = 1.$$

Эффективное (действующее) расстояние  $\tilde{r}$ , аналогичное величине АВ/2 в методе ВЭЗ, определяется по формуле

$$\tilde{r} = r_A + 0,5 \cdot (r_B - r_A) \cdot (r_A / r_B)^2, \quad (2)$$

где  $r_A \leq r_B$ . В случае, если  $r_A > r_B$ , значения  $r_A$  и  $r_B$  меняются местами в (1) и (2).

При удалении измерительных линий MN от питающей линии АВ наряду с эффектом профилирования происходит зондирование разреза на глубине, возрастающей с удалением от АВ. Одновременно при этом смещается точка записи. Необходимо также отметить, что глубинность установки МВСД изменяется с изменением угла  $\Theta$  между осью питающей линии АВ и направлением на центр приемной линии (рис. 3). Для экваториальной установки ( $\Theta = 90^\circ$ ) глубинность имеет тот же порядок, что для установки ВЭЗ, и составляет 0,5·00', где 00' – расстояние между центром питающей линии и центром приемных линий. Для осевой установки ( $\Theta = 0^\circ$ ) глубинность уменьшается вдвое и составляет 0,25·00', но при этом увеличивается разрешающая способность процесса зондирования [Заборовский, 1963]. Отмеченные особенности учитываются при обработке и экспресс-интерпретации результатов МВСД.

## 2.2. Техника и методика

### электропрофилирования методом внутреннего скользящего контакта (МВСК)

Методика МВСК, как и МВСД, основана на сочетании принципов зондирования и профилирования [Zhamaletdinov et al., 1995]. Сама установка МВСК изготавливается в виде «косы»

### Направление движения установки МВСК

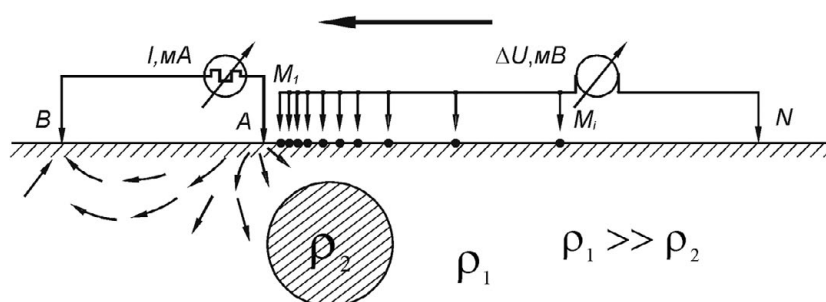


Рис. 4. Схема электропрофилеирования с установкой МВСК (методом внутреннего скользящего контакта). Пояснения к рисунку даны в тексте

Fig. 4. Scheme of electric profiling by the MISC (the method of internal sliding contact). See the text for the explanations to the figure

(рис. 4). В голове «косы» располагается питающая линия АВ. Длина линии АВ в варианте, использованном в данной работе, равна 50 м, длина AN – 100 м. Линия МiN составляет приемную часть «косы» с несколькими линиями МiN, как это показано на рис. 4.

«Коса» включает в себя приемный электрод N, постоянно подключенный к клемме N измерителя АНЧ-3, и приемные электроды Mi, заземленные на разных расстояниях от ближайшего питающего электрода А и поочередно подключаемые к клемме М измерителя. На каждой паре «электрод Mi – электрод N» регистрируется сигнал, подаваемый через питающую линию. Изменение расстояния между питающим электродом А и приемным электродом Mi («внутренний скользящий контакт» в приемной линии) дает информацию об изменении свойств среды с глубиной (зондирование). Перемещение всей установки МВСК с фиксированными расстояниями между электродами вдоль профиля с регулярным шагом позволяет проводить исследования электропроводности вдоль дневной поверхности (профилеирование). Таким образом обеспечивается двумерное исследование (сканирование) верхней части геoeлектрического разреза.

Расстояния AMi приняты равными 5, 7, 10, 14, 20, 30, 50 и 70 м. По мере переключения контактов Mi изменяются и геометрические параметры установки зондирования от потенциальной (двухэлектродной) при MiN >> AMi << АВ до близкой к дипольно-осевой на максимальном разnose AMi = 70 м. На этом разnose длина приемной линии MiN = 30 м, что намного меньше расстояния между центрами питающей и приемной линий (110 м).

Обработка данных осуществляется в две стадии. На первом этапе вычисляются значения кажущегося сопротивления, строятся

графики сопротивления  $\rho_k$  в формате профилеирования (в зависимости от расстояния по профилю) и графики зондирования в формате ВЭЗ (в зависимости от эффективного разноса  $r_{эфф}$ ). Далее выполняется качественный анализ полученных данных. Кажущееся сопротивление вычисляется с помощью выражения (3):

$$\rho_k = K \cdot \frac{\Delta U}{I} = \frac{2\pi \cdot AM \cdot AN \cdot BM \cdot BN}{MN \cdot (BM \cdot BN - AM \cdot AN)}, \text{ Ом} \cdot \text{ м}, \quad (3)$$

где расстояния AM, AN и другие соответствуют расстояниям, показанным на рис. 4.

Эффективный разнос (эффективная глубина зондирования) определяется с применением эмпирической формулы

$$r_{эфф} = AM + 0.5MN \cdot \left(\frac{AM}{AN}\right)^2 + 0.5AB \cdot \left(\frac{AM}{BM}\right)^2. \quad (4)$$

Количественная интерпретация осуществляется путем одномерной и двухмерной инверсии. Одномерная обратная задача решается с применением процедуры Зоуди [Zohdy, 1989]. Стартовая модель при этом задается в виде многослойного разреза с количеством слоев, равным числу разносов AMi. Глубины до подошвы слоев и их удельное сопротивление принимаются равными соответствующим значениям AMi и  $\rho_{ki}$ . Далее для принятой установки зондирования происходит итерационный подбор теоретической модели среды до получения согласия с экспериментальными данными в пределах погрешности наблюдений.

Двухмерная задача решалась путем численного моделирования методом конечных элементов по программе А. Е. Каминского [2010]. Для обеспечения корректной работы с экспериментальными данными была проведена адаптация программы к методике МВСК [Колесников, 2016]. Для этого определена оптимальная структура файлов данных, выбран



корректно считываемый формат вводимых чисел, найдено численное выражение оценки качества наблюдаемого материала. Пример расчетов приведен в разделе 3.2.

### 2.3. Методика аудиоманнитотеллурического зондирования (АМТЗ)

Аудиоманнитотеллурические зондирования выполнялись с применением двух комплектов аппаратуры – КВВН-7 и VMTU-10. Семиканальная цифровая аппаратура КВВН-7 изготовлена в КНЦ РАН [Колобов и др., 2009] путем последовательной модернизации станций серии СЧЗ-61 [Эненштейн, Иванов, 1961] и СЧЗ-95 [Токарев и др., 1997]. Станция КВВН-7 имеет 3 магнитных канала и 4 электрических. Главной особенностью станции является наличие режекторных фильтров, подавляющих первые пять гармоник промышленной частоты, и применение многоступенчатой системы усиления. Это позволяет ограничиться динамическим диапазоном в 20 разрядов. Существенным неудобством является необходимость записи временных рядов на полевой компьютер, входящий в комплект станции КВВН-7. От упомянутых и других неудобств КВВН-7 избавлена современная станция VMTU-10, изготовленная компанией ОАО «ВЕГА» (Восточно-Европейская геофизическая ассоциация) [Корытенко et al., 2010]. Запись результатов в ней осуществляется на встроенный data-logger. Регистрация сигналов осуществляется в 32-разрядном динамическом диапазоне с частотой до 1000 Гц. Широкий динамический диапазон избавляет от необходимости применения в станции фильтров для подавления промышленной частоты. Полная автономность, низкое энергопотребление, наличие GPS-синхронизации и дистанционный контроль за параметрами записи во время процесса регистрации АМТ-сигналов с помощью системы WiFi делают станцию VMTU-10 идеальным прибором для зондирования как с естественными, так и с контролируруемыми источниками [Жамалетдинов, 2012, 2014].

Принципиально важным техническим показателем качества магнитотеллурических станций является уровень собственных шумов магнитных индукционных датчиков. На рис. 5 представлена диаграмма спектральных характеристик собственных шумов магнитных датчиков станций КВВН-7 и VMTU-10 в сопоставлении с Львовскими станциями серии LEMI, принимаемыми в качестве эталона на международном уровне [Когерапов, 2002].

На рис. 5 приведены также частотные характеристики шумов, создаваемых естественными

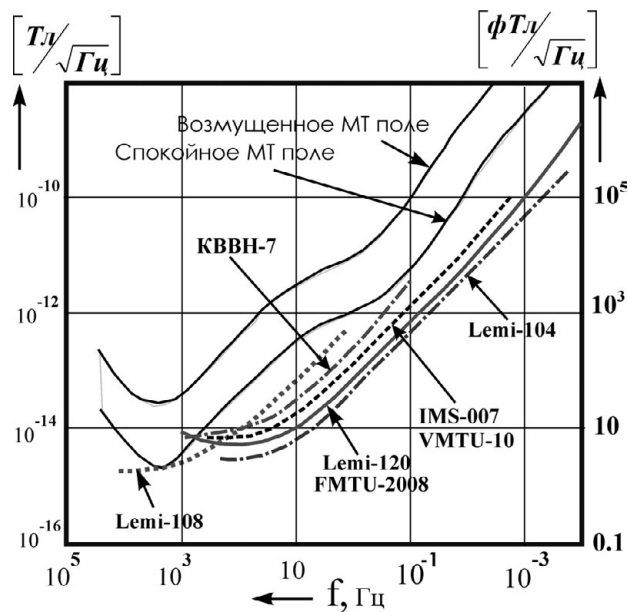


Рис. 5. Диаграмма спектральных характеристик собственных шумов индукционных датчиков в станциях КВВН-7 и VMTU-10 в сопоставлении с индукционными датчиками серии LEMI

Fig. 5. Diagram of the inner noise spectral characteristics of the induction sensors in the KVVN-7 and VMTU-10 stations in comparison with the induction sensors of the LEMI series

вариациями в режимах спокойного и возмущенного МТ-поля. Чем ниже под естественными шумами находятся шумы магнитных датчиков, тем с большей надежностью они позволяют регистрировать амплитуду и фазу полезного сигнала и решать задачу МТ-АМТ-зондирования. Можно видеть, что наиболее близко к датчикам серии LEMI располагается шумовая характеристика датчиков серии IMS-007 станции VMTU-10. Индукционные датчики станции КВВН-7 имеют несколько худшие характеристики. Тем не менее они отвечают необходимым условиям для регистрации АМТ-поля в диапазоне частот от 0,5 кГц до 0,1 Гц. Станция VMTU-10 позволяет регистрировать вариации МТ-АМТ-поля в диапазоне от 1 кГц до 0,001 Гц.

Известно, что МТ-АМТ электромагнитное зондирование выполняется путем статистической обработки шумового (случайного) поля, создаваемого ионосферно-магнитосферными и грозowymi источниками вариаций естественного электромагнитного поля Земли (ЕЭМПЗ). Расположение и параметры источников неизвестны. Поэтому главным условием для получения устойчивых функций отклика среды является применение корректных способов обработки, позволяющих выявлять полезные сигналы, отвечающие модели Тихонова – Каньяра. В настоящей работе

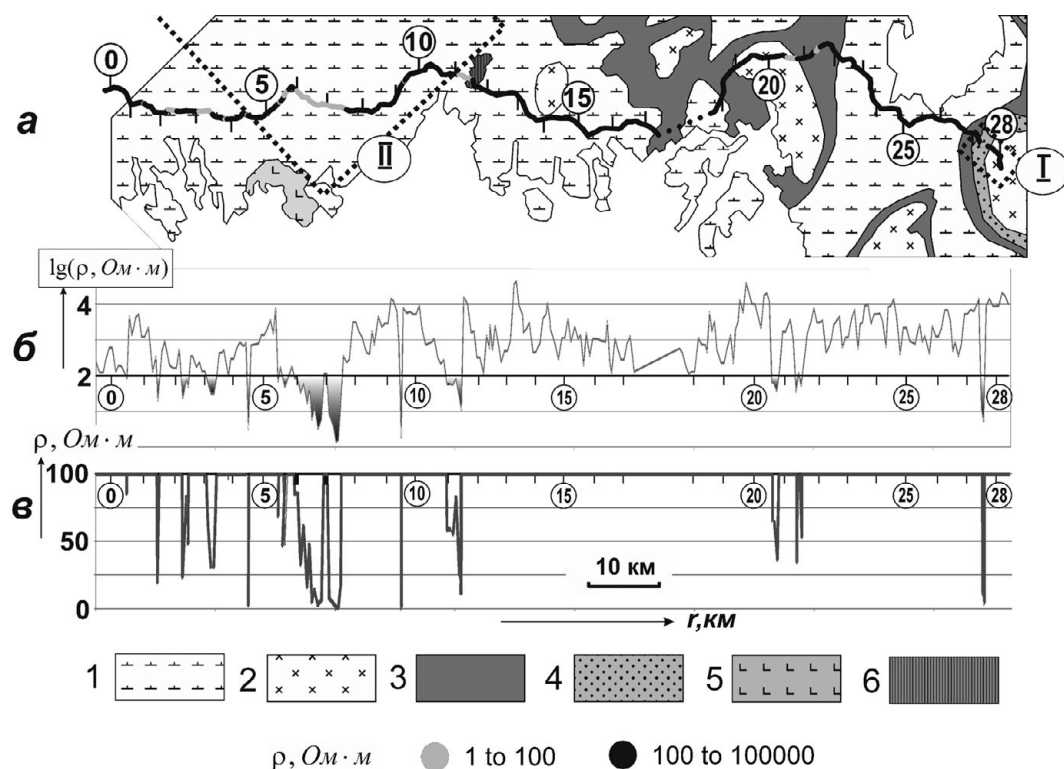


Рис. 6. Результаты электропрофилеирования с установкой МВСД над Ладожской аномалией электропроводности:

а – положение профиля МВСД на геологической схеме [Свириденко и др., 2017]. Светлыми полосами на профиле обозначены аномалии электропроводности (менее 100 Ом·м); б – график кажущегося сопротивления МВСД в логарифмическом масштабе; в – то же в линейном масштабе.

Цифрами в кружках обозначены номера стоянок питающих линий АВ установки МВСД, показанной на рис. 3. Римские цифры в кружках: I – контур участка Янисъярви (рис. 11), II – фрагмент контура участка Гранд-аномалия – Ихала (рис. 8).

Легенда к геологической схеме: 1 – слюдяные гнейсы, сланцы, песчаники, алевролиты; 2 – гнейсы, диорито-гнейсы, 3 – лавы, амфиболизированные базальты; 4 – осадочно-вулканогенные толщи; 5 – граниты рапакиви; 6 – габбро-нориты

Fig. 6. Results of MESD electric profiling of the Ladoga electrical conductivity anomaly:

а – position of the MESD profile on the geologic scheme after [Sviridenko et al., 2017]. Anomalies of electrical conductivity (less than 100 Ohm · m) are indicated by bright lines on the MESD profile; б – graph of the MESD apparent resistivity in a logarithmic scale; в – same in a linear scale.

The numbers in the circles indicate the numbers of AB lines of the MESD unit shown in Fig. 3. Roman numerals in the circles: I – contour of the Janisjarvi section (Fig. 11), II – fragment of the contour of the Grand anomaly-Ikhala section (Fig. 8).

Legend to the geological scheme: 1 – mica gneisses, shales, sandstones, siltstones; 2 – gneisses, diorite-gneisses, 3 – lavas, amphibolized basalts; 4 – sedimentary-volcanogenic strata; 5 – rapakivi granites; 6 – gabbro-norites

применена программа обработки, составленная А. Н. Шевцовым [2006] на основе работы В. Ю. Семенова [1985]. При отбраковке данных главными условиями их удовлетворительного качества приняты устойчивое наблюдение шумановских резонансов (не менее первых двух гармоник на частотах 7,5 и 15 Гц) на спектрограммах всех компонент поля и высокая когерентность сопряженных компонент электромагнитного поля  $E_x H_y$  и  $E_y H_x$  (не ниже 70 %) при низкой когерентности антисопряженных компонент поля  $E_x H_x$  и  $E_y H_y$  (не выше 30 %).

Техника и методика АМТ-МТ-зондирований достаточно полно описана в классических трудах М. Н. Бердичевского [1968].

### 3. Результаты

#### 3.1. Результаты электропрофилеирования МВСД

Результаты электрического профилирования МВСД на профиле Хийтола-Суйстамо приведены на рис. 6.

В верхней части рис. 6 показано положение профиля наблюдений МВСД на упрощенной геологической основе (рис. 6, а). Ниже (рис. 6, б, в) приведены графики кажущегося сопротивления МВСД в логарифмическом и линейном масштабах соответственно. На графике  $\rho_k$  в линейном масштабе (рис. 6, в) отражены только аномальные значения кажущегося сопротивления, ниже среднего уровня 100 Ом·м.

Общее рассмотрение результатов электропрофилирования МВСД на рис. 6 показывает, что верхняя часть геоэлектрического разреза над Ладожской аномалией характеризуется сильной изрезанностью и в среднем высокими значениями сопротивления, изменяющимися в пределах от сотен до десятков тысяч Ом·м. На этом фоне наблюдаются отдельные, как правило, слабые (в десятки Ом·м) и довольно узкие зоны пониженного сопротивления. Среди них выделяются лишь две контрастные аномалии электропроводности, где кажущееся сопротивление опускается до единиц и десятых долей Ом·м, что указывает на их явную связь с присутствием электронно-проводящих пород, сульфидно-графитовых сланцев. Одна из аномальных зон, наиболее мощная и хорошо проводящая (она получила условное название Гранд-аномалия), установлена в восточной части профиля между 6-м и 8-м пунктами МВСД. Ее видимая мощность на дневной поверхности достигает 7 км. Гранд-аномалия располагается к югу от поселка Элисенваара. Пространственно она довольно точно совпадает с эпицентром Ладожской аномалии (рис. 1), установленной по данным МВП в работе [Рокитянский и др., 1981]. В геологическом отношении Гранд-аномалия располагается в сравнительно однородном поле распространения гнейсофицированных и гранитизированных песчаников, слюдяных гнейсов, сланцев, песчаников и алевролитов свиты Наатселька [Свириденко и др., 2017]. Вторая аномалия электропроводности расположена на восточной оконечности профиля, в районе 28-го пункта МВСД (рис. 6). Пространственно она приурочена к Янисьярвинской разломной зоне, сложенной нерасчлененными осадочно-вулканогенными толщами людиковийско-ятулийского возраста. Более детально строение и геологическая позиция выделенных аномальных зон будет рассмотрена в разделах 3.2 и 3.3. Пока остановимся на сопоставлении результатов электропрофилирования МВСД с результатами численного моделирования МТ-АМТ-зондирования над Ладожской аномалией (рис. 7).

В верхней части рис. 7 приведен график удельного электрического сопротивления по

отдельным блокам земной коры, выявленным на основе одномерной интерпретации (рис. 7, а). При построении этого графика за основу приняты значения удельного сопротивления на максимальной глубине зондирования-профилирования (150–200 м). Поэтому на графике видно в целом высокое сопротивление пород, около 10 тысяч Ом·м. В целом рис. 7, а является осредненной (сглаженной) копией графика МВСД, приведенного на рис. 6, б.

Ниже, на рис. 7, б, приведен квазидвухмерный разрез удельного сопротивления по профилю Хийтола-Суйстамо по результатам МВСД для верхней части разреза до глубины 200 м. Квазидвухмерная интерпретация осуществлялась на основе решения одномерной обратной задачи. Результаты решения одномерной задачи наносились на разрез путем симметричного смещения глубинных центров зондирования относительно питающей линии АВ на юго-запад и на северо-восток по мере перемещения приемных диполей MN в противоположных направлениях (рис. 3). При рассмотрении квазидвухмерного геоэлектрического разреза на рисунке 7, б можно отметить преимущественное падение пород в юго-западном направлении. Заметим, что горизонтальный масштаб много мельче вертикального, поэтому углы падения границ сильно завышены. Фактически они составляют единицы градусов, а большей частью горизонтальны. На приведенном разрезе можно отметить также общую тенденцию к увеличению удельного сопротивления пород с глубиной от первых сотен Ом·м у дневной поверхности до десятков тысяч Ом·м на глубинах 150–200 м. На общем фоне плохо проводящих пород отчетливо выделяются аномально-проводящие зоны, описанные выше. Определение их элементов залегания требует проведения специальных теоретических исследований с применением численного двухмерного и, по возможности, трехмерного моделирования.

