

# Труды

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 1, 2014

[transactions.krc.karelia.ru](http://transactions.krc.karelia.ru)

## ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

### СОДЕРЖАНИЕ

- А. В. Степанова, А. В. Самсонов, А. Н. Ларионов.** ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЙ ЭПИЗОД МАГМАТИЗМА СРЕДНЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ В ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ: ДАННЫЕ ПО ДОЛЕРИТАМ ЗАОНЕЖЬЯ ..... 3
- Л. П. Свириденко.** ГРАНИТЫ РАПАКИВИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛИИ) ..... 17
- В. С. Куликов, В. В. Куликова.** КУОЛЯЯРВИНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ: НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ ..... 28
- В. И. Иващенко, А. И. Голубев, М. М. Ибрагимов, А. Е. Ромашкин.** ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕЕ ОРУДЕНЕНИЕ АРХЕЯ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ: ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ПЕРСПЕКТИВЫ ..... 39
- В. М. Тытык, П. В. Фролов.** МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЛОБАШ – КРУПНЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ОБЪЕКТ В РЕСПУБЛИКЕ КАРЕЛИЯ ..... 56
- Л. В. Кулешевич, А. В. Дмитриева.** ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО ДИОРИТ-ГРАНИТ-ПОРФИРОВОГО КОМПЛЕКСА ТАЛОВЕЙС (КОСТОМУКШСКАЯ СТРУКТУРА, КАРЕЛИЯ) ..... 63

- В. Н. Кожевников, В. А. Земцов.** ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ РУДНЫХ АМФИБОЛИТОВ МАССИВА ТРАВЯНАЯ ГУБА, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ ..... 76
- А. М. Ручьев, М. Ю. Нилов.** ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ «НОВЫЕ ПЕСКИ»: РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ И ИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ..... 90
- A. Soesoo, S. Hade.** BLACK SHALE OF ESTONIA: MOVING TOWARDS A FENNOSCANDIAN-BALTOSCANDIAN DATABASE ..... 103
- М. М. Филиппов.** РАМАНОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБОКО УГЛЕФИЦИРОВАННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА. Часть 1. ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ..... 115
- П. В. Медведев, С. А. Светов, А. И. Светова.** РЕЛИКТЫ ТЕРМОФИЛЬНОЙ ХЕМОЛИТОТРОФНОЙ МИКРОБИОТЫ В КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ АРХЕЙСКОГО ВОЗРАСТА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ) ..... 135
- Р. В. Садовничий, Н. Н. Рожкова.** МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД МАКСОВСКОЙ ЗАЛЕЖИ (ОНЕЖСКАЯ СТРУКТУРА) ..... 148

#### Краткие сообщения

- З. П. Рыбникова, С. А. Светов.** ГЕОХИМИЯ АКЦЕССОРНЫХ ХРОМИТОВ ИЗ МЕЗОАРХЕЙСКИХ КОМАТИИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ (НА ПРИМЕРЕ СОВДОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ) ..... 158

#### Хроника

- А. И. Голубев.** Научная конференция «Золото Фенноскандинавского щита» (1–5 октября 2013 г.) ..... 167
- Н. В. Шаров.** Геофизическая обсерватория «Петрозаводск» ..... 169

#### Юбилей и даты

- В. В. Щипцов.** Петр Алексеевич Борисов (к 135-летию со дня рождения) ..... 172
- А. В. Первунина.** Лината Петровна Свириденко (к 80-летию со дня рождения) ..... 175
- Олег Иванович Володичев (к 75-летию со дня рождения) ..... 179
- Николай Владимирович Шаров (к 70-летию со дня рождения) ..... 184
- Правила для авторов** ..... 187

Карельский научный центр  
Российской академии наук

# **ТРУДЫ**

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

№ 1, 2014

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск  
2014

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

Редакционный совет

А. М. АСХАБОВ, академик РАН, д. г.-м. н., проф.; В. Т. ВДОВИЦЫН, к. ф.-м. н., доцент; Т. ВИХАВАЙНЕН, доктор истории, проф.; А. В. ВОРОНИН, д. т. н., проф.; С. П. ГРИППА, к. г. н., доцент; Э. В. ИВАНТЕР, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; А. С. ИСАЕВ, академик РАН, д. б. н., проф.; В. Т. КАЛИННИКОВ, академик РАН, д. х. н., проф.; А. М. КРЫШЕНЬ (зам. главного редактора), д. б. н.; Е