В нижней части рис. 7 приведена двухмерная модель вертикального электрического разреза Ладожской аномалии по результатам численного моделирования данных АМТ-МТ-зондирования [Васин и др., 1993]. На представленной модели наблюдается общая тенденция к уменьшению удельного сопротивления пород с глубиной от сотен Ом·м вблизи дневной поверхности до 5–25 Ом·м на глубинах 10–40 км. Наряду с этим выделяются три эпицентра повышенной электропроводности, подходящие близко к дневной поверхности. Первый эпицентр (западный) примерно совпадает с положением

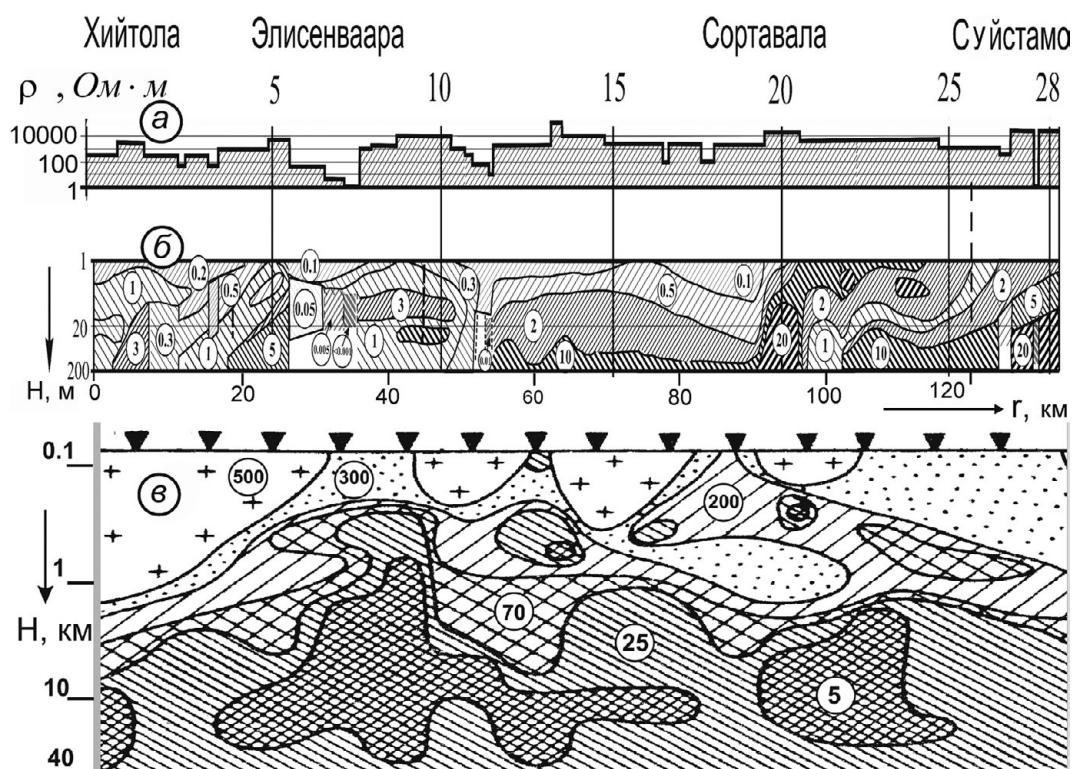


Рис. 7. Сопоставление результатов электропрофилеирования МВСД и модели глубинного строения Ладожской аномалии по результатам численного моделирования МТ-АМТ зондирований:

а – график кажущегося сопротивления по результатам МВСД; б – квазидвухмерный разрез МВСД по результатам одномерной интерпретации (цифры в кружках – удельное сопротивление в  $\text{k}\Omega\cdot\text{м}$ ); в – двухмерная модель распределения удельного сопротивления в Ладожской аномалии по результатам численного моделирования АМТЗ [Васин и др., 1993] (цифры в кружках – сопротивление в  $\Omega\cdot\text{м}$ )

Fig. 7. Comparison between the MESD profiling results and the deep structure model of the Ladoga anomaly based on the results of MT-AMT digital modelling:

а – chart of apparent resistivity according to the MESD results; б – quasi-2D section of the MESD profiling according to the 1D inversion results. The numbers in the circles indicate the resistivity in  $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$ ; в – 2D model of the resistivity distribution in the Ladoga anomaly based on the results of AMTS numerical simulation after [Vasin et al., 1993]. The numbers in the circles indicate the resistivity in  $\Omega\cdot\text{m}$

Гранд-аномалии, выделяемой между пикетами 6 и 7.5 на профиле МВСД на траверсе поселка Элисенваара (рис. 7, а). Второй эпицентр аномалии АМТ-МТЗ (средний) находится в 10 км восточнее пос. Лахденпохья и в 5 км к востоку от незначительной аномалии МВСД шириной 2 км с значениями кажущегося сопротивления, опускающимися до нескольких десятков  $\Omega\cdot\text{м}$  (пикеты 11–11.5 на рис. 6, в). В геологическом отношении эта аномалия отвечает области распространения пироксеновых гранитоидов и габброидных пород. Третий, восточный эпицентр аномалии электропроводности на рис. 7, в располагается в районе г. Сортавала. Наблюдения МВСД здесь не проводились в связи с интенсивной застройкой территории жилыми и промышленными корпусами. Восточнее города Сортавала, в районе пункта 20 отмечено два незначительных понижения сопротивления

до десятков  $\Omega\cdot\text{м}$ , связываемых с известняками и доломитами. Они видны только на рис. 6, б, в. Результаты инверсии показывают, что эти понижения сопротивления и связанные с ними известняки и доломиты имеют приповерхностное положение. На глубинах 100–200 м они сменяются плохо проводящими породами основания (рис. 7, а).

Таким образом, результаты электропрофилеирования МВСД позволили получить общее представление о характере электропроводности приповерхностного среза Ладожской зоны. В следующих двух разделах представлены результаты детализационных работ на двух наиболее контрастных и хорошо проводящих объектах. Детализация проводилась путем электропрофилеирования МВСК и срединного градиента (СГ) в комплексе с аудиоманнителлурическими зондированиями.

### 3.2. Детализация результатов МВСД на участке Гранд-аномалия – Ихала

Положение профиля МВСД на участке детальных работ Гранд-аномалия – Ихала показано на рис. 8. Геологическая основа приведена путем совмещения двух работ – карты Л. П. Свириденко [Свириденко и др., 2017] и фрагмента детальной геологической производственной схемы, любезно переданной авторам Н. С. Бискэ, специализирующейся в области изучения углеродистых формаций Карелии [Бискэ, 2017].

Совмещение этих двух геологических схем с положением профиля МВСД на рис. 9 позволило по-новому увидеть характер Гранд-аномалии. На первом этапе работ, в 2015 году, пользуясь упрощенной схемой, приведенной на рис. 6, мы предполагали, что профиль на аномальном участке между пунктами 6 и 8 проходит вкрест ее простираения. Но рассмотрение материалов на рис. 8 показало, что МВСД-профиль прошел в межкупольном пространстве не вкрест, а вдоль простираения структур. Природа высокой электропроводности связана с вулканогенно-осадочными породами, представленными 3-й и 4-й толщами питкярантской серии ( $Pr_1pt_{3-4}$ ). В состав этих толщ входят графитосодержащие и графитовые биотитовые сланцы, гранат-биотитовые гнейсо-сланцы и амфиболиты разного состава. Породы эти пользуются широким распространением в Северном Приладожье и залегают в виде овоидных структур, облекающих гранитизированные купольные структуры, своего рода «стада куполов» на карте Л. П. Свириденко [Свириденко и др., 2017]. На исследуемой территории к этим породам приурочен целый ряд месторождений и рудопроявлений графита. Одно из них находится в районе поселка Ихала. С любезного согласия владельцев лицензии в 2017 году нами выполнено электропрофилеирование МВСК по одному из буровых профилей месторождения Ихала. Результаты электропрофилеирования на участке Ихала представлены на рис. 9 в сопоставлении с электропрофилеированием МВСК над Гранд-аномалией. По техническим причинам профилеирование МВСК на Ихале было выполнено только до разноса 30 м. Но и на таком малом разносе кажущееся сопротивление почти в 100 раз меньше, чем над Гранд-аномалией на разносе 70 м. Сравнивая рис. 9, а с рис. 6, б, в, можно заметить, что значения кажущегося сопротивления на результатах МВСК почти в 10 раз выше, чем на результатах МВСД. Это объясняется большей глубиной принятой установки МВСД. Отсюда следует вывод, что в

пределах Гранд-аномалии электропроводность пород увеличивается с глубиной.

С целью определения параметров глубинного разреза в пределах Гранд-аномалии выполнены АМТ-зондирования с аппаратурой КВВН-7 в четырех точках, показанных на рис. 8. Результаты АМТЗ представлены на рис. 10.

АМТЗ, снятые в точке 3К (западнее аномалии, в точке 5 МВСД) и в точке 6К (восточнее аномалии, в точке 8 МВСД), имеют разный характер, но в целом указывают на высокое сопротивление пород (порядка  $10^4$  Ом·м) без признаков высокой электропроводности до

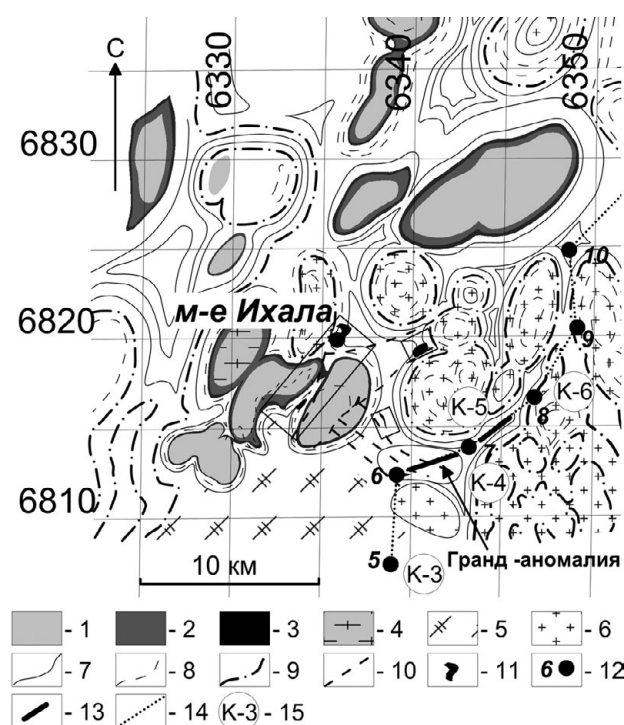


Рис. 8. Участок детальных работ «Гранд-аномалия – Ихала» (контур участка показан на рис. 6):

5–10 – номера центров установок АВ на профиле МВСД. Красная линия между пунктами 6–7.5 – положение Гранд-аномалии, показанной на рисунках 6 и 7. Шифрами К-3, К-4, К-5, К-6 в белых кружках обозначены пункты АМТЗ. Результаты АМТЗ приведены на рис. 10.

Геологическая легенда: 1 – нерасчлененная свита Наатселька, гнейсофицированные песчаники, алевролиты, 2 – свита  $Pr_1pt_{3-4}$  графитосодержащие и графитовые биотитовые сланцы; 3 – гранитизированные куполовидные структуры

Fig. 8. Section of the Grand anomaly – Ikhala detailed study (see Fig. 6 for the contour of the site):

5–10 – numbers of the AB current lines on the MESD profile. The red line between points 6 and 7.5 is the position of the Grand anomaly shown in Fig. 6 and 7. The K-3, K-4, K-5, K-6 symbols in white circles indicate AMTS points. See Fig. 10 for the results of AMTS.

Geological legend: 1 – undivided suite of Naatselka, gneissociated sandstones, siltstones, 2 –  $Pr_1pt_{3-4}$  formation graphite-containing and graphite biotite schists; 3 – granitized dome structures

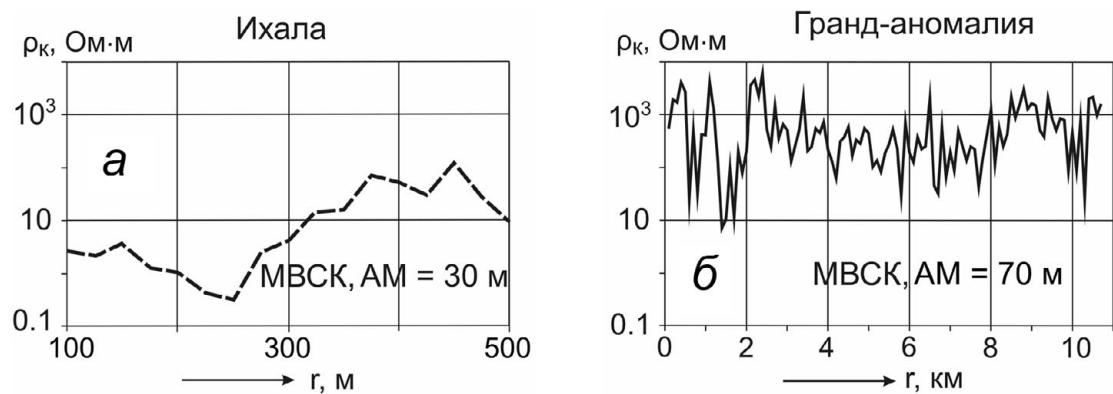


Рис. 9. Графики кажущегося сопротивления по результатам профилирования МВСК на участках Ихала (а) и Гранд-аномалия (б). Пояснения – в тексте

Fig. 9. Graphs of apparent resistivity based on the results of MISC profiling in Ikhala (a) and the Grand anomaly (б) sites. See the text below for the explanations

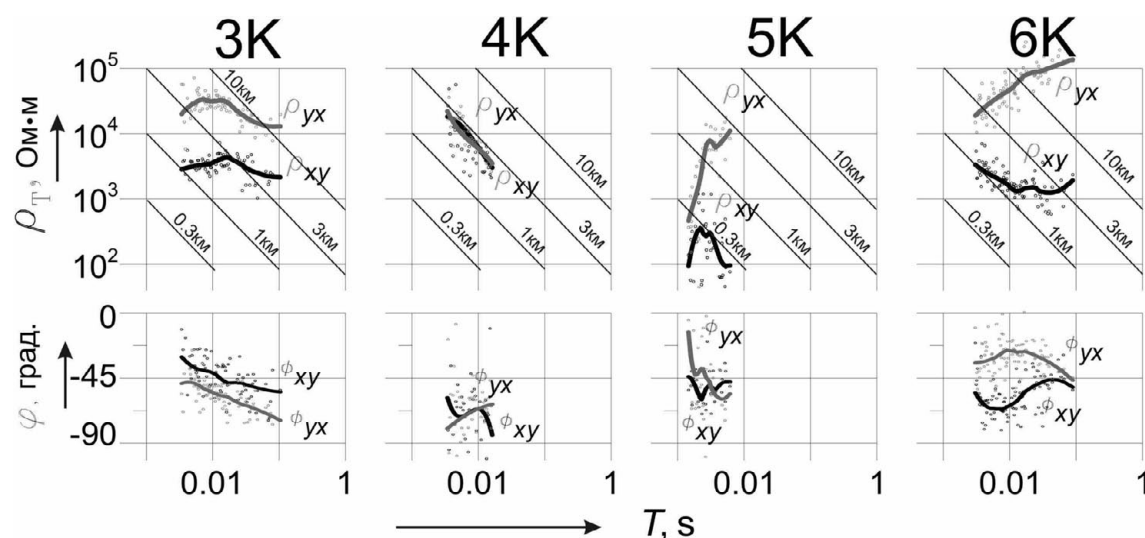


Рис. 10. Результаты АМТЗ в окрестности Гранд-аномалии. Положение точек 3К–6К показано на рис. 8

Fig. 10. Results of AMT3 near the Grand anomaly. See Fig. 8 for the location of K3, K4, K5, K6 sites

глубины порядка 10 км. Кривая АМТЗ в точке 4К носит черты одномерного разреза с проводящим слоем на глубине 3 км. Однако совершенно другой характер кривых на соседних точках не позволяет применять процедуру одномерной интерпретации в точке 4К. Результаты АМТЗ в точке 5К указывают на двухмерный характер разреза. Но слишком крутое положение восходящих и нисходящих ветвей кривых (много круче предельных 45 градусов) делает такое предположение сомнительным. Таким образом, результаты АМТ-детализации Гранд-аномалии не позволяют сделать каких-либо уверенных суждений о характере глубинного разреза. Возможно, это связано с тем, что профиль фактически проходит вдоль простирания аномалии. Это означает, что аномалия может состоять из серии сближенных относительно

тонких проводников. Для получения более точных суждений о ее параметрах и ее вкладе в общую картину электропроводности Ладожской аномалии необходимо выполнить несколько секущих профилей. В этом отношении более обнадеживающие результаты получены на втором объекте, расположенном на восточном окончании профиля и описанном в разделе 3.3.

### 3.3. Янисъярвинский участок детальных работ

Янисъярвинская аномалия электропроводности, обнаруженная по данным МВСК, расположена на восточном окончании профиля в районе поселка Суйстамо. Положение аномалии показано на рис. 11 – фрагменте геологической карты Л. П. Свириденко [Свириденко и др., 2017].

Правую (восточную) часть участка занимают архейские образования (AR), представленные диорито-гнейсами и гранито-гнейсами. С запада к архейским породам примыкают более молодые протерозойские образования (PR) – гнейсофицированные и гранитизированные породы разнообразного состава. На контакте между археем и протерозоем залегает янисъярвинская разломная зона, сложенная нерасчлененными осадочно-вулканогенными образованиями. В ее пределах методом МВСД зафиксирована электронно-проводящая аномалия низкого сопротивления (рис. 6, 7). Детализация аномалии выполнена методами МВСК с шагом 50 м, срединного градиента (СГ) с шагом 25 м и методом АМТЗ с неравномерным шагом. Результаты детализации приведены на рис. 12.

Результаты электропрофилирования методом срединного градиента (рис. 12, а) уверенно подтвердили аномалию МВСД. Она проявилась в виде одного объекта мощностью около 200 м. С данными СГ хорошо согласуются результаты определения кажущегося сопротивления по данным АМТЗ на частоте 100 Гц (точки T1, T2 и T4 на рис. 12, а). Более детально строение аномалии позволили выяснить результаты МВСК. Профилирование МВСК выполнено с прямой и обратной установками. Это позволяет получать более устойчивую картину двумерного моделирования. Псевдоразрез кажущегося сопротивления, построенный с использованием программных средств решения прямых и обратных задач метода сопротивлений ZondRes<sup>2D</sup> [Каминский, 2010], приведен на рис. 12, б. На нем можно отчетливо видеть, что аномальный объект состоит из двух сближенных проводящих тел субвертикального положения. Сопротивление проводников уменьшается с глубиной и на отметке 70 м достигает единиц Ом·м. В центре проводящего объекта выполнено измерение анизотропии с применением потенциальной двухэлектродной установки. Полученная диаграмма анизотропии приведена на рис. 11. Можно видеть, что коэффициент анизотропии, определяемый как отношение полуосей эллипса анизотропии, составляет небольшую величину – 1,25. Видимо, это обусловлено малой величиной радиуса измерительной установки (AM = 25 м).

Основной интерес при детализации Янисъярвинской аномалии представляет оценка ее влияния на результаты АМТ-зондирования. С этой целью выполнено шесть АМТЗ, расположенных по возможности симметрично относительно центра (рис. 11). В центре аномалии СГ выполнено АМТЗ под номером 1 (рис. 11). АМТ-зондирования проводились с аппаратурой

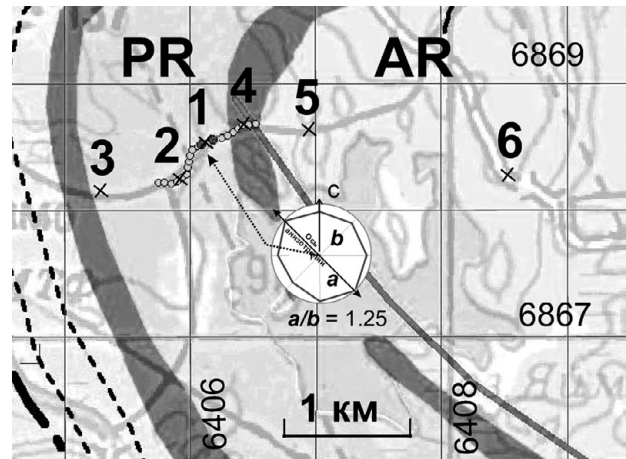


Рис. 11. Янисъярвинский участок детальных работ (контуры участка – на рис. 6):

1–6 – точки АМТ-зондирования. Мелкие кружки между пунктами 2–4 – профиль МВСК. Два красных кружка в районе точки 1 – аномалия электропроводности МВСК. Белая встроенная диаграмма – эллипс анизотропии в изолиниях потенциала. Пояснения – в тексте.

Fig. 11. Janisjarvi site of detailed study (see Fig. 6 for the contours of the site):

1–6 – AMT sounding sites. Small cups between 2–4 sites – the MISC profile. Two red circles around the site 1 – the MISC conductivity anomaly. The white built-in chart is the ellipse of anisotropy. See the text for the detailed explanation

VMTU-10 с частотой дискретизации 1000 Гц в динамическом диапазоне 32 бита. Электрические линии (4 линии по 50 м) раскладывались в магнитных азимутах С-Ю и З-В. Заземлителями служили латунные шпильки. Сопротивление заземлений, благодаря влажной осенней погоде, не превышало 10–15 кОм. Индукционные датчики IMS-007 прикапывались в канавки. Для датчиков вертикального магнитного поля откапывались ямы. В каждой точке проводилось два цикла измерений: основной – 45 минут и контрольный – 15 минут. Обработка данных и построение кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса производились непосредственно в поле. На основании этих результатов делались выводы о целесообразности проведения дополнительных измерений или перемещения на новое место наблюдений. Результаты АМТЗ приведены на рис. 13.

Рисунок 13 необходимо рассматривать, сравнивая характер и положение кривых кажущегося сопротивления  $\rho_T^{xy}$  (рис. 13, а) и  $\rho_T^{yx}$  (рис. 13, б) с расположением соответствующих точек АМТЗ относительно центра аномалии (рис. 11). Точки АМТЗ располагались на удалении 200 м (точки 2 и 4), 800 м (точки 2 и 5) и точка 6 – на удалении 2 км от точки 1 (от центра). Левые колонки с точками 1, 2, 3 на фрагментах а и б рис. 13 соответствуют удалению

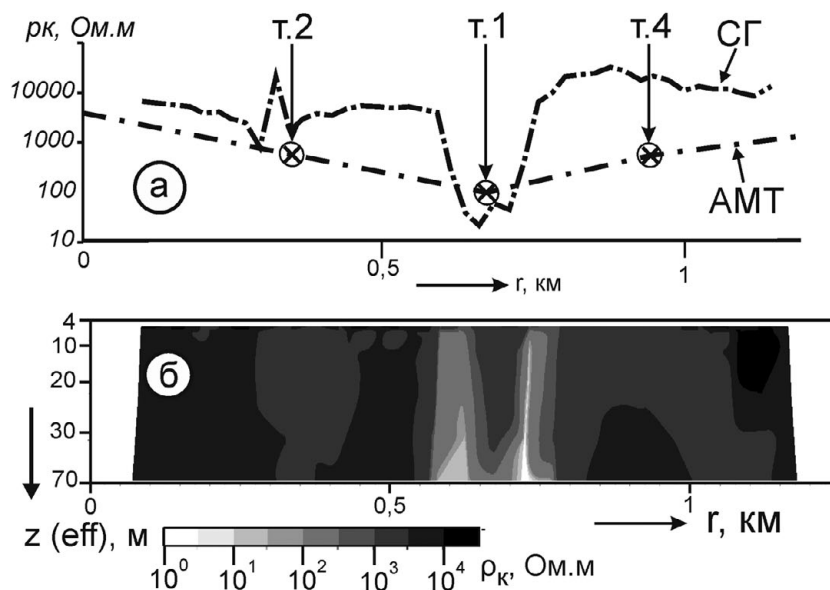


Рис. 12. Результаты детализации Янисъярвинской аномалии МВСД:

а – графики профилирования методом срединного градиента (СГ) и АМТЗ на частоте 100 Гц в точках Т1, Т2 и Т4 (положение точек АМТЗ показано на рис. 11); б – 2D разрез по результатам моделирования МВСК

Fig. 12. Results of the detailed examination of the Janisjarvi anomaly with the use of MISC method:

а – graphics of profiling by the method of median gradient (MG) and AMT measurements at 100 Hz in points T1, T2 and T4 (see Fig. 11 for AMTS points); б – 2D cross section based on the results of MISC modelling

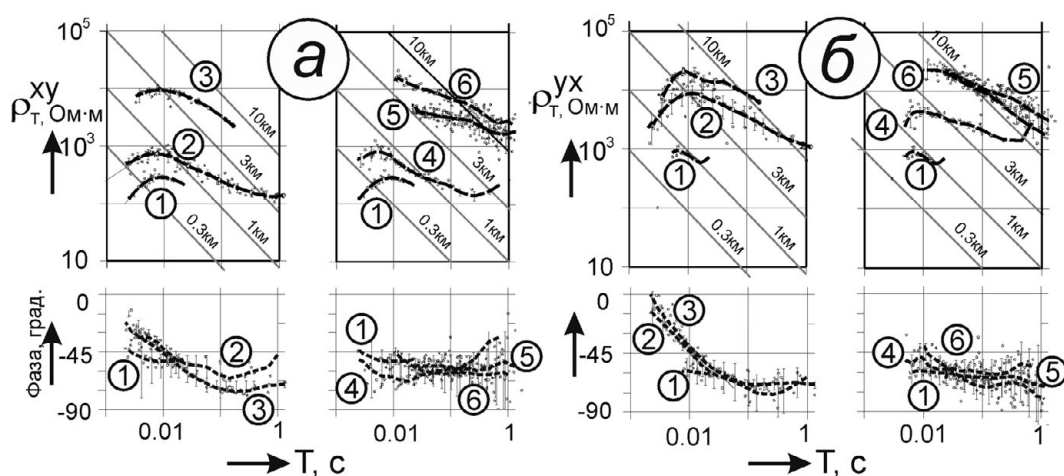


Рис. 13. Результаты АМТЗ над Янисъярвинской аномалией электропроводности:

а – амплитудные и фазовые кривые АМТЗ для меридиональной поляризации  $E_xH_y$ ; б – то же для широтной поляризации  $E_yH_x$ . Цифры в кружках – номера точек АМТЗ, показанных на рис. 11.

Fig. 13. Results of AMTS of the Janisjarvi anomaly of electrical conductivity:

а – AMTS amplitude and phase curves for meridional polarization  $E_xH_y$ ; б – same for latitudinal polarization  $E_yH_x$ . The numbers in the circles – the numbers of AMTS sites shown in the Fig. 11

на запад, в сторону протерозойских пород. Правые колонки с точками 1, 4, 5, 6 соответствуют удалению на восток, в сторону архейских пород. При этом нетрудно обнаружить главную закономерность – с удалением от аномально проводящей зоны в любую сторону кривые

кажущегося сопротивления закономерно поднимаются вверх по шкале сопротивлений, тогда как кривые фазы импеданса фактически не изменяются ни по форме, ни по положению на градусной сетке. Формальная интерпретация кривых  $\rho_T^{xy}$  и  $\rho_T^{yx}$ , например, по асимптотикам



показывает увеличение глубины до некоторого фиктивного проводящего слоя от сотен метров над аномалией до примерно 10 км на удалении от нее. Явление это наблюдается одинаково устойчиво над протерозойскими породами (на западе от аномалии) и над архейскими породами (на востоке). По своей физической основе наблюдаемый эффект напоминает явление горизонтального скин-эффекта, описанного Л. Л. Ваньяном [1996]. Из рассмотрения рис. 13 можно предположить, что при дальнейшем удалении от аномалии проводимости кривые кажущегося сопротивления примут вид «нормальной» кривой с проводящим слоем на глубинах в первые сотни километров.

Надо заметить, что описанный эксперимент был предпринят главным образом для того, чтобы оценить падение Янисъярвинской проводящей зоны и протяженность ее на глубину по асимметрии кривых АМТЗ, зафиксированных по разные стороны от нее. Предварительный, сугубо качественный анализ позволяет сделать предположение, что зона имеет субвертикальное положение, аналогичное тому, которое зафиксировано по данным 2D-моделирования результатов МВСК (рис. 12, б). Однако более надежные выводы по этому вопросу могут быть получены только после проведения численного 2D-моделирования результатов АМТЗ.

#### 4. Дискуссия

Наиболее дискуссионным является вопрос о природе Ладожской аномалии. Самое простое решение – это объяснить ее природу влиянием электронно-проводящих графит- и сульфидсодержащих пород. На это указывают многие российские и зарубежные ученые [Adam et al., 1982; Ковтун и др., 1984; Rajunpää, 1984; Жамалетдинов, 1990; Жамалетдинов, Ковтун, 1993; Клабуков, 2006]. Выполненная и описанная в настоящей статье работа в целом подтверждает взгляды предыдущих исследователей и вроде бы ничего нового не вносит. Но благодаря непрерывной, за исключением интервала Сортавала, протяженности профиль позволил получить общую картину изменения сопротивления на всей ширине Ладожской зоны и установить два наиболее контрастных объекта электронно-проводящей природы. С ними могут быть связаны реликты Ладожско-Ботнической зоны проводимости, уходящей на глубину. В этом случае мы приходим к гипотезе Б. Н. Клабукова [2006] о двухъярусном строении Ладожско-Ботнической зоны, являющейся сложением проводников двух типов – электронно-проводящих пород у дневной поверхности и

флюидных зон на глубине 10–30 км. Такая трактовка хорошо согласуется с результатами МВП (магнитовариационного профилирования). Первый опыт МВП, полученный И. И. Рокитянским на редкой сети наблюдений, позволил ему сделать вывод о наличии линейной проводящей зоны на глубине 10 км, вытянутой в северо-западном направлении и имеющей юго-восточное падение. Наиболее обширные наблюдения МВП в комплексе с МТЗ выполнены в 2013–2015 гг. [Соколова и др., 2016]. По этим работам сделан вывод о наличии проводящей линзы на глубине 10–30 км.

Решить вопрос о природе Ладожской зоны могут только детальные исследования АМТ-МТЗ и МВП в тесном сочетании с зондированиями на постоянном токе. Это особенно очевидно на примере Гранд-аномалии, которая показывает, что выходящие на дневную поверхность электронно-проводящие породы не вписываются в 2-мерные объекты. Более того, они распространены спорадически в пределах большей части Северного Приладожья, в составе овоидных супракрустальных толщ, обрамляющих куполовидные структуры гранитизированных гнейсов и гнейсо-сланцев, согласно схеме Л. П. Свириденко [Свириденко и др., 2017] и работам Н. С. Бискэ [1987]. В этих условиях спонтанная постановка магнитотеллурических зондирований приводит только к необходимости волюнтаристских решений при отборе материала, пригодного для интерпретации. Не зря в работе [Васин и др., 1993] из 29 кривых АМТ-МТЗ отобраны только 15, отличающихся «наилучшим согласием» при построении двухмерной численной модели строения Ладожской зоны до глубины 30–40 км.

Завершая дискуссию, можно сделать вывод о необходимости совместных исследований глубинной электропроводности Ладожской зоны электропроводности на основе конкретного фактического материала. И в заключение уместно заметить, что белым пятном в истории изучения Ладожской аномалии является вопрос о возможности ее интерполяции между юго-восточным и северо-западным обнажениями по дну Ладожского озера.

#### 5. Заключение

В Северном Приладожье выполнено электропрофилирование на постоянном токе методом МВСК на профиле Хийтола-Суйстамо протяженностью 130,5 км, пересекающем всю ширину Ладожской аномалии электропроводности. На профиле выявлены две контрастные зоны аномальной проводимости,

расположенные в приповерхностных горизонтах. Обе аномалии, вероятнее всего, имеют электронно-проводящую природу и, по-видимому, связаны с присутствием углеродистых пород, возможно, графита, пирита, пирротина. Наибольший вклад вносит западная Гранд-аномалия, прослеженная вдоль простирания на 7 км. Положение аномалии довольно точно совпадает с эпицентром проводящего тела, отмеченного по данным МВП на глубине 10 км [Рокитянский и др., 1981]. Восточная аномалия приурочена к Янисъярвинскому разлому и имеет мощность 200 м. В районе обеих аномалий выполнены АМТ-зондирования. Результаты АМТЗ не позволяют сделать однозначных суждений о природе и характере глубинной электропроводности Ладужской аномалии. Необходимы дополнительные исследования в комплексе с результатами МТЗ-МВП, полученными в 2013–2015 годах по проекту «Ладога» [Соколова и др., 2016].

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13-05-12044-офи-м.*

*Авторы выражают глубокую благодарность программисту первой категории Т. Г. Коротковой за неоценимую помощь при проведении расчетов и при оформлении рукописи. Авторы благодарны также генеральному директору ОАО «ВЕГА» Б. В. Самсонову и гл. инженеру Е. А. Копытенко за помощь в подготовке аппаратуры VMTU-10.*

## Литература

*Бердичевский М. Н.* Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра, 1968. 255 с.

*Бискэ Н. С.* Биогенные микроструктуры в шунгитовых породах Карелии // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 96–110. doi: 10.17076/geo336

*Бискэ Н. С.* Графитовое оруденение Северного Приладожья (геология и генетические особенности). Петрозаводск: Кар. Ф. АН СССР, 1987. 172 с.

*Ваньян Л. Л.* О роли вертикального и горизонтального скин-эффекта в методе частотных зондирований // Физика Земли. 1996. № 1. С. 45–47.

*Васин Н. Д.* Геоэлектрическая характеристика разреза юго-западной Карелии // Зап. Горного института. 1988. Т. 113. С. 57–63.

*Васин Н. Д., Ковтун А. А., Попов М. К.* Ладужская аномалия электропроводности // В кн: Строение литосферы Балтийского щита / Ред. Н. В. Шаров. М.: ВИНТИ, 1993. С. 69–71.

*Жамалетдинов А. А.* Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируруемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л.: Наука, 1990. 159 с.

*Жамалетдинов А. А.* Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований с мощными контролируруемыми источниками (опыт критического анализа). СПб.: СПбГУ, 2012. 163 с.

*Жамалетдинов А. А., Ковтун А. А.* Схема электропроводности северо-восточной части Балтийского щита. Параметры «нормального» разреза // Строение литосферы Балтийского щита / Под ред. Н. В. Шарова. М.: МГК РАН, 1993. С. 86–88.

*Жамалетдинов А. А.* Магнитотеллурический метод изучения строения массивов горных пород. Учебное пособие. Апатиты: Кольск. фил. ПетрГУ, 2014. 103 с.

*Заборовский А. И.* Электроразведка. М.: Гостоптехиздат, 1963. 423 с.

*Каминский А. Е.* ZondRes<sup>2D</sup>. Программа двумерной интерпретации данных метода сопротивлений и вызванной поляризации / Ред. А. Е. Каминский. СПб.: Zond Geophysical Software, 2010. 139 с.

*Клабуков Б. Н.* Возможности петроэлектрики в изучении земной коры Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 127–134. URL: igkrc.ru/assets/publication/Geologia-i-pol-isk/Vypusk92006-p127-134.pdf (дата обращения: 20.10.2016)

*Ковтун А. А.* Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований. Л.: ЛГУ, 1989. 284 с.

*Ковтун А. А., Вагин С. А., Коквина Е. П., Порохова Л. Н., Чичерина Н. Д.* Ладужская и Чудская аномалии электропроводности земной коры // Коровые аномалии электропроводности. М.: Наука, 1984. С. 71–72.

*Ковтун А. А., Варданянц И. Л., Легенькова Н. П., Смирнов М. Ю., Успенский Н. И.* Особенности строения Карельского региона по данным геоэлектрических исследований // Глубинное строение и сейсмичность Карело-Кольского региона и его обрамления / Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 102–130.

*Колесников В. Е.* Многоэлектродная электроразведка с применением методики внутреннего скользящего контакта – опыт численного 2D-моделирования // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52, № 3. С. 27–34.

*Колобов В. В., Куклин Д. Н., Шевцов А. Н.* Семиканальная цифровая станция частотного зондирования КВВН-7 // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов: Труды Всерос. (с между. участием) конф. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2009. С. 70–173.

*Лазарева Н. В.* Некоторые особенности поведения естественного электромагнитного поля на южном склоне Балтийского щита // Вопросы разведочной геофизики. Вып. 6. Л.: Недра, 1967.

*Попов М. К.* Геоэлектрическая модель земной коры в районе Ладужской аномалии электропроводности по данным АМТ-зондирования: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Л.: ЛГУ, 1988. 14 с.

*Рокитянский И. И., Кулик С. Н., Рокитянская Д. А.* Ладужская аномалия электропроводности // Геофиз. журнал. Киев: Укр. АН, 1981. Т. 3, № 2. С. 97–99.

*Свириденко Л. П., Исанина Э. В., Шаров Н. В.* Глубинное строение, вулканоплутонизм и тектоника

Приладожья // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 73–85. doi: 10.17076/geo336

Семенов В. Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М.: Недра, 1985. 133 с.

Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А., Куликов В. А., Лозовский И. Н., Пушкарев П. Ю., Рокитянский И. Н., Таран Я. В., Яковлев А. Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности // Геофизика. 2016. № 1. С. 48–61.

Токарев А. Д., Жамалетдинов А. А., Васильев А. Н. Измерительный комплекс СЧЗ-95 для глубинных электромагнитных зондирований Земной коры с контролируемыми источниками поля // Приборы и методика геофизического эксперимента. Мурманск: КНЦ РАН, 1997. С. 85–90.

Шевцов А. Н. Прямая и обратная задачи частотного электромагнитного зондирования с промышленными линиями электропередачи. Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований на кристаллических щитах. Апатиты: КНЦ РАН, 2006. С. 171–181.

Эненштейн Б. С., Иванов А. П., Иванов М. А. Станция для частотного зондирования // Вопросы теории и практики электрометрии. М.: АН СССР, 1961.

Adam A., Kaikkonen P., Hjelt S. E., Pajunpää K., Szarka L., Vero J., Wallner A. Magnetotelluric and

audiomagnetotellurics measurements in Finland // Tectonophysics. 1982. Vol. 90. P. 77–90.

Gough D. The geophysical significance of geomagnetic variation // Phys. Earth, Planets, Interiors. Vol. 7. 1973. P. 379–388.

Hjelt S. E. Deep electromagnetic studies of the Baltic shield // J. Geophys. 1984. Vol. 55, no. 3. P. 144–152.

Kopytenko E. A., Palshin N. A., Poljakov S. V., Schennikov A. V., Reznikov B. I., Samsonov B. V. New portable multifunctional broadband MT System // IAGA WG 1.2 on Electromagnetic Induction in the Earth 20<sup>th</sup> Workshop Abstract, Egypt, 2010.

Korepanov V. Ye. Electromagnetic sensors for microsatellites // Sensors 2002. Proceedings of IEEE, 2002. P. 1718–1722.

Pajunpää K. Magnetometer array studies in Finland – determination of single station transfer functions // J. Geophys. 1984. Vol. 55. P. 153–160.

Zhamaletdinov A. A., Ronning J. S., Vinogradov Yu. A. Electrical profiling by the MISC and Slingram methods in the Pechenga-Pasvik area // Norges Geologiske Undersokelse, Special publication, 1995. No. 7. P. 333–338.

Zohdy A. A. R. A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves // Geophysics. 1989. Vol. 54, no. 2. P. 245–253.

Поступила в редакцию 27.04.2017

## References

Berdichevskii M. N. Elektricheskaya razvedka metodom magnetotelluricheskogo profilirovaniya [Electrical prospecting by means of telluric profiling]. Moscow: Nedra, 1968. 255 p.

Biske N. S. Biogennye mikrostruktury v shungitovykh porodakh Karelii [Biogenic microstructures in shungite rocks of Karelia]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of KarRC of RAS]. 2017. No. 2. P. 96–110. doi: 10.17076/geo336

Biske N. S. Grafitovoe orudnenie Severnogo Priladozh'ya (geologiya i geneticheskie osobennosti) [Graphite mineralization in Northern Ladoga area (the geology and genetic characteristics)]. Petrozavodsk: Kar. f. AN SSSR, 1987. 172 p.

Enenshtein B. S., Ivanov A. P., Ivanov M. A. Stantsiya dlya chastotnogo zondirovaniya [A station for frequency sounding]. *Voprosy teorii i praktiki elektrometrii* [Theor. and Pract. Iss. of Electrometry]. Moscow: AN SSSR, 1961.

Kaminskii A. E. ZondRes<sup>2</sup>D. Programma dvumernoi interpretatsii dannykh metoda soprotivlenii i vyzvannoi polarizatsii [ZondRes<sup>2</sup>D. A program for two-dimensional interpretation of data obtained by resistivity and induced polarization methods]. St. Petersburg: Zond Geophysical Software, 2010. 139 p.

Klabukov B. N. Vozmozhnosti petroelektriki v izuchenii zemnoi kory Karelii [On the possible use of petroelectrical analysis for studying the earth's crust in Karelia]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Miner. Resour. of Karelia]. Iss. 9. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2006. P. 127–134. URL: <http://igkr.ru/assets/publication/Geologia-i-pol-isk/Vypusk92006-p127-134.pdf> (accessed: 20.10.2016)

Kovtun A. A. Stroenie kory i verkhnei mantii na severo-zapade Vostochno-Evropeskoj platformy po dannym magnetotelluricheskikh zondirovaniy [The structure of the crust and upper mantle in the northwestern part of the East European Platform according to magnetotelluric sounding data]. Leningrad: LGU, 1989. 284 p.

Kovtun A. A., Vagin S. A., Kokvina E. P., Porokhova L. N., Chicherina N. D. Ladozhskaya i Chudskaya anomalii elektroprovodnosti zemnoi kory [The Ladoga and Peipus electrical conductivity anomalies of the earth's crust]. *Korovy anomalii elektroprovodnosti* [Crustal Anomalies of the Electrical Cond.]. Moscow: Nauka, 1984. P. 71–72.

Kovtun A. A., Vardanyants I. L., Legen'kova N. P., Smirnov M. Yu., Uspenskii N. I. Osobennosti stroeniya Karel'skogo regiona po dannym geoelektricheskikh issledovaniy [Features of the Karelian region structure according to geoelectrical studies data]. *Glubinnoe stroenie i seismichnost' Karelo-Kol'skogo regiona i ego obramleniya* [The Deep Structure and Seismicity of the Karelian and Kola Peninsula Region and its Margins]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2004. P. 102–130.

Kolesnikov V. E. Mnogoelektrodnaya elektrorazvedka s primeneniem metodiki vnutrennego skol'zyashchego kontakta – opyt chislennogo 2D modelirovaniya [Multi-electrode electrical prospecting by the method of inner sliding contact: a test of numerical 2D modeling]. *Seismicheskie pribory* [Seismic Instrum.]. 2016. Vol. 52, no. 3. P. 27–34.

Kolobov V. V., Kuklin D. N., Shevtsov A. N. Semikanal'naya tsifrovaya stantsiya chastotnogo zondirovaniya KVVN-7 [The KVVN-7 seven-channel digital station

of frequency sounding]. *Kompleksnye geologo-geofizicheskie modeli drevnikh shchitov: Trudy Vserossiiskoi (s mezhdunarodnym uchastiem) konferentsii* [Complex geological and geophysical models of ancient shields. Proceed. of the All-Russ. (with Int. Part.) Conf.]. Apatity: GI KNTs RAN, 2009. P. 70–173.

Lazareva N. V. Nekotorye osobennosti povedeniya estestvennogo elektromagnitnogo polya na yuzhnom sklone Baltiiskogo shchita [Some features of natural electromagnetic field conduct at the southern slope of the Baltic Shield]. *Voprosy razvedochnoi geofiziki* [Iss. of Explor. Geophys.]. Leningrad: Nedra, 1967. Iss. 6.

Popov M. K. Geoelektricheskaya model' zemnoi kory v raione Ladozhskoi anomalii elektroprovodnosti po dannym AMT-zondirovaniya [A geoelectrical model of the earth's crust within the Ladoga electrical conductivity anomaly according to AMT sounding data]: Summary of PhD (Cand. of Geol.-min.) thesis. Leningrad: LGU, 1988. 14 p.

Rokityanskii I. I., Kulik S. N., Rokityanskaya D. A. Ladozhskaya anomalija elektroprovodnosti [The Ladoga electrical conductivity anomaly]. *Geofiz. Zhurnal* [Geophys. Journal]. Kiev: Ukr. AN, 1981. Vol. 3, no. 2. P. 97–99.

Semenov V. Yu. Obrabotka dannykh magnetotelluricheskogo zondirovaniya [Processing magnetotelluric sounding data]. Moscow: Nedra, 1985. 133 p.

Shevtsov A. N. Pryamaya i obratnaya zadachi chastotnogo elektromagnitnogo zondirovaniya s promyshlennymi liniyami elektroperedachi. Teoriya i metodika glubinnykh elektromagnitnykh zondirovaniy na kristallicheskiykh shchitakh [Direct and inverse tasks of frequency electromagnetic sounding in the field of commercial power lines. A theory and methods of deep electromagnetic sounding on crystalline shields]. Apatity: KNTs RAN, 2006. P. 171–181.

Sokolova E. Yu., Golubtsova N. S., Kovtun A. A., Kulikov V. A., Lozovskii I. N., Pushkarev P. Yu., Rokityanskii I. N., Taran Ya. V., Yakovlev A. G. Rezul'taty sinkhronnykh magnetotelluricheskikh i magnetovariatsionnykh zondirovaniy v raione Ladozhskoi anomalii elektroprovodnosti [The results of synchronous magnetotelluric and magnetic-variation surveys within the Ladoga electrical conductivity anomaly]. *Geofizika* [Geophys.]. 2016. No. 1. P. 48–61.

Sviridenko L. P., Isanina E. V., Sharov N. V. Glubinnoe stroenie, vulkanoplutonizm i tektonika Priladozh'ya [Deep structure, volcano-plutonism, and tectonics of the Lake Ladoga region]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of KarRC of RAS]. 2017. No. 2. P. 73–85. doi: 10.17076/geo336

Tokarev A. D., Zhamaletdinov A. A., Vasil'ev A. N. Izmeritel'nyi kompleks SChZ-95 dlya glubinnykh elektromagnitnykh zondirovaniy Zemnoi kory s kontroliruemymi istochnikami polya [The SChZ-95 measuring complex for deep electromagnetic sounding of the earth's crust with controlled field sources]. *Pribory i metodika geofizicheskogo eksperimenta* [Instrum. and Methods of Geophys. Exp.]. Murmansk: KNTs RAN, 1997. P. 85–90.

Van'yan L. L. O roli vertikal'nogo i gorizontalnogo skin-effekta v metode chastotnykh zondirovaniy [On the role of vertical and horizontal skin effect in the method of frequency sounding]. *Fizika Zemli* [Phys. of the Solid Earth]. 1996. No. 1. P. 45–47.

Vasin N. D. Geoelektricheskaya kharakteristika razreza yugo-zapadnoi Karelii [Geoelectrical description

of the southwestern Karelia section]. *Zap. Gornogo instituta* [Journal of Mining Inst.]. 1988. Vol. 113. P. 57–63.

Vasin N. D., Kovtun A. A., Popov M. K. Ladozhskaya anomalija elektroprovodnosti [The Ladoga electrical conductivity anomaly]. *Stroenie litosfery Baltiiskogo shchita* [The Structure of the Baltic Shield Lithosphere]. Moscow: VINITI, 1993. P. 69–71.

Zhamaletdinov A. A. Model' elektroprovodnosti litosfery po rezul'tatam issledovaniy s kontroliruemymi istochnikami polya (Baltiiskii shchit, Russkaya platforma) [An electrical conductivity model of lithosphere based on the results of the studies with controlled field sources (Baltic Shield, Russian Platform)]. Leningrad: Nauka, 1990. 159 p.

Zhamaletdinov A. A. Teoriya i metodika glubinnykh elektromagnitnykh zondirovaniy s moshchnymi kontroliruemymi istochnikami (opyt kriticheskogo analiza) [A theory and methods of deep electromagnetic soundings with powerful controlled sources (a case study)]. St. Petersburg: SPbGU, 2012. 163 p.

Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A. Skhema elektroprovodnosti severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita. Parametry "normal'nogo" razreza [The scheme of the electrical conductivity of the northeastern part of the Baltic Shield. The parameters of a "normal" section]. *Stroenie litosfery Baltiiskogo shchita* [The Structure of the Baltic Shield Lithosphere]. Moscow: MGK RAN, 1993. P. 86–88.

Zhamaletdinov A. A. Magnitotelluricheskii metod izucheniya stroeniya massivov gornyykh porod [A magnetotelluric method for studying rock masses structure]. Apatity: Kol'sk. fil. PetrGU, 2014. 103 p.

Zaborovskii A. I. Elektrorazvedka [Electrical prospecting]. Moscow: Gostoptekhizdat, 1963. 423 p.

Adam A., Kaikkonen P., Hjelt S. E., Pajunpää K., Szarka L., Vero J., Wallner A. Magnetotelluric and audiomagnetotelluric measurements in Finland. *Tectonophysics*. 1982. Vol. 90. P. 77–90.

Gough D. The geophysical significance of geomagnetic variation. *Phys. Earth, Planets, Interiors*. Vol. 7. 1973. P. 379–388.

Hjelt S. E. Deep electromagnetic studies of the Baltic shield. *J. Geophysics*. 1984. Vol. 55, no. 3. P. 144–152.

Kopytenko E. A., Palshin N. A., Poljakov S. V., Schennikov A. V., Reznikov B. I., Samsonov B. V. New portable multifunctional broadband MT System. IAGA WG 1.2 on Electromagnetic Induction in the Earth 20<sup>th</sup> Workshop Abstract. Egypt, 2010.

Korepanov V. Ye. Electromagnetic sensors for microsatellites. *Sensors. 2002. Proceedings of IEEE*, 2002. P. 1718–1722.

Pajunpää K. Magnetometer array studies in Finland – determination of single station transfer functions. *J. Geophys.* 1984. Vol. 55. P. 153–160.

Zhamaletdinov A. A., Ronning J. S., Vinogradov Yu. A. Electrical profiling by the MISC and Slingram methods in the Pechenga-Pasvik area. *Norges Geologiske Undersøkelse*, Special publication, 1995. No. 7. P. 333–338.

Zohdy A. A. R. A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophysics*. 1989. Vol. 54, no. 2. P. 245–253.

Received April 27, 2017

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### **Жамалетдинов Абдулхай Азымович**

главный научный сотрудник, д. г.-м. н.  
Геологический институт Кольского научного центра РАН  
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская область, Россия,  
184209

старший научный сотрудник  
Санкт-Петербургский филиал Института земного  
магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн  
им. Н. В. Пушкова РАН (СПбФ ИЗМИРАН)  
Мучной пер., 2, Санкт-Петербург, Россия, 191023  
эл. почта: abd.zham@mail.ru  
тел.: (81555) 79208, (812) 3253369

### **Колесников Владимир Егорович**

младший научный сотрудник, аспирант  
Геологический институт Кольского научного центра РАН  
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская область, Россия,  
184209  
эл. почта: vk51@list.ru  
тел.: (81555) 79208

### **Скороходов Алексей Андреевич**

инженер-исследователь  
Геологический институт Кольского научного центра РАН  
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская область, Россия,  
184209  
эл. почта: sammicne@yandex.ru  
тел.: (81555) 79208

### **Шевцов Александр Николаевич**

научный сотрудник, к. ф.-м. н.  
Геологический институт Кольского научного центра РАН  
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская область, Россия,  
184209  
эл. почта: shevtsov@geoksc.apatity.ru  
тел.: (81555) 79208

### **Нилов Михаил Юрьевич**

младший научный сотрудник  
Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: mnilov@rambler.ru  
тел.: (8142) 780602

### **Рязанцев Павел Александрович**

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: chthonian@yandex.ru  
тел.: (8142) 780602

### **Шаров Николай Владимирович**

заведующий лаб. геофизики, д. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: sharov@krc.karelia.ru  
тел.: (8142) 780602

## CONTRIBUTORS:

### **Zhamaletdinov, Abdulhai**

Geological Institute, Kola Science Centre,  
Russian Academy of Sciences  
14 Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia

Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and  
Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences  
(IZMIRAN), St. Petersburg Branch  
2 Muchnoy Per., 191023 St. Petersburg, Russia  
e-mail: abd.zham@mail.ru  
tel.: (81555) 79208, (812) 3253369

### **Kolesnikov, Vladimir**

Geological Institute, Kola Science Centre,  
Russian Academy of Sciences  
14 Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia  
e-mail: vk51@list.ru  
tel.: (81555) 79208

### **Skorokhodov, Aleksey**

Geological Institute, Kola Science Centre,  
Russian Academy of Sciences  
14 Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia  
e-mail: sammicne@yandex.ru  
tel.: (81555) 79208

### **Shevtsov, Alexander**

Geological Institute, Kola Science Centre,  
Russian Academy of Sciences  
14 Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia  
e-mail: shevtsov@geoksc.apatity.ru  
tel.: (81555) 79208

### **Nilov, Mikhail**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: mnilov@rambler.ru  
tel.: (8142) 780602

### **Ryazancev, Pavel**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: chthonian@yandex.ru  
tel.: (8142) 780602

### **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) 780602

**Бируля Михаил Александрович**

инженер  
ООО «ВЕГА»  
Мучной пер., 2, Санкт-Петербург, Россия, 191023  
тел.: (812) 3808454

**Киряков Илья Александрович**

студент  
Санкт-Петербургский государственный университет,  
Институт наук о Земле  
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, Россия,  
199034  
эл. почта: reactorlights@yandex.ru

**Birulya, Mikhail**

ООО «VEGA»  
2 Muchnoy Per., 191023 St. Petersburg, Russia  
tel.: (812) 3808454

**Kiryakov, Il'ya**

Saint Petersburg State University  
7/9 Universitetskaya Nab., 199034 St. Petersburg, Russia  
e-mail: reactorlights@yandex.ru

УДК 552.514: 550.4 + 551.71

## **МАТРИКС ПОЛИМИКТОВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ НЕОАРХЕЙСКОГО МОЛАССОИДНОГО БАСЕЙНА КОЙКАРСКОГО ДОМЕНА: ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ИСТОЧНИКИ МАТЕРИАЛА**

**А. В. Бакаева**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия*

Приводятся результаты петрографического и геохимического изучения цемента неоархейских полимиктовых конгломератов молассоидного комплекса в районе оз. Питкилампи Койкарского домена (центральная часть Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса). Установлен неоднородный состав цемента конгломератов по разрезу, представленному чередованием мафитовых, лититовых граувакк и граувакковых песчаников. Матрикс по геохимическим характеристикам подобен подстилающим молассоидный комплекс коматиитам и туфам коматиитов, имеет примесь кислого (дацитового) терригенного компонента, что свидетельствует о полимодальном источнике первичного материала. Петрогенетические отношения (La/Y, Sc/Cr, Ti/Zr и La/Sc) в матриксе конгломератов демонстрируют геодинамическую приуроченность первичных пород к конвергентным системам «океан – островная дуга».

**Ключевые слова:** пулл-апарт; конгломераты; цемент; граувакки; неоархей; Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс; Койкарский домен; Карельский кратон.

### **A. V. Bakaeva. MATRIX-SUPPORTED POLYMICTIC CONGLOMERATES OF THE NEOARCHEAN MOLASSOID BASIN OF THE KOIKARY DOMAIN: GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, SOURCES OF MATERIAL**

The paper presents the results of petrographic and geochemical studies of the cement of Neoarchaeal polymictic conglomerates in the molassoid complex in the Lake Pitkilampi area of the Koikary domain (central part of the Vedlozero-Segozero greenstone belt). The composition of the cement of the conglomerates was found to vary across the profile, being represented by an alternation of mafic, lithite graywacke and graywacke sandstones. The geochemical characteristics of the matrix are similar to that of the komatiites and komatiitic tuffs underlying the molassoid complex. It has an admixture of an acidic (dacite) terrigenous component, which indicates a polymodal source of the primary material. Petrogenetic ratios (La/Y, Sc/Cr, Ti/Zr, and La/Sc) in the cement of the conglomerates demonstrate a geodynamic association of the primary rocks with convergent ocean – island arc systems.

**Keywords:** pull-apart; conglomerates; cement; graywackes; Neoarchaeal; Vedlozero-Segozero greenstone belt; Koikary domain; Karelian craton.

## Введение

Изучение терригенных осадочных пород, приуроченных к древним зеленокаменным поясам, позволяет вносить значительные коррективы в существующие геодинамические модели их формирования, поскольку многие породные комплексы, формирующие зеленокаменные домены, ранее были разрушены в ходе их эволюции. Сведения об утраченных геологических событиях могут быть восстановлены лишь путем детального изучения осадочных пород.

На территории Карельского кратона в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса установлен ряд молассоидных комплексов (точнее, их реликтов), локализованных в бассейнах пулл-апарт типа.

Структуры пулл-апарт типа в основном формируются в областях тектонических разломов в результате сдвиговых смещений вдоль главной оси и поперечных тектонических растяжений. Подобные структуры характеризуются ромбической формой и структурным изоморфизмом [Burchfiel, Stewart, 1966].

Широко известными примерами пулл-апарт бассейнов являются Долина Смерти в Калифорнии, Мраморное море в Турции, серия локальных бассейнов в Южных Альпах (Италия, бассейны Коллио, Прамолло) и многие другие [Burchfiel, Stewart, 1966; Bertoluzza, Perotti, 1997; Armijo et al., 2002].

В связи с тем, что весь терригенно-осадочный материал в основном поступает в бассейны при разрушении локальных источников, а цементирующая масса формируется за счет размыва подстилающих и вмещающих толщ, осадочные комплексы, накапливающиеся в подобных структурах, могут «маркировать» заключительный этап формирования структур (в случае Карельского кратона – финальный этап развития зеленокаменных комплексов в неоархее и переход к стадии стабилизации).

На Карельском кратоне инициальный этап формирования бассейнов пулл-апарт типа выделен в интервале 2,7–2,6 млрд лет в Хаутаваарском, Койкарском, Эльмусском и Остерском доменах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса [Рыбаков, Светова, 1993; Светов и др., 2005]. Первые исследования молассоидных образований в Центральной Карелии проводились сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН А. И. Световой и С. И. Рыбаковым на примере грубообломочных пород Хаутаваарского и Койкарского доменов, что позволило получить первичные данные по литологии и геохимии конгломератов [Светова, Рыбаков, 1987; Рыбаков, Светова, 1993].

Цель данной работы – оценка условий формирования неоархейских пулл-апарт бассейнов (на примере Койкарского домена) на основе изучения геохимии трасс-элементов в цементе (матриксе) конгломератов.

Идеологической основой работы является исследование М. Р. Бхатия и К. А. В. Крука [Bhatia, Crook, 1986] по характеристике вариаций микроэлементного состава терригенных пород Австралии и моделированию геодинамических режимов их формирования. В последние годы данные геохимические подходы неоднократно тестировались [Floyd, 1987; Smirnova et al., 2017], что дает апробированную методическую основу для выполнения работ.

## Объекты исследования

Исследуемые неоархейские молассоидные комплексы, приуроченные к осадочному бассейну пулл-апарт типа, локализованы на территории Карельского кратона в центральной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (ВСЗП). Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс шириной 50–60 км протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние 300 км, в его составе выделяют ряд зеленокаменных доменов: Хаутаваарский, Койкарский, Семченский, Эльмусский, Паласельгинский, Остерский, Бергаульский, Совдозерский, Киндасовский и Койкарский.

Койкарский домен находится в центральной части ВСЗП и сформирован двумя мезоархейскими страто-тектоническими ассоциациями: коматиит-базальтовой (3,0–2,9 млрд лет) и более молодой (2,86–2,84 млрд лет) андезит-дацит-риолитовой (АДР) серией. Мафитовый комплекс представлен массивными вариолитовыми дифференцированными лавовыми потоками коматиитов с тонкими прослоями туфового материала. Базальты перекрывают коматииты и чередуются (реже) с ними в разрезе. На верхней части коматиит-базальтовой серии сформирована кора выветривания, выше которой залегают продукты ее размыва и переотложения, граувакки с редкими линзами аркоз и гравелитов общей мощностью 200–230 м. Возраст коматиит-базальтовой ассоциации оценивается по цирконометрии секущих даек дацитов и находится в интервале 3,0–2,9 млрд лет [Светов, 2005].

АДР-серия перекрывает коматиит-базальтовую толщу и представлена андезитовыми вулканитами в ассоциации с вулканогенно-осадочными, терригенными (конгломераты, гравелиты, граувакки, аркозы) и хемогенными породами общей мощностью до 940 м [Светов, 2005].



**Молассоидный комплекс.** Неоархейский молассоидный комплекс Койкарского домена представлен полимиктовыми конгломератами, установленными в районе озера Питкилампи, западного берега озера Каллиеволампи, на водоразделе озер Яниш и Каллиеволампи.

Нижние слои молассоидной толщи выполнены базальными конгломератами, сформированными на размытой коре выветривания по коматиит-базальтовой ассоциации, продукты разрушения которой формируют матрикс пород (район оз. Питкилампи). На участке оз. Майлампи – оз. Калиеволампи конгломераты залегают на разрезе АДР-серии, что отражено в составе как обломков, так и цемента [Светова, 1988; Рыбаков, Светова, 1993].

Изучение галек и валунов конгломератов всего комплекса [Рыбаков, Светова, 1993; Светов и др., 2005] показало, что обломочный материал представлен следующими породами: 1) мафитами – гальками и мелкими валунами размером до 15 см коматиитов, базальтов, вариолитов, габбро и амфиболитов, доминирующих в нижней части разреза молассоидной толщи; 2) средне-кислыми эффузивными породами, дацитами и риодацитами (известково-щелочной серии), выявленными в виде валунов размером до 25×7 см и галек <3 см; 3) средне-кислыми интрузивными породами, гранитами, плагиогранитами, гранит-порфирами, гранодиоритами, встреченными в наиболее крупных валунах и глыбах, размером до 1×0,5 м. Важно отметить, что детального изучения химического состава матрикса не проводилось.

В данной работе акцент исследования сделан на разрезе молассоидного комплекса в районе оз. Питкилампи, где он перекрывает мафиты. Мощность разреза подстилающей коматиит-базальтовой ассоциации на данном участке составляет 1000–1200 м, причем завершается разрез серией маломощных дифференцированных лавовых потоков, содержащих зоны кумулята, спинифекс-структур и линзы вариолитов [Светов, 2005], перекрываемых туфами коматиитов, по которым сформирована кора выветривания, представленная хлорититами.

Ранее автором проводилось изучение наиболее сохраненного реликта коры выветривания Койкарского домена, показавшее, что данные образования сформированы в результате интенсивного химического выветривания в субэвральном условиях [Бакаева и др., 2017]. Следующая выше коры выветривания пачка терригенных пород образована в результате смешения коматиитового материала и его производных (материала коры выветривания)

с вулканогенно-терригенным мафическим (коматиит-базальтовым) и кислым (андезит-дацитовым) материалом и представлена полимиктовыми конгломератами, сменяющимися на отдельных участках работ (в районе оз. Питкилампи) вулканогенными и мафитовыми граувакками.

Грубообломочные породы молассоидного бассейна формируют толщу мощностью от 80 до 230 м [Рыбаков, Светова, 1993], в которой переслаиваются полимиктовые конгломераты разного генезиса, характеризующиеся контрастным составом цемента и преобладающего кластического материала, в зависимости от типов пород, доминирующих в области эрозии.

Нижние горизонты полимиктовых конгломератов изучаемого участка работ характеризуются угловатыми, слабоокатанными обломками коматиит-базальтового состава, размером от первых сантиметров до 12–15 см, заключенных в базальный цемент, сформированный в результате размыва и разрушения коры выветривания. Выше по разрезу меняется характер обломков и тип цемента. На смену угловатым мафитовым кластам приходят более окатанные обломки основного и кислого состава (размером от 0,8 до 10 см), в то время как цемент меняется по составу от грауваккового песчаника (нижние горизонты разреза) до галечника и аркозового песчаника (в верхних частях разреза).

## Методы исследования

Для проведения данной работы было выполнено опробование архейского молассоидного комплекса в районе озера Питкилампи (как кластического материала, так и цемента конгломератов) для петрографических и геохимических исследований. Всего было отобрано 14 проб обломков и 22 пробы цемента. Кроме того, в исследовании использованы петрографические и геохимические данные из ранних работ А. И. Световой [Рыбаков, Светова, 1993; Светова, 1988].

Петрографическое изучение пород осуществлялось с использованием поляризационного микроскопа «ПОЛАМ Р-312».

Определение содержания петрогенных элементов и  $\text{CO}_2$  выполнено методом мокрой химии [Пономарев, 1961], концентрации редких и редкоземельных элементов измерялись на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 (Thermo scientific, США) в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (Петрозаводск) по методике [Светов и др., 2015].

## Обсуждение результатов

**Петрографическая характеристика цемента.** Исследование показало, что в базальной части бассейна осадочные породы представлены мелкогалечной конглобрекцией. Обломки размером до 5–6 см выполнены слабоокатанными коматиитами и базальтами. Цемент конглобрекции состоит из перемытой коры выветривания (пробы 14–1, 14–2, 14–3, 14–4).

Выше по разрезу следует толща мелкогалечных конгломератов со средней степенью окатанности. Среди обломков преобладают породы кислого состава с более редкими гальками мафитов, размер галек варьирует от 2–3 до 8 см. Цемент конгломератов преимущественно базальный, в разрезе меняется от мелкообломочной лититовой граувакки с мелкими гальками дацитов, базальтов и коматиитов (проба 18-5b) к вулканомиктовой мафитовой граувакке с кристаллокластами плагиоклаза и реже кварца (проба 18-5с). Цемент имеет следующий минеральный состав (в об. %): хлорит (30–50), плагиоклаз (20), кварц (20), карбонат (5–10), эпидот, титанит, рудные минералы (1–2), структура (микро) лепидогранобластовая, с отдельными обломками зерен кварца и плагиоклаза размером до 2 мм.

Данную толщу перекрывают валунно-галечные конгломераты с окатанными (реже среднеокатанными) слабовытянутыми гальками магматических (коматиитовых базальтов, базальтов, реже дацитов) и метаморфических пород (амфиболитов и хлорититов) размером от 5 до 9 см. Цемент конгломератов базальный, местами контактовый, представлен вулканомиктовой мафитовой грауваккой с обломками зерен плагиоклаза и кварца. Структура лепидогранобластовая. Минеральный состав (в об. %): хлорит – 30, плагиоклаз – 25, кварц – 25, карбонат – 15, единичные зерна эпидота, титанита, магнетита (хроммагнетита) (пробы 18-2с, 18-2d, 18-2е). В верхней части толщи цемент выполнен лититовой грауваккой с мелкими гальками (до 8 см) основных пород. Структура цемента микролепидогранобластовая, микрофибробластовая (проба 18-2а). Минеральный состав цемента (в об. %): хлорит – 30, плагиоклаз – 25, кварц – 25, карбонат – 15, единичные зерна эпидота, титанита.

Вышезалегающие последовательности пород представлены мелко-среднегалечными рассланцованными конгломератами «лахарового типа». Гальки имеют вытянутую форму (размер 5–6 см), ориентированы по сланцеватости, состоят из основных и кислых пород.

Состав цемента неоднороден, представлен чередованием «слоев» грауваккового песчаника (проба 22-1а, 22-2b), вулканомиктовой мафитовой граувакки (проба 22-1с) и завершается лититовой грауваккой с обломками основных и кислых пород (пробы 22–3, 22–4). Основная масса цемента выполнена плагиоклаз-кварц-хлоритовым минеральным парагенезом и кристаллокластами плагиоклаза, кварца. Структура цемента лепидогранобластовая. Текстура сланцеватая, частично слоистая.

Таким образом, в результате петрографического изучения матрикса конгломератов по разрезу молассоидного комплекса установлено, что цемент имеет неоднородный состав: в разрезе выделяются три сменяющихся по вертикали типа цементирующего грауваккового материала – граувакковый песчаник, лититовая граувакка и вулканомиктовая мафитовая граувакка.

**Петрохимическая характеристика.** Классические архейские граувакки (архейские граувакки Канады, по: [Петтиджон, 1981]) характеризуются следующим уровнем содержания петрогенных компонентов (в мас. %):  $Al_2O_3$  – 11–15, FeO – 1,5–7,6, MgO – 1,2–3,4,  $Na_2O$  – 1,6–4,9, при этом в породах отмечается преобладание  $Na_2O$  над  $K_2O$ , MgO над CaO, FeO над  $Fe_2O_3$ .

Анализ содержания петрогенных элементов в граувакковом цементе полимиктовых конгломератов Койкарского домена (участок оз. Питкилампи) (рис. 1) показал, что концентрации  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  в породах изменяются несущественно (среднее значение  $53,35 \pm 1,95$  и  $16,42 \pm 1,32$  мас. % соответственно). Концентрация MgO варьирует от 7,63 до 11,16 (среднее значение  $9,13 \pm 1,03$  мас. %), что свидетельствует о наличии мафического компонента в цементе конгломератов. Содержание  $Na_2O$  изменяется от 2,54 до 4,57 мас. % ( $Na_2O$  среднее =  $3,44 \pm 0,62$  мас. %). Также отмечается, что содержание  $Na_2O > K_2O$ , MgO > CaO, FeO >  $Fe_2O_3$ . Концентрация CaO в матриксе варьирует от 1,24 до 7,01 мас. % (среднее значение CaO –  $4,23 \pm 1,78$  мас. %) (табл.).

Установлено, что содержание  $Al_2O_3$  и MgO в изучаемых породах выше значений, характеризующих средний состав архейских граувак Канады [Петтиджон, 1981], при сохранении общей закономерности распределения петрогенных окислов, что, вероятно, маркирует в нашем случае преобладание мафитового (коматиитового) компонента, формирующего цемент и галечный материал конгломератов, за счет спецификации эродированных пород.

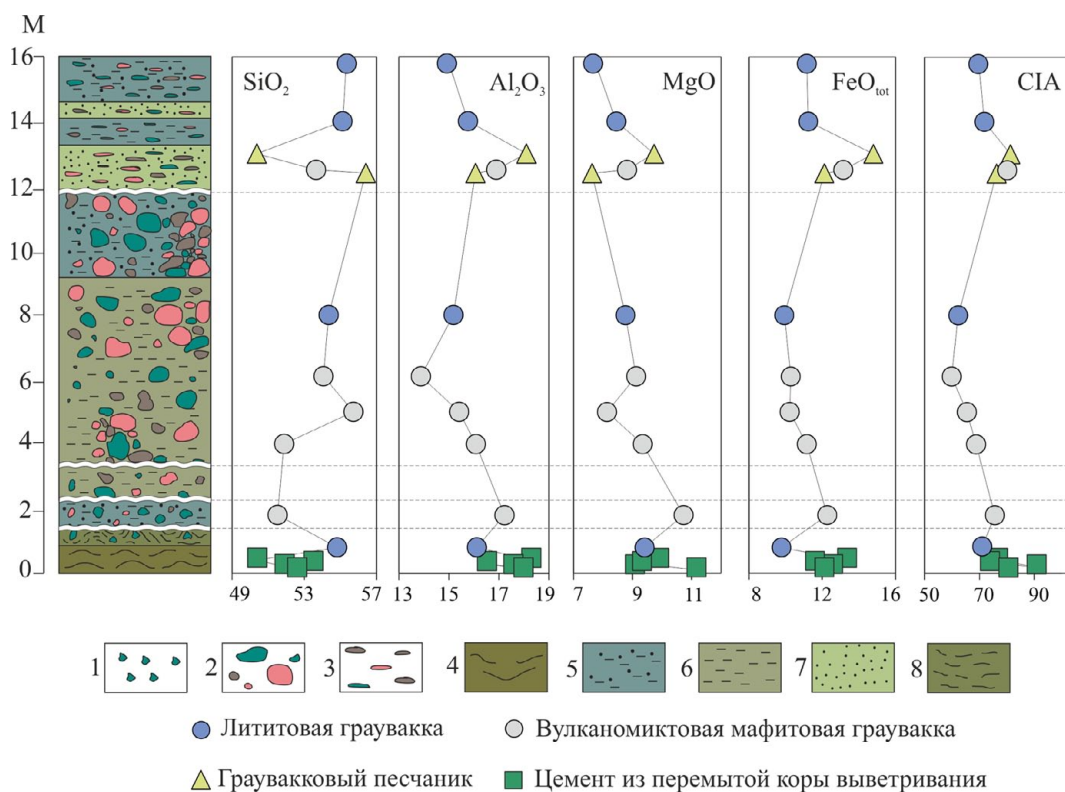


Рис. 1. Вариации распределения петрогенных элементов (окислы в массовых %) в граувакковом цементе полимиктовых конгломератов Койкарского домена и изменение индекса химического выветривания CIA. Значение CIA рассчитывалось по формуле (в молекулярных количествах)  $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \times 100$ , содержание  $CaO^*$  учитывается только для силикатных минералов [Nesbitt, Young, 1982]

Условные обозначения к колонке: характеристика галек (1–3): 1 – мелкогалечная конглобрекция, 2 – валунно-галечный полимиктовый конгломерат, 3 – полимиктовые конгломераты «лахарового» типа; характеристика цемента (4–8): 4 – кора выветривания, 5 – литовая граувакка, 6 – вулканомиктовая мафитовая граувакка, 7 – граувакковый песчаник, 8 – цемент из перемытой коры выветривания

Fig. 1. Variations in the distribution of petrogenic elements (oxides in wt. %) in graywacke cement of polymictic conglomerates of the Koikary domain and the chemical weathering index (CIA). The value of CIA was calculated by the formula (in molecular quantities) of  $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \times 100$  [Nesbitt, Young, 1982];  $CaO^*$  content is taken into account only for silicate minerals

Legend: characteristics of the pebbles (1–3): 1 – small conglobreccia, 2 – boulder-pebble polymictic conglomerate, 3 – polymictic conglomerates of "lahar" type; characteristics of cement (4–8): 4 – weathering crust, 5 – lithium graywacke, 6 – volcanomictic mafic graywacke, 7 – graywacke sandstone, 8 – cement from the resedimented weathering crust

Результаты петрографического и петрохимического изучения матрикса конгломератов позволяют отнести породы цемента к грауваккам, что подтверждается вариациями отношений  $Na_2O/K_2O$  и  $\log (Na_2O/K_2O) / \log (SiO_2/Al_2O_3)$  (рис. 2).

Топология спектров распределения РЗЭ в цементе конгломератов во многом подобна спектрам распределения РЗЭ в туфах коматиитов (рис. 3), подстилающих молассоидный комплекс [Бакаева и др., 2017]. Это может быть результатом преобладания в цементе разрушенного вещества мафитового комплекса (коматиитов, туфов коматиитов) и продуктов их выветривания (хлорититов), что согласуется

с петрографическими наблюдениями. Вместе с тем общий повышенный уровень содержания РЭ и РЗЭ и таких маркерных элементов, как Zr, Sr, Rb и Ba, отражает существенный привнос кислого материала в бассейн осадконакопления.

Для цемента конгломератов был рассчитан индекс химического выветривания CIA (табл.; рис. 1), характеризующий суммарный процесс преобразования цемента конгломератов. Индекс CIA в цементе молассоидного комплекса Койкарского домена варьирует от 59,83 до 90,85 (при среднем значении 73,59), увеличиваясь синхронно с уменьшением зернистости цементирующего материала (в гравелитовом

Содержание петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (ppm) в цементе полимиктовых конгломератов молассоидного комплекса Койкарского домена

Content of petrogenic oxides (wt %), rare and rare-earth elements (ppm) in the cement of polymictic conglomerates of the molassoid complex of the Koikary domain

Проба Sample	18-2a	18-2c	18-2d	18-2e	18-5c	22-1a	22-1c	22-2b	22-3	22-4	14-1	14-2	14-3	14-4
SiO <sub>2</sub>	54.35	54.06	55.72	51.89	51.52	56.41	53.65	50.37	55.13	55.36	50.39	51.91	53.51	52.61
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.77	0.87	1.07	1.10	1.00	1.06	1.18	0.97	0.86	1.13	0.98	0.90	1.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.18	13.88	15.40	16.07	17.22	16.06	16.89	18.10	15.76	14.91	18.29	17.57	16.52	17.97
FeO	9.15	9.04	8.52	9.50	11.16	10.71	11.35	12.95	9.64	9.10	11.99	10.69	9.93	10.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.87	1.39	1.88	1.83	1.24	1.56	1.98	2.03	1.77	2.27	1.51	2.10	1.85	1.74
MnO	0.19	0.22	0.19	0.22	0.21	0.22	0.22	0.25	0.21	0.21	0.20	0.19	0.20	0.18
MgO	8.76	9.12	8.13	9.34	10.73	7.63	8.81	9.73	8.45	7.66	9.90	9.08	9.32	11.16
CaO	6.07	7.01	4.21	6.01	3.62	3.10	2.88	2.42	5.17	6.97	2.57	3.59	4.38	1.24
Na <sub>2</sub> O	4.37	4.15	4.53	3.53	3.05	3.20	2.94	2.83	2.78	2.54	3.88	3.76	3.28	3.35
K <sub>2</sub> O	0.10	0.20	0.46	0.43	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.02	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.16	0.09	0.11	0.12	0.11	0.21	0.13	0.11	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09
Сумма Sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Rb	3.08	8.38	23.31	20.63	<P. O.	<P. O.	<P. O.	<P. O.	<P. O.	<P. O.	4.85	1.54	0.15	6.40
Ba	28.58	40.01	78.09	82.62	39.86	16.16	30.62	19.19	35.52	35.27	55.88	52.32	45.57	37.49
Th	0.44	0.41	0.45	0.52	0.54	0.42	0.41	0.40	0.39	0.43	0.39	0.43	0.33	0.39
U	0.14	0.13	0.14	0.15	0.20	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.10	0.13
Nb	2.06	1.72	2.06	2.69	3.07	2.45	2.57	2.70	2.42	2.12	3.13	2.57	2.40	3.16
La	3.35	1.27	2.78	3.06	3.02	2.90	2.86	3.15	4.70	3.65	2.23	3.13	1.58	1.37
Ce	7.68	3.38	6.33	7.25	8.08	7.48	7.38	7.97	11.00	8.78	6.58	7.69	4.45	4.61
Pb	2.12	2.40	2.28	2.15	1.34	1.29	1.11	1.37	1.57	1.79	1.62	2.42	5.85	5.23
Pr	1.25	0.56	1.02	1.12	1.32	1.24	1.24	1.32	1.77	1.44	1.14	1.30	0.75	0.84
Sr	73.23	76.30	65.38	74.59	33.69	43.77	44.73	44.27	105.50	98.00	32.64	42.64	43.04	19.30
Nd	5.88	2.78	4.76	5.65	7.09	6.29	6.18	6.70	8.72	6.85	5.93	6.72	4.37	4.61
Sm	2.12	1.46	1.59	2.13	2.79	2.45	2.45	2.69	2.88	2.28	2.25	2.52	1.74	1.97
Zr	27.46	31.64	30.39	37.07	62.94	27.67	25.81	28.31	16.31	16.46	51.68	44.63	47.50	66.73
Hf	1.03	1.01	1.15	1.29	1.89	0.87	0.75	0.78	0.56	0.67	1.55	1.39	1.38	1.78
Eu	0.60	0.47	0.48	0.63	0.97	0.81	0.78	0.90	0.90	0.61	0.64	0.58	0.63	0.81
Ti	5255	4445	5155	6198	7614	6215	6491	7042	6075	4971	7652	6465	5781	7747
Gd	2.75	2.24	2.51	3.36	3.88	3.40	3.48	3.71	3.47	3.15	3.28	3.28	2.44	2.97
Tb	0.50	0.43	0.42	0.58	0.68	0.62	0.61	0.69	0.58	0.53	0.59	0.58	0.45	0.54
Dy	3.16	2.89	3.20	3.85	4.57	4.13	4.20	4.74	3.95	3.44	4.40	3.92	3.14	4.03
Y	16.30	14.29	16.53	20.37	24.36	21.83	22.94	25.77	20.70	18.80	23.68	21.35	16.79	21.56
Ho	0.71	0.60	0.68	0.80	0.93	0.84	0.91	1.02	0.82	0.73	0.93	0.82	0.64	0.87
Er	2.16	1.90	2.11	2.51	2.95	2.63	2.88	3.10	2.49	2.37	2.85	2.55	2.02	2.6
Tm	0.30	0.27	0.29	0.37	0.41	0.37	0.38	0.43	0.35	0.29	0.40	0.35	0.31	0.37
Yb	2.03	1.88	1.96	2.31	2.70	2.55	2.55	3.02	2.17	2.14	2.61	2.38	1.98	2.53
Lu	0.29	0.31	0.26	0.34	0.39	0.34	0.35	0.41	0.32	0.30	0.37	0.34	0.30	0.38
CIA	62.22	59.83	65.40	68.75	75.62	76.25	80.12	81.29	71.8	69.54	76.79	90.85	73.83	80.56

Примечание. Содержание петрогенных элементов пересчитано на безводный остаток. Коэффициент CIA = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO\* + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) × 100 рассчитан по молекулярным количествам петрогенных окислов [Nesbitt, Young, 1982], содержание CaO\* учитывается только для силикатных минералов. <P. O. – меньше предела обнаружения.

Note. Content of petrogenic elements is recalculated into an anhydrous residue. The coefficient CIA = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO\* + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) \* 100 is calculated from the molecular amounts of petrogenic oxides [Nesbitt, Young, 1982], the CaO\* content is taken into account only for silicate minerals. <P. O – lower limit of detection.

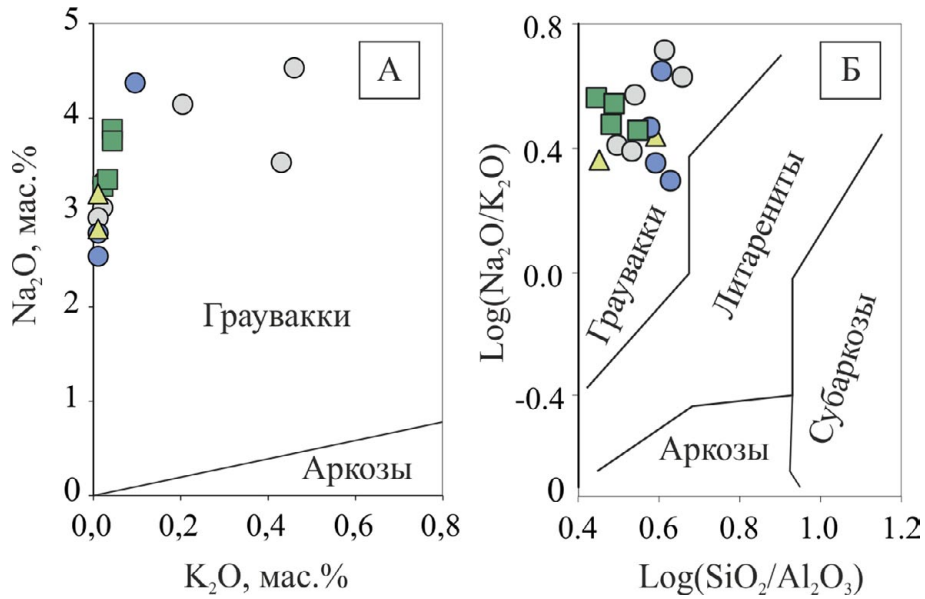


Рис. 2. Состав цемента неоархейских полимиктовых конгломератов молассоидного комплекса Койкарского домена (района оз. Питкилампи) на классификационных диаграммах: А) диаграмма Ф. Петтиджона для разделения аркозов и граувакк по концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$ , мас. % [Петтиджон, 1981]; Б) геохимическая классификация терригенных пород в системе  $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) - \text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  [Петтиджон, 1981]. Условные обозначения соответствуют рис. 1

Fig. 2. Composition of cement of Neoarchaeal polymictic conglomerates of the molassoid complex of the Koikary domain (Lake Pitkalampi area) on the classification diagrams: A) diagram for separation of arkoses and graywackes according to  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$  concentration, wt.% [Pettijohn, 1981]; Б) geochemical classification diagram of terrigenous rocks in the system  $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) - \text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  [Pettijohn, 1981]. See Fig. 1 for the legend.

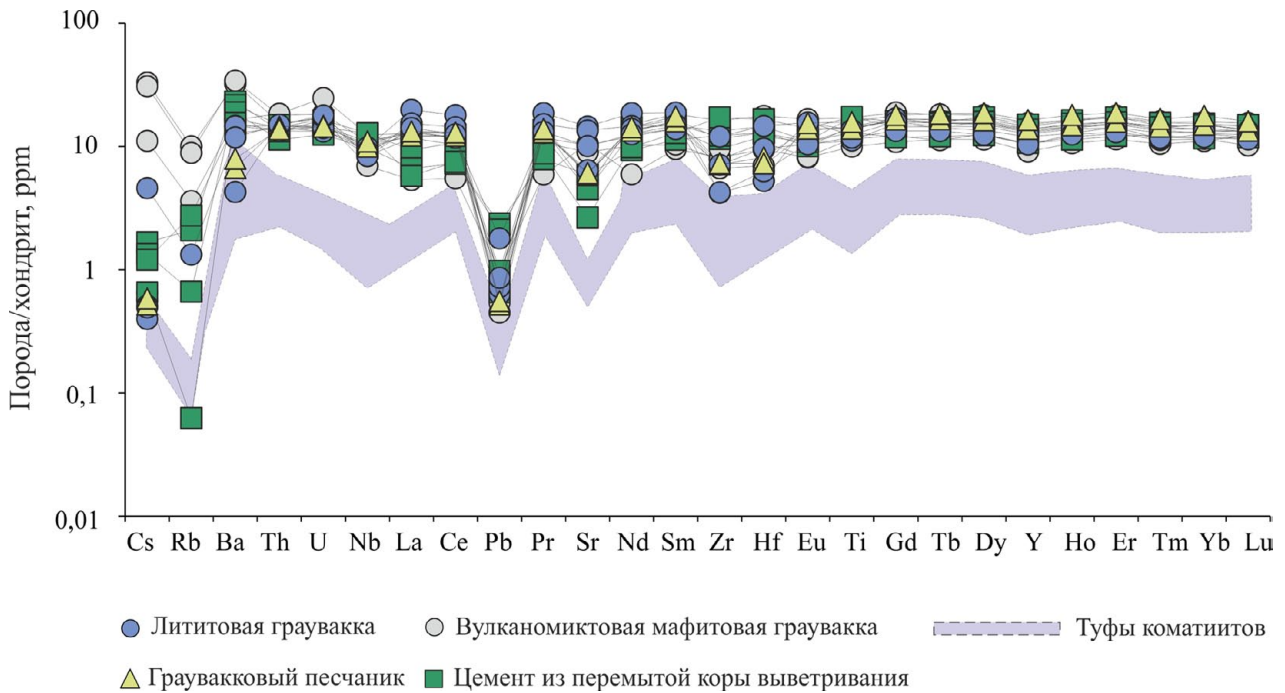


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в цементе полимиктовых конгломератов молассоидного комплекса Койкарского домена. Нормировано на хондрит C1 [McDonough, Sun, 1995]

Fig. 3. Distribution of rare-earth elements in the cement of polymictic conglomerates of the molassoid complex of the Koikary domain. The REE contents are normalized to chondrite [McDonough, Sun, 1995]

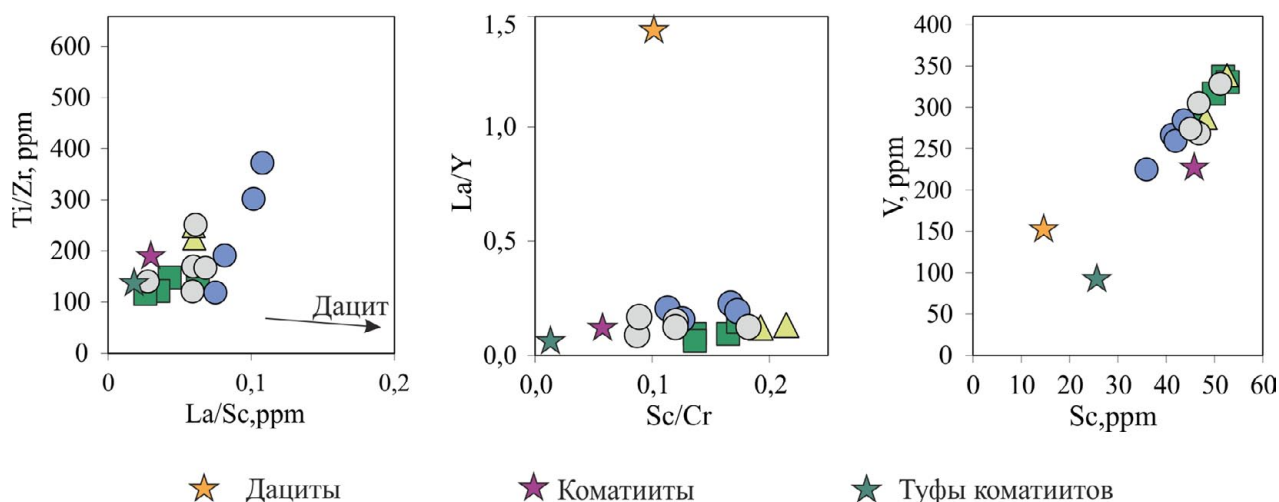


Рис. 4. Вариации индикаторных отношений (La/Sc, Ti/Zr, Sc/Cr, La/Y) в цементе полимиктовых конгломератов молассоидного комплекса Койкарского домена [Bhatia, Crook, 1986]. Условные обозначения соответствуют рис. 1.

Fig. 4. Variations of the indicator ratios (La/Sc, Ti/Zr, Sc/Cr, La/Y) in cement of polymictic conglomerates of the molassoid complex of the Koikary domain [Bhatia, Crook, 1986]. See Fig. 1 for the legend

цементе CIA – 55–56, в граувакковом – 54–73). Полученные значения свидетельствуют о существенном химическом преобразовании пород. Скорее всего, существовало несколько циклов химического выветривания: ранний происходил при изменении вещества – источника терригенного материала, а поздний цикл мог затрагивать уже отложенный молассоидный комплекс, причем, вероятнее всего, преобразования происходили в условиях теплого гумидного климата [Nesbitt, Young, 1982].

Анализ петрогенетических отношений (La/Y, Sc/Cr, Ti/Zr, La/Sc) грауваккового цемента конгломератов (рис. 4) и сопоставление их с доминирующими на данной территории породными ассоциациями (коматиитами, туфами коматиитов, дацитами (рис. 4, звездочки)) позволяет предположить, в результате эрозии каких потенциальных источников и в каких тектонических обстановках произошло формирование матрикса конгломератов на изучаемом участке.

На графике Ti/Zr-La/Sc отражено, что для цемента конгломератов характерны значения  $Ti/Zr > 40$  и  $La/Sc < 1$ , являющиеся обычными для пород океанических обстановок, в частности островных дуг [Bhatia, Crook, 1986]. Низкие значения  $La/Y < 0,5$  и  $Sc/Cr > 0,6$  на графике La/Y-Sc/Cr также соответствуют океаническим обстановкам, а именно условиям океанических островов [Bhatia, Crook, 1986]. Отношение V-Sc, являющихся элементами, концентрирующимися в основном в мафитовой составляющей пород, демонстрирует обогащение цемента мафитовыми компонентами в основании разреза, что также согласуется с повышенными концентрациями

MgO (рис. 1). Сопоставление вариаций отношений La/Y, Sc/Cr, Ti/Zr и La/Sc матрикса конгломератов со средними значениями в коматиитах, туфах коматиитов и дацитах (рис. 4, звездочки), широко представленных в пределах ВСЗП и изучаемой территории в частности, позволяют предполагать, что именно продукты эрозии коматиитов и их туфов преимущественно формируют граувакковый цемент. Вместе с тем установлен тренд существующего смешения полимодальных источников материала, где к мафитовой «основе» добавлялась примесь андезидацитового компонента. Стоит отметить, что ранние исследования установили геодинамическую приуроченность мафитов (коматиитов и высокомагнезиальных базальтов Койкарского домена) к задуговым протоокеаническим обстановкам [Светов, 2015], и это согласуется с полученными нами выводами.

## Выводы

Изучение архейских осадочных пород занимает особое место в современной геологии, поскольку является дополнительным источником информации о происхождении ранней континентальной коры, ее развитии и последующей эволюции, что позволяет корректировать и дополнять существующие геодинамические модели формирования отдельных регионов. Традиционно для уточнения условий образования родительского материала докембрийских осадочных комплексов используют геохимические данные, а именно вариации маломобильных микроэлементов (Ti, Zr, Th и др.),

отражающих происхождение и тектонические обстановки формирования пород [Bhatia, Crook, 1986].

В связи с тем, что формирование молассоидного комплекса Койкарского домена является самым молодым неоархейским событием в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе, его изучение позволяет накопить материал для характеристики завершающего этапа эволюции зеленокаменных структур Карельского кратона.

Проведенные исследования показали, что матрикс неоархейских полимиктовых конгломератов в районе оз. Питкилампи Койкарского домена представлен неоднородным по составу и структуре граувакковым материалом, меняющимся в разрезе от продуктов перемыыва коры выветривания коматиитов до грауваккового песчаника, лититовой граувакки и вулканомиктовой мафитовой граувакки. Петрохимическая характеристика цемента, согласно [Петтиджон, 1981], демонстрирует обогащение пород  $Al_2O_3$  и  $MgO$ , что, вероятно, обусловлено преобладанием коматиитовой составляющей в области эрозии. Данное заключение подтверждается распределением РЗЭ, топология спектра которых подобна спектру распределения РЗЭ в коматиитах. По отношениям  $La/Y$ ,  $Sc/Cr$ ,  $Ti/Zr$  и  $La/Sc$  установлено, что потенциальными источниками, разрушение которых привело к формированию цемента конгломератов, стали коматииты, туфы коматиитов и андезидацитовые составы.

Формирование несогласных молассоидных бассейнов в пределах изучаемой площади контролируется разломами ССЗ простираения, приуроченными к главной тектонической зоне. Их образование проходило в ребольский тектонометаморфический цикл и было инициировано заложением системы линейных складок СВ ориентировки. Последующая стадия формирования бассейнов проходила в режиме левосдвиговой деформации, асимметричных складок и продольно-магистральных сдвигов, сочетание которых отражает существовавшую на этот момент обстановку транспрессионного сжатия [Колодяжный, 2004]. Последующие геодинамические события развиваются по транс-тензионному сценарию, приводя к образованию системы пулл-апарт бассейнов [Леонов и др., 2001].

Время формирования пулл-апарт структур вероятнее всего соответствует интервалу 2,7–2,6 млрд лет, именно в этот период происходит образование подобных систем в Большеозерском домене [Леонов и др., 2001].

Следует отметить, что формирование молассоидных бассейнов, возможно, сопровождалось

внедрением интрузивов ( $\pm$ вулканитов) субщелочного или известково-щелочного типа. На территории Ведлозерского террейна существуют гранитоидные комплексы этой возрастной группы, представленные серией интрузий субщелочных гранитоидов, сиенитов, кварцевых сиенитов и кварцевых монзонитов с возрастом 2,72–2,70–2,65 млрд лет [Чекулаев, 1996].

*Автор благодарит С. А. Светова, З. П. Рыбникову, М. А. Гоголеву за помощь в организации полевых работ и за предоставление данных по средним составам коматиитов и дацитов Койкарского домена, Т. Н. Назарову за помощь в анализе литературных данных, С. Ю. Чаженгину за консультирование и рекомендации в проведенном исследовании.*

*Исследования выполнены в рамках темы НИР Федерального государственного бюджетного учреждения науки ФИЦ КарНЦ РАН «Общие закономерности развития тектоносферы и биосферы Земли в раннем докембрии (на примере Восточной Фенноскандии): анализ магматических, метаморфических систем, их металлогении и ранней жизни», аналитические исследования проводились при частичной поддержке РФФИ, гранты 16-35-00268, 17-55-45005.*

## Литература

- Бакаева А. В., Чаженгина С. Ю., Светов С. А. Реликт мезоархейской коры выветривания коматиитов Койкарской структуры (Центральная Карелия) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2017. Т. 62, вып. 2. С. 119–140. doi: 10.21638/11701/spbu07.2017.201
- Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит): Дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2004. 305 с.
- Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Зыков Д. С., Лишневецкий Э. Н., Сомин М. Л. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.
- Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
- Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: АН СССР, 1961. 414 с.
- Рыбаков С. И., Светова А. И. Верхнеархейский Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Карелии. Геологические экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 87 с.
- Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
- Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Антропова Е. А. Неоархейские пулл-апарт бассейны

Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. Вып. 8. С. 5–17.

Светов С. А., Степанова А. В., Чаженина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И., Парамонов А. С., Утицына В. Л., Эхова М. В., Колодей В. С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICPMS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. Т. 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140

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: КарНЦ РАН, 2015. С. 26–29.

Светова А. И., Рыбаков С. И. Архейская кора выветривания в осадочно-вулканогенных комплексах Койкарской структуры (Центральная Карелия) // Геология и петрология: Опер.-информ. мат.-лы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1987. С. 10–15.

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

Чекулаев В. П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита: Дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 1996. 298 с.

Armijo R., Meyer B., Navarro S., King G., Barka A. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: A clue to propagation processes of the North

Anatolian Fault // Terra Nova. 2002. Vol. 14, no. 2. P. 80–86.

Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace Element Characteristics of Graywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. Vol. 92. P. 181–193. doi: 10.1007/BF00375292

Bertoluzza L., Perotti C. R. A finite-element model of the stress field in strike-slip basins: Implications for the Permian tectonics of the Southern Alps (Italy) // Tectonophysics. 1997. Vol. 280. P. 185–197.

Burchfiel B. C., Stewart J. H. "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California // Geol. Soc. Am. Bull. 1966. Vol. 77. P. 439–442.

Floyd P. A. Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. Vol. 144. P. 531–542.

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lites // Nature. 1982. Vol. 299. P. 715–717. doi: 10.1038/299715a0

Smirnova Yu. N., Popoko L. I., Sorokin A. A. Age, geochemistry, and sources of Clastic Materials and Accumulation Settings of the Glubokin Formation (Eastern Transbaikalia) // Russian Journal of Pacific Geology. 2017. Vol. 11, no. 3. P. 163–177.

Поступила в редакцию 26.01.2018

## References

Bakaeva A. V., Chazhengina S. Yu., Svetov S. A. Relikt mezoarkhejskoi kory vyvetrivaniya komatiitov Koikarskoi struktury Tsentral'naya Kareliya [Relict of Meso-Archean paleosol developed on the komatiites from Koikary Area, Central Karelia]. *Vestnik SPbSU. Earth Sciences*. 2017. Vol. 62, iss. 2. P. 119–140. doi: 10.21638/11701/spbu07.2017.201

Chekulaev V. P. Arkhejskie granitoidy Karelii i ikh rol' v formirovanii kontinental'noi kory Baltijskogo shchita [The Archean granitoids of Karelia and their role in the formation of the continental crust of the Baltic Shield]: DSc (Dr. of Geol.-Miner.) thesis. St. Petersburg, 1996. 298 p.

Kolodyazhnyi S. Yu. Strukturno-kinematicheskaya evolyutsiya Karel'skogo massiva i Belomorsko-Laplandskogo poyasa v paleoproterozoe (Baltiiskii shchit) [Structural-kinematic evolution of the Karelian Massif and Belomorian – Lapland Belt in the Paleoproterozoic, Baltic Shield]. DSc (Dr. of Geol.-Miner.) thesis. Moscow, 2004. 305 p.

Leonov M. G., Kolodyazhnyi S. Yu., Zykov D. S., Lishnevskii E. N., Somn M. L. Ocherki postarkhejskoi geodinamiki Karel'skogo massiva [Essays on the Post-archean geodynamics of the Karelian Massif]. Moscow: GEOS, 2001. 120 p.

Pettijohn F. J. Osadochnye porody [Sedimentary rocks]. Moscow: Nedra, 1981. 751 p.

Ponomarev A. I. Metody khimicheskogo analiza silikatnykh i karbonatnykh gornykh porod [Methods of chemical analysis of silicate and carbonate rocks]. Moscow: AS USSR, 1961, 414 p.

Rybakov S. I., Svetova A. I. Verkhnearkhejskii Vedlozersko-Segozerskii zelenokamennyi poyas Karelii [The Upper Archean Vedlozero-Segozero greenstone belt of Karelia]. *Geologicheskie ekskursii* [Geol. Excursions]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1993. 87 p.

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

Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N., Antropova E. A. Neoarkhejskie pull-apart basseiny Tsentral'no-Karel'skogo terreyna: porodnye posledovatel'nosti i litogeoхимическая характеристика [The Neoproterozoic pull-apart basins of the Central Karelian terrain: rock sequences and lithogeochemical characteristics]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. Minerals Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. Vol. 8. P. 5–17.

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Utitsina V. L., Ekhoва M. V., Kolodei V. S.



Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornyykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precision geochemical (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock and mineral composition: the method and accuracy estimation in the case study of Early Precambrian mafic complexes]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2015. Vol. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Svetov S. A. Mezoarkheiskie komatiit-bazal'tovye komplekсы: litogeokhimicheskie tipy i ikh rol' v arkhitekture rannei kontinental'noi kory [The Mesoarchean komatiite-basalt complexes: lithochemical types and their role in the architecture of the early continental crust]. *Materialy XII Vseros. petrografich. soveshch* [Mat. the XII All-Russ. Petrographic Meeting]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2015. P. 26–29.

Svetova A. I., Rybakov S. I. Arkheiskaya kora vyvetrivaniya v osadochno-vulkanogennykh kompleksakh Koikarskoi struktury (Tsentral'naya Kareliya) [The Archean paleosol of volcanogenic sedimentary structures of the Koikary area (Central Karelia)]. *Geologiya i petrologiya* [Geol. Petrol.]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1987. P. 10–15.

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

Armijo R., Meyer B., Navarro S., King G., Barka A. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: A clue to propagation processes of the North Anatolian Fault, *Terra Nova*, 14(2), 2002. P. 80–86.

Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace Element Characteristics of Graywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 1986. P. 181–193. doi: 10.1007/BF00375292

Bertoluzza L., Perotti C. R. A finite-element model of the stress field in strike-slip basins: Implications for the Permian tectonics of the Southern Alps (Italy), *Tectonophysics*, 280, 1997. P. 185–197.

Burchfiel B. C., Stewart J. H. "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1966. Vol. 77. P. 439–442.

Floyd P. A. Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *J. Geol. Soc. London*. 1987. Vol. 144. P. 531–542.

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth. *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lites. *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 715–717. doi: 10.1038/299715a0

Smirnova Yu. N., Popeko L. I., Sorokin A. A. Age, geochemistry, and sources of Clastic Materials and Accumulation Settings of the Glubokin Formation (Eastern Transbaikalia). *Russian Journal of Pacific Geology*. 2017. Vol. 11, no. 3. P. 163–177.

Received January 26, 2018

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

**Бакаева Александра Владимировна**

аспирант  
Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: sashе-ku@yandex.ru  
тел.: +79637443302

## CONTRIBUTOR:

**Bakaeva, Alexandra**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: sashе-ku@yandex.ru  
tel.: +79637443302

## ХРОНИКА

### РОССИЙСКО-ИНДИЙСКОЕ НАУЧНОЕ СОТРУДНИЧЕСТВО

Индия и северо-запад России являются крупнейшими в мире территориями, на которых выходят на поверхность древнейшие (докембрийские) горные породы, т. е. именно здесь можно понять, что происходило на Земле через 1–1,5 млрд лет после ее образования. Таким образом, природа является естественной предпосылкой взаимного интереса друг к другу ученых-геологов наших стран. Институт геологии Карельского научного центра РАН имеет давние традиции научных контактов с индийскими коллегами. В конце прошлого века в Индии побывали исследователи С. И. Рыбаков и А. И. Голубев, в Карелии в геологических экскурсиях участвовали известные геологи-докембристы из Индии академик К. Наха, профессора Рао Баскар и Р. Сринивасан. Однако полномасштабные целенаправленные совместные научные исследования начались в 2010 году в рамках научного проекта «Эволюция земной коры Фенноскандинавского и Индостанского щитов: главные события, темпы роста и геодинамика», который реализовался в рамках совместной долгосрочной программы индийско-российского сотрудничества под эгидой Министерства науки и технологий Индии и Российской академии наук (Слабунов А. И. Международное сотрудничество // Труды КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 172–176). Руководителями и участниками этой работы были д. г.-м. н. А. И. Слабунов (ИГ КарНЦ РАН, Россия) и доктор Винод Сингх (Vinod Singh) из Бунделкхандского университета (г. Джанси, Индия). После успешного завершения в 2012 году данного проекта (главным его результатом

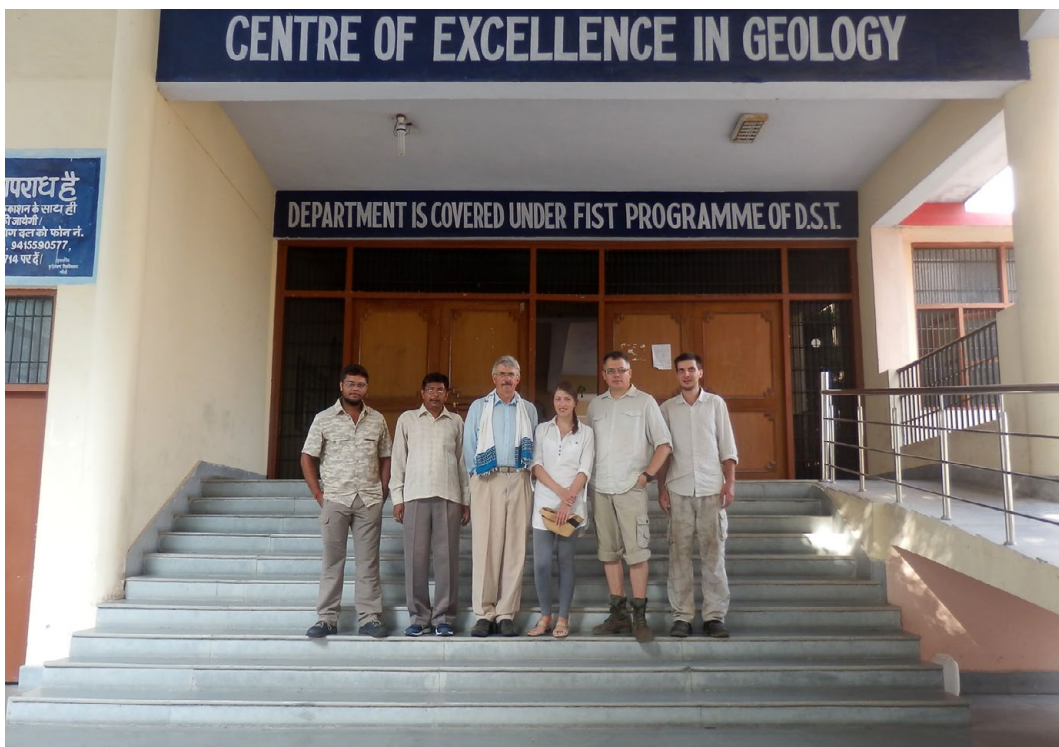
было открытие на Бунделкхандском кратоне зеленокаменных поясов, столь хорошо известных нам в Карелии) совместные российско-индийские контакты и работы продолжались. В частности, в 2015 году в Институте геологии КарНЦ РАН проходил стажировку молодой ученый из Индии Кумар Батук Джоши (Kumar Batuk Joshi). Под руководством А. И. Слабунова и при финансовой поддержке РФФИ он проводил сравнительный анализ санукитоидных комплексов Бунделкхандского и Карельского кратонов.

Важное событие в истории российско-индийских научных отношений произошло в 2015 году, когда состоялся визит в Бунделкхандский университет (г. Джанси, штат Мадхья-Прадеш, Индия) делегации Института геологии. Ее возглавлял директор института д. г.-м. н. В. В. Щипцов, в состав входили А. И. Слабунов и Г. Н. Соколов. Делегацию торжественно принимал ректор Бунделкхандского университета проф. Аванаш Пандей (Avinash C. Pandey) в сопровождении сотрудников университета. В ходе этого визита был подписан Меморандум о взаимовыгодном сотрудничестве между Бунделкхандским университетом и Институтом геологии КарНЦ РАН.

В 2017 году совместные российско-индийские исследования ранней Земли были беспрецедентными по количеству участников и объемам работ. Это стало возможным после получения в рамках российско-индийского конкурса гранта РФФИ на реализацию проекта «Петрология и геология архейских зеленокаменных комплексов Бунделкхандского



После подписания Меморандума о взаимовыгодном сотрудничестве между Бунделкхандским университетом и Институтом геологии КарНЦ РАН. 18 февраля 2015 г. Слева направо: Г. Н. Соколов, д. г.-м. н. А. И. Слабунов, доктор В. К. Сингх, д. г.-м. н. В. В. Щипцов, проф. Пандей, доктор С. П. Сингх, проф. Р. Стивастава



Знакомство с геологическим факультетом Бунделкхандского университета. Слева направо: аспирант С. Мишра, доктор В. Сингх, д. г.-м. н. А. И. Слабунов, З. П. Рыбникова, д. г.-м. н. С. А. Светов и М. А. Гоголев



О. С. Сибелев и С. Мишра в геологическом маршруте

(Индийский щит) и Карельского (Фенноскандинавский щит) кратонов как основа для геодинамических реконструкций ранней Земли» (рук. проекта д. г.-м. н. С. А. Светов). Partnerом с индийской стороны является команда, которую возглавляет доктор Винод Сингх. В 2017 году он работал в Институте геологии и выезжал на полевые исследования Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Сотрудники института (д. г.-м. н. С. А. Светов, д. г.-м. н. А. И. Слабунов, к. г.-м. н. Н. С. Нестерова, к. г.-м. н. О. С. Сибелев, молодые ученые З. П. Рыбникова и М. А. Гоголев) исследовали зеленокаменные пояса и гранитоиды

Бунделкхандского кратона. Работы проходили в два этапа в сентябре–октябре 2017 г. Главной задачей данного полевого сезона в Индии было создание детальных геологических карт зеленокаменных структур и уточнение геологического строения Бунделкхандского кратона, а также отбор проб для петрологических и геохронологических исследований пород зеленокаменных поясов. Эти совместные работы заложили фундамент предстоящих лабораторных исследований, которые, возможно, позволят найти ответы на вопросы о том, как была устроена наша планета 2–3 млрд лет назад, на заре своего существования.

## ЮБИЛЕИ И ДАТЫ

### НИКОЛАЙ ВЛАДИМИРОВИЧ ШАРОВ (к 75-летию со дня рождения)



Н. В. Шаров родился 25 мая 1943 года в д. Березник Холмогорского района Архангельской обл. Окончил электрофизический факультет ЛЭТИ в 1967 году по специальности «электроакустика и ультразвуковая техника». В период с 1967 по 1972 год работал в Институте геофизики Уральского научного центра АН СССР в должности младшего научного

сотрудника. 28 лет (1972–2000 гг.) был заведующим лабораторией региональной геологии в Геологическом институте КНЦ РАН, г. Апатиты Мурманской обл. С 2000 г. работает в Институте геологии КарНЦ РАН. В 1992 г. защитил докторскую диссертацию на тему «Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным» по специальности «геофизика». С 1996 г. – профессор ПетрГУ, заслуженный деятель науки РФ, академик РАЕН.

В 2014 году на страницах журнала «Труды Карельского научного центра РАН» (№ 1. С. 184–186) была опубликована статья о Николае Владимировиче. В настоящей публикации мы приведем наиболее знаменательные факты и события из жизни юбиляра только за истекшие пять лет.

В 2013 г. на территории Ботанического сада Петрозаводского госуниверситета по инициативе и под научным руководством Н. В. Шарова сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН, Полярного геофизического института КНЦ РАН, горно-геологического факультета ПетрГУ была открыта Геофизическая обсерватория, а в 2016 г. благодаря его активной деятельности создана новая сейсмическая станция «Паанаярви» в п. Пяозерский на территории визит-центра ФГУ «Национальный парк «Паанаярви» для оценки сейсмичности территории Карелии.

Издана монография юбиляра (в соавторстве с О. А. Есипко и И. В. Нероновой) «Геофизические исследования Онежской параметрической скважины». В коллективной монографии ОАО «НПЦ «Недра» и Института геологии КарНЦ РАН обобщены результаты интерпретации данных

геофизических исследований в Онежской параметрической скважине. Более широко представлены результаты комплексной интерпретации данных геофизических исследований как в самой скважине, так и в околоскважинном пространстве.

Издательством ПетрГУ опубликовано учебное пособие «Открытие и разведка Костомукшского железорудного месторождения» (отв. редактор и основной автор Н. В. Шаров). В настоящем издании приводится история поиска и открытия Костомукшского железорудного месторождения. Следом Н. В. Шаров представил общественности монографию, посвященную Костомукшскому рудному району, – «Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения)», созданную авторским коллективом (отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.). Спонсировало издание книги ОАО «Карельский окатыш».

В 2017 году Николаю Владимировичу был присужден грант РФФИ по конкурсу проектов по изданию научных трудов, являющихся результатом реализации научных проектов, поддержанных РФФИ (конкурс «д»). Средства полученного гранта пошли на издание научного труда «Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным». В монографии на основе анализа сейсмической информации разработаны современные представления о строении земной коры и верхней мантии Северной Европы. Построены сейсмогеологические модели земной коры отдельных геотектонических провинций, которые показывают, что кристаллическая кора является мозаично-блоковой средой. Проведено сопоставление данных по глубинному строению литосферы Фенноскандинавского щита с другими кристаллическими щитами.

В очередной раз талант Н. В. Шарова проявился при организации и проведении 22–24 мая 2017 г. в Петрозаводске Всероссийской конференции с международным участием «Глубинное строение и геодинамика Приладожья». Целью конференции явилось изучение связи глубинных геолого-геофизических и геодинамических процессов с поверхностными структурами.

Николай Владимирович координирует в Институте геологии КарНЦ РАН научное направление исследований «Неотектоника и сейсмичность северо-запада России». На основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся сейсмической информации, накопленной за прошедшие 35 лет, даны современные геолого-геофизические представления о глубинном

строении земной коры Ладужской протерозойской структуры. Построены томографические модели, уточнены представления о расслоенности земной коры, геометрии сейсмических границ. При сопоставлении и комплексной интерпретации временных разрезов ОГТ, многоволновых разрезов ГСЗ, МОВЗ и геологических данных выявлено, что результаты сейсмических методов заметно различаются, однако для геологической интерпретации важны данные всех методов, т. к. они подчеркивают различные особенности среды.

В 2014 году в рамках мероприятий фестиваля «Дни науки» для старшеклассников школ города Петрозаводска была организована школа рудознатцев. Организовал и провел это мероприятие Николай Владимирович Шаров. Школьники познакомились с горно-геологическим факультетом, прослушали лекцию «Геофизика. Современные достижения и проблемы», узнали об истории геологического образования в ПетрГУ.

Важным событием явился выход в свет книги «Емецкая земля»: часть 3 (под ред. Т. В. Мининой и Н. В. Шарова. Архангельск, 2014. 352 с.). Предисловие к книге написано Николаем Владимировичем. Было бы уместным вернуться к некоторым словам из предисловия: «Дорогой читатель! Мы рады представить вам третью часть издания «Емецкая земля». В определенном отношении книга эта является тематическим продолжением и развитием идей книг «Емчане» (2007, 2012), «Емецкая земля» (2009), «Емецкая земля: часть 2» (2012). Написана она емчанами, по своему происхождению которые сохранили внутреннюю связь со своим краем и пронесли ее сквозь время вплоть до сегодняшнего дня. Обращаясь к прошлому, к своей молодости, труднее всего совладать с соблазном привязать свои нынешние мысли к тогдашним, оказаться в результате прозорливее, чувствительнее к ударам времени, критичнее к происходящему – короче говоря, умнее, чем мы были на самом деле. Авторы старались избежать этого соблазна. Данное издание объединяет очерки непрофессиональных писателей, рассказывающих о достопримечательностях окрестностей старинного села Емецка, основанного в 1137 году, расположенного в Холмогорском районе Архангельской области. Жанр его не совсем обычен: скорее всего, это своеобразный путеводитель. Он знакомит с отдельными населенными пунктами (деревнями), судьбами их жителей и дает определенные ориентиры для самостоятельных поисков и раздумий». В этом заключается еще одна сторона многогранной деятельности Н. В. Шарова.

В 2016 году Николай Владимирович Шаров отмечен Благодарственным письмом Главы Республики Карелия за существенный вклад в фундаментальные и прикладные исследования сейсмического районирования Карело-Кольского региона.

Он является членом Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии России; Европейской сейсмологической комиссии (ESC); Совета деканов отделения геологии УМО классических

университетов России, секция «геофизика»; Ученого совета Института геологии КарНЦ РАН, а также редколлегии настоящей серии.

Желаем Николаю Владимировичу дальнейших успехов в его плодотворной исследовательской деятельности!

*Редколлегия серии «Геология докембрия»  
журнала «Труды Карельского  
научного центра РАН»*

## ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

(требования к работам, представляемым к публикации  
в «Трудах Карельского научного центра Российской академии наук»)

«Труды Карельского научного центра Российской академии наук» (далее – Труды КарНЦ РАН) публикуют результаты завершённых оригинальных исследований в различных областях современной науки: теоретические и обзорные статьи, сообщения, материалы о научных мероприятиях (симпозиумах, конференциях и др.), персоналии (юбилеи и даты, потери науки), статьи по истории науки. Представляемые работы должны содержать новые, ранее не публиковавшиеся данные.

Статьи проходят обязательное рецензирование. Решение о публикации принимается редакционной коллегией серии или тематического выпуска Трудов КарНЦ РАН после рецензирования, с учётом научной значимости и актуальности представленных материалов. Редакционные серии и отдельных выпусков Трудов КарНЦ РАН оставляют за собой право возвращать без регистрации рукописи, не отвечающие настоящим правилам.

При получении редакцией рукопись регистрируется (в случае выполнения авторами основных правил её оформления) и направляется на отзыв рецензентам. Отзыв состоит из ответов на типовые вопросы анкеты и может содержать дополнительные расширенные комментарии. Кроме того, рецензент может вносить замечания и правки в текст рукописи. Авторам высылаются электронная версия анкеты и комментарии рецензентов. Доработанный экземпляр автор должен вернуть в редакцию вместе с первоначальным экземпляром и ответом на все вопросы рецензента не позднее чем через месяц после получения рецензии. Перед опубликованием авторам высылаются распечатанная версия статьи, которая вычитывается, подписывается авторами и возвращается в редакцию.

Журнал имеет полноценную электронную версию на базе Open Journal System (OJS), позволяющую перевести предоставление и редактирование рукописи, общение автора с редколлегией серий и рецензентами в электронный формат и обеспечивающую прозрачность процесса рецензирования при сохранении анонимности рецензентов (<http://journals.krc.karelia.ru/>).

Редакционный совет журнала «Труды Карельского научного центра РАН» (Труды КарНЦ РАН) определил для себя в качестве одного из приоритетов полную открытость издания. Это означает, что пользователям на условиях свободного доступа разрешается: читать, скачивать, копировать, распространять, печатать, искать или находить полные тексты статей журнала по ссылке без предварительного разрешения от издателя и автора. Учредители журнала берут на себя все расходы по редакционно-издательской подготовке статей и их опубликованию.

Содержание номеров Трудов КарНЦ РАН, аннотации и полнотекстовые электронные варианты статей, а также другая полезная информация, включая настоящие Правила, доступны на сайтах – <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

Почтовый адрес редакции: 185000, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, КарНЦ РАН, редакция Трудов КарНЦ РАН. Телефон: (8142) 762018.

### ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

Статьи публикуются на русском или английском языке. Рукописи должны быть тщательно выверены и отредактированы авторами.

Объём рукописи (включая таблицы, список литературы, подписи к рисункам, рисунки) не должен превышать: для обзорных статей – 30 страниц, для оригинальных – 25, для сообщений – 15, для хроники и рецензий – 5–6. Объём рисунков не должен превышать 1/4 объёма статьи. Рукописи большего объёма (в исключительных случаях) принимаются при достаточном обосновании по согласованию с ответственным редактором.

При оформлении рукописи применяется полуторный межстрочный интервал, шрифт Times New Roman, кегль 12, выравнивание по обоим краям. Размер полей страницы – 2,5 см со всех сторон. Все страницы, включая список литературы и подписи к рисункам, должны иметь сплошную нумерацию в нижнем правом углу. Страницы с рисунками не нумеруются.

Рукописи подаются в электронном виде в формате MS Word на сайте <http://journals.krc.karelia.ru> либо на e-mail: [trudy@krc.karelia.ru](mailto:trudy@krc.karelia.ru), или же представляются в редакцию лично (г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, каб. 502). К рукописи желательно прилагать два бумажных экземпляра, напечатанных на одной стороне листа формата А4 в одну колонку.



## ОБЩИЙ ПОРЯДОК РАСПОЛОЖЕНИЯ ЧАСТЕЙ СТАТЬИ

Элементы статьи должны располагаться в следующем порядке: *УДК* курсивом на первой странице, в левом верхнем углу; заглавие статьи на русском языке заглавными буквами полужирным шрифтом; инициалы, фамилии всех авторов на русском языке полужирным шрифтом; полное название организации – места работы каждого автора в именительном падеже на русском языке курсивом (если авторов несколько и работают они в разных учреждениях, следует отметить арабскими цифрами соответствие фамилий авторов учреждениям, в которых они работают; если все авторы статьи работают в одном учреждении, можно не указывать место работы каждого автора отдельно); аннотация на русском языке; ключевые слова на русском языке; инициалы, фамилии всех авторов на английском языке полужирным шрифтом; название статьи на английском языке заглавными буквами полужирным шрифтом; аннотация на английском языке; ключевые слова на английском языке; текст статьи (статья экспериментального характера, как правило, должны иметь разделы: **Введение. Материалы и методы. Результаты и обсуждение. Выводы либо Заключение**); благодарности и указание источников финансирования выполненных исследований; списки литературы: с библиографическими описаниями на языке и алфавите оригинала (**Литература**) и транслитерированный в латиницу с переводом русскоязычных источников на английский язык (**References**); таблицы на русском и английском языках (на отдельных листах); рисунки (на отдельных листах); подписи к рисункам на русском и английском языках (на отдельном листе).

На отдельном листе дополнительные сведения об авторах: фамилии, имена, отчества всех авторов полностью на русском и английском языке; полный почтовый адрес каждой организации (страна, город) на русском и английском языке; должности, 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 в возможно полное представление о содержании статьи и иметь объем не менее 200 слов. Рукопись с недостаточно раскрывающей содержание аннотацией может быть отклонена.

Отдельной строкой приводится перечень КЛЮЧЕВЫХ СЛОВ (не менее 5). Ключевые слова или словосочетания отделяются друг от друга точкой с запятой, в конце фразы ставится точка. Слова, фигурирующие в заголовке статьи, ключевыми являться не могут.

Раздел «Материалы и методы» должен содержать сведения об объекте исследования с обязательным указанием латинских названий и сводок, по которым они приводятся, авторов классификаций и пр. Транскрипция географических названий должна соответствовать атласу последнего года издания. Единицы физических величин приводятся по Международной системе СИ. Желательна статистическая обработка всех количественных данных. Необходимо возможно точнее обозначать местонахождения (в идеале – с точным указанием географических координат).

Изложение результатов должно заключаться не в пересказе содержания таблиц и графиков, а в выявлении следующих из них закономерностей. Автор должен сравнить полученную им информацию с имеющейся в литературе и показать, в чем заключается ее новизна. Следует ссылаться на табличный и иллюстративный материал так: на рисунки, фотографии и таблицы в тексте (рис. 1, рис. 2, табл. 1, табл. 2 и т. д.), фотографии, помещаемые на вкладышах (рис. I, рис. II). Обсуждение завершается формулировкой в разделе «Заключение» основного вывода, которая должна содержать конкретный ответ на вопрос, поставленный во «Введении». Ссылки на литературу в тексте даются фамилиями, например: Карху, 1990 (один автор); Раменская, Андреева, 1982 (два автора); Крутов и др., 2008 (три автора или более) либо начальным словом описания источника, приведенного в списке литературы, и заключаются в квадратные скобки. При перечислении нескольких источников работы располагаются в хронологическом порядке, например: [Иванов, Топоров, 1965; Успенский, 1982; Erwin et al., 1989; Атлас..., 1994; Longman, 2001].

ТАБЛИЦЫ нумеруются в порядке упоминания их в тексте, каждая таблица имеет свой заголовок. Заголовки таблиц, заголовки и содержание столбцов, строк, а также примечания приводятся на русском и английском языках. На полях бумажного экземпляра рукописи (слева) карандашом указываются места расположения таблиц при первом упоминании их в тексте. Диаграммы и графики не должны дублировать таблицы. Материал таблиц должен быть понятен без дополнительного обращения к тексту. Все сокращения, использованные в таблице, поясняются в Примечании, расположенном под ней. При повторении цифр в столбцах нужно их повторять, при повторении слов – в столбцах ставить кавычки. Таблицы могут быть книжной или альбомной ориентации (при соблюдении вышеуказанных параметров страницы).

РИСУНКИ представляются отдельными файлами с расширением TIF (\* .TIF) или JPG. При первичной подаче материала в редакцию рисунки вставляются в общий текстовый файл. При сдаче материала, принятого в печать, все рисунки из текста статьи должны быть убраны и представлены в виде отдельных файлов в вышеуказанном формате. Графические материалы должны быть снабжены распечатками с указа-

\* Названия видов приводятся на латинском языке КУРСИВОМ, в скобках указываются высшие таксоны (семейства), к которым относятся объекты исследования.

\*\* Обращаем внимание авторов, что в связи с подготовкой журнала к включению в международные базы данных библиографических описаний и научного цитирования расширенная аннотация на английском языке, двуязычные таблицы и подписи к рисункам, а также транслитерированный в латиницу список использованной литературы приобретают особое значение.

нием желательного размера рисунка, пожеланий и требований к конкретным иллюстрациям. На каждый рисунок должна быть как минимум одна ссылка в тексте. Иллюстрации объектов, исследованных с помощью фотосъемки, микроскопа (оптического, электронного трансмиссионного и сканирующего), должны сопровождаться масштабными линейками, причем в подрисуночных подписях надо указать длину линейки. Приводить данные о кратности увеличения необязательно, поскольку при публикации рисунков размеры изменятся. Крупномасштабные карты желательно приводить с координатной сеткой, обозначениями населенных пунктов и/или названиями физико-географических объектов и разной фактурой для воды и суши. В углу карты желательна врезка с мелкомасштабной картой, где был бы указан участок, увеличенный в крупном масштабе в виде основной карты.

**ПОДПИСИ К РИСУНКАМ** приводятся на русском и английском языках, должны содержать достаточно полную информацию, для того чтобы приводимые данные могли быть понятны без обращения к тексту (если эта информация уже не дана в другой иллюстрации). Аббревиации расшифровываются в подрисуночных подписях, детали на рисунках следует обозначать цифрами или буквами, значение которых также приводится в подписях.

**ЛАТИНСКИЕ НАЗВАНИЯ.** В расширенных латинских названиях таксонов не ставится запятая между фамилией авторов и годом, чтобы была понятна разница между полным названием таксона и ссылкой на публикацию в списке литературы. Названия таксонов рода и вида печатаются курсивом. Вписывать латинские названия в текст от руки недопустимо. Для флористических, фаунистических и таксономических работ при первом упоминании в тексте и таблицах приводится русское название вида (если такое название имеется) и полностью – латинское, с автором и желательно с годом, например: водяной ослик (*Asellus aquaticus* (L. 1758)). В дальнейшем можно употреблять только русское название или сокращенное латинское без фамилии автора и года опубликования, например, для брюхоногого моллюска *Margarites groenlandicis* (Gmelin 1790) – *M. groenlandicus* или для подвида *M. g. umbilicalis*.

**СОКРАЩЕНИЯ.** Разрешаются лишь общепринятые сокращения – названия мер, физических, химических и математических величин и терминов и т. п. Все сокращения должны быть расшифрованы, за исключением небольшого числа общепотребительных.

**БЛАГОДАРНОСТИ.** В этой рубрике выражается признательность частным лицам, сотрудникам учреждений и фондам, оказавшим содействие в проведении исследований и подготовке статьи, а также указываются источники финансирования работы.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.** Пристатейные ссылки и/или списки пристатейной литературы следует оформлять по ГОСТ Р 7.0.5-2008. Библиографическая ссылка. Общие требования и правила составления ([http://www.bookchamber.ru/GOST\\_P\\_7.0.5.-2008](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<sup>1</sup>, М. И. Сысоева<sup>1</sup>, Г. Н. Алексейчук<sup>2</sup>, Е. Ф. Марковская<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт биологии Карельского научного центра РАН

<sup>2</sup>Институт экспериментальной ботаники НАН Республики Беларусь им. В. Ф. Купревича

Аннотация на русском языке

Ключевые слова: *Cucumis sativus* L.; кратковременное снижение температуры; устойчивость.

**E. G. Sherudilo, M. I. Sysoeva, G. N. Alekseichuk, E. F. Markovskaya. EFFECTS OF DIFFERENT REGIMES OF SEED HARDENING ON COLD RESISTANCE IN CUCUMBER PLANTS**

Аннотация на английском языке

Keywords: *Cucumis sativus* L.; temperature drop; resistance.

**ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ТАБЛИЦЫ**

Таблица 2. Ультраструктура клеток мезофилла листа в последствии 10-минутного охлаждения (2 °С) проростков или корней пшеницы

Table 2. Ultrastructure of leaf mesophyll cells after the exposure of wheat seedlings or roots to 10 min of chilling at 2 °C

Показатель Index	Контроль Control	Охлаждение проростков Seedling chilling	Охлаждение корней Root chilling
Площадь среза хлоропласта, мкм <sup>2</sup> Chloroplast cross-sectional area, μm <sup>2</sup>	10,0 ± 0,7	13,5 ± 1,1	12,7 ± 0,5
Площадь среза митохондрии, мкм <sup>2</sup> Mitochondria cross-sectional area, μm <sup>2</sup>	0,4 ± 0,03	0,5 ± 0,03	0,6 ± 0,04
Площадь среза пероксисомы, мкм <sup>2</sup> Peroxisome cross-sectional area, μm <sup>2</sup>	0,5 ± 0,1	0,5 ± 0,1	0,7 ± 0,1
Число хлоропластов на срезе клетки, шт. Number of chloroplasts in cell cross-section	9 ± 1	8 ± 1	10 ± 1
Число митохондрий на срезе клетки, шт. Number of mitochondria in cell cross-section	8 ± 1	8 ± 1	10 ± 1
Число пероксисом на срезе клетки, шт. Number of peroxisomes in cell cross-section	2 ± 0,3	2 ± 0,3	3 ± 0,4

Примечание. Здесь и в табл. 3: все параметры ультраструктуры измеряли через 24 ч после охлаждения.

Note. Here and in Tab. 3 all ultrastructure parameters were measured 24 h after chilling.

**ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ПОДПИСИ К РИСУНКУ**

Рис. 1. Северный точильщик (*Hadrobregmus confuses* Kraaz.)

Fig. 1. Woodboring beetle *Hadrobregmus confuses* Kraaz.

Рис. 5. Результаты изучения кристаллитов и демпферных зон в образце кварца из Дульдурги:

(а) – электронная микрофотография кварца; (б) – картина микродифракции, полученная для участка 1 в области кристаллитов; (в) – картина микродифракции, отвечающая участку 2 в области демпферных зон

Fig. 5. Results of the study of crystallites and damping zones in a quartz sample from Duldurga:

(а) – electron microphotograph of the quartz sample; (б) – microdiffraction image of site 1 in the crystallite area; (в) – microdiffraction image corresponding to site 2 in the damping area

**ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ СПИСКА ЛИТЕРАТУРЫ**

Ссылки на книги

Вольф Г. Н. Дисперсия оптического вращения и круговой дихроизм в органической химии / Ред. Г. Снатцке. М.: Мир, 1970. С. 348–350.

Патрушев Л. И. Экспрессия генов. М.: Наука, 2000. 830 с.

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques / Eds P. V. Sundaram, F. L. Eckstein. N. Y., San Francisco: Acad. Press, 1978. P. 169–188.

В транслитерированном списке литературы:

Vol'f G. N. Dispersiya opticheskogo vrashheniya i krugovoj dikhroizm v organicheskoy khimii [Optical rotatory dispersion and circular dichroism in Organic Chemistry]. Ed. G. Snattske. Moscow: Mir, 1970. P. 348–350.

Patrushev L. I. Ekspressiya genov [Gene expression]. Moscow: Nauka, 2000. 830 p.

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques. Eds P. V. Sundaram, F. L. Eckstein. N. Y., San Francisco: Acad. Press, 1978. P. 169–188.

Ссылки на статьи

Викторов Г. А. Межвидовая конкуренция и сосуществование экологических гомологов у паразитических перепончатокрылых // Журн. общ. биол. 1970. Т. 31, № 2. С. 247–255.

Grove D. J., Loisesides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri* // J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12, no. 4. P. 507–516.

Noctor G., Queval G., Mhamdi A., Chaouch A., Foyer C. H. Glutathione // Arabidopsis Book. American Society of plant Biologists, Rockville, MD. 2011. doi:10.1199/tab.0142

В транслитерированном списке литературы:

Viktorov G. A. Mezhhvidovaya konkurentsia i sosushhestvovanie ehkologicheskikh gomologov u paraziticheskikh pereponchatokrylykh [Interspecific competition and coexistence ecological homologues in parasitic Hymenoptera]. Zhurn. obshh. biol. [Biol. Bull. Reviews]. 1970. Vol. 31, no. 2. P. 247–255.

Grove D. J., Loisesides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri*. J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12, no. 4. P. 507–516.

Noctor G., Queval G., Mhamdi A., Chaouch A., Foyer C. H. Glutathione. Arabidopsis Book. American Society of plant Biologists, Rockville, MD. 2011. doi: 10.1199/tab.0142

Ссылки на материалы конференций

Марьинских Д. М. Разработка ландшафтного плана как необходимое условие устойчивого развития города (на примере Тюмени) // Экология ландшафта и планирование землепользования: тезисы докл. Всерос. конф. (Иркутск, 11–12 сент. 2000 г.). Новосибирск, 2000. С. 125–128.

В транслитерированном списке литературы:

Mar'inskikh D. M. Razrabotka landshaftnogo plana kak neobkhodimoe uslovie ustoichivogo razvitiya goroda (na primere Tyumeni) [Landscape planning as a necessary condition for sustainable development of a city (example of Tyumen)]. Ekologiya landshafta i planirovanie zemlepol'zovaniya: Tezisy dokl. Vseros. konf. (Irkutsk, 11–12 sent. 2000 g.) [Landscape ecology and land-use planning: abstracts of all-Russian conference (Irkutsk, Sept. 11–12, 2000)]. Novosibirsk, 2000. P. 125–128.

Ссылки на диссертации или авторефераты диссертаций

Шефтель Б. И. Экологические аспекты пространственно-временных межвидовых взаимоотношений землероек Средней Сибири: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1985. 23 с.

Лозовик П. А. Гидрогеохимические критерии состояния поверхностных вод гумидной зоны и их устойчивости к антропогенному воздействию: Дис. ... докт. хим. наук. Петрозаводск, 2006. 481 с.

В транслитерированном списке литературы:

Sheftel' B. I. Ekologicheskie aspekty prostranstvenno-vremennykh mezhhvidovykh vzaimootnoshenii zemlerоек Srednei Sibiri [Ecological aspects of spatio-temporal interspecies relations of shrews of Middle Siberia]: Summary of PhD (Cand. of Biol.) thesis. Moscow, 1985. 23 p.

Lozovik P. A. Gidrogeokhimicheskie kriterii sostoyaniya poverkhnostnykh vod gumidnoi zony i ikh ustoichivosti k antropogennomu vozdeistviyu [Hydrogeochemical criteria of the state of surface water in humid zone and their tolerance to anthropogenic impact]: DSc (Dr. of Chem.) thesis. Petrozavodsk, 2006. 481 p.

Ссылки на патенты

Патент РФ № 2000130511/28.04.12.2000.

Еськов Д. Н., Серегин А. Г. Оптико-электронный аппарат // Патент России № 2122745. 1998. Бюл. № 33.

В транслитерированном списке литературы:

Patent RF № 2000130511/28. 04. 12. 2000 [Russian patent No. 2000130511/28. December 4, 2000].

Es'kov D. N., Seregin A. G. Optiko-elektronnyi apparat [Optoelectronic apparatus]. Patent Rossii № 2122745 [Russian patent No. 2122745]. 1998. Bulletin No. 33.

Ссылки на архивные материалы

Гребенщиков Я. П. К небольшому курсу по библиографии: материалы и заметки, 26 февр. – 10 марта 1924 г. // ОР РНБ. Ф. 41. Ед. хр. 45. Л. 1–10.

В транслитерированном списке литературы:

Grebenshchikov Ya. P. K nebol'shomu kursu po bibliografii: materialy i zametki, 26 fevr. – 10 marta 1924 g. [Brief course on bibliography: the materials and notes, Febr. 26 – March 10, 1924]. OR RNB. F. 41. St. un. 45. L. 1–10.

Ссылки на интернет-ресурсы

Паринов С. И., Ляпунов В. М., Пузырев Р. Л. Система Соционет как платформа для разработки научных информационных ресурсов и онлайн-сервисов // Электрон. б-ки. 2003. Т. 6, вып. 1. URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (дата обращения: 25.12.2015).

Демография. Официальная статистика / Федеральная служба государственной статистики [Электронный ресурс]. URL: <http://www.gks.ru/> (дата обращения: 25.12.2015).

В транслитерированном списке литературы:

*Parinov S. I., Lyapunov V. M., Puzyrev R. L.* Sistema Sotsionet kak platforma dlya razrabotki nauchnykh informatsionnykh resursov i onlainovykh servisov [Socionet as a platform for development of scientific information resources and online services]. *Elektron. b-ki [Digital library]*. 2003. Vol. 6, iss. 1. URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (accessed: 25.11.2006).

*Demografija.* Oficial'naja statistika [Demography. Official statistics]. *Federal'naja sluzhba gosudarstvennoj statistiki [Federal state statistics service]*. URL: <http://www.gks.ru/> (accessed: 25.12.2015).

Ссылки на электронные ресурсы на CD-ROM

Государственная Дума, 1999–2003 [Электронный ресурс]: электронная энциклопедия / Аппарат Гос. Думы Федер. Собрания Рос. Федерации. М., 2004. 1 CD-ROM.

В транслитерированном списке литературы:

*Gosudarstvennaya Duma, 1999–2003* [State Duma, 1999–2003]. Electronic encyclopedia. The office of the State Duma of the Federal Assembly of the Russian Federation. Moscow, 2004. 1 CD-ROM.

## TABLE OF CONTENTS

V. V. Shchiptsov, V. I. Ivashchenko. MINERAL POTENTIAL OF ARCTIC KARELIA . . . . .	3
M. V. Mints, E. Yu. Sokolova, LADOGA Working Group. 3D MODEL OF THE DEEP STRUCTURE OF THE SVECOFENNIAN ACCRETIONARY OROGEN BASED ON DATA FROM CDP SEISMIC REFLECTION METHOD, MT SOUNDING AND DENSITY MODELING. . . . .	34
M. V. Mints. 3D MODEL OF THE DEEP STRUCTURE OF THE SVECOFENNIAN ACCRETIONARY OROGEN: A GEODYNAMIC INTERPRETATION . . . . .	62
Z. P. Rybnikova. DIFFERENTIATED MESOARCHEAN KOMATIITE LAVA FLOWS: MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, OUTFLOW AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS. . . . .	77
A. A. Zhamaletdinov, V. E. Kolesnikov, A. A. Skorohodov, A. N. Shevtsov, M. Yu. Nilov, P. A. Ryazantsev, N. V. Sharov, M. A. Birulja, I. A. Kiryakov. RESULTS OF ELECTRIC PROFILING USING DIRECT CURRENT IN COMBINATION WITH AMT SOUNDING ALONG THE PROFILE ACROSS THE LAKE LADOGA ANOMALY . . . . .	91
A. V. Bakaeva. MATRIX-SUPPORTED POLYMICTIC CONGLOMERATES OF THE NEOARCHEAN MOLASSOID BASIN OF THE KOIKARY DOMAIN: GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, SOURCES OF MATERIAL . . . . .	111
CHRONICLE	
Russian-Indian scientific cooperation . . . . .	122
DATES AND ANNIVERSARIES	
Nikolai V. Sharov (on the 75 <sup>th</sup> anniversary) . . . . .	125
INSTRUCTIONS FOR AUTHORS . . . . .	128



Научное издание

**Труды Карельского научного центра  
Российской академии наук  
№ 2, 2018**

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 26.02.2018. Дата выхода 28.02.2018. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 14,8. Усл. печ. л. 15,7.  
Тираж 200 экз. Заказ 475. Цена свободная

Учредитель и издатель: Карельский научный центр Российской академии наук  
185000, 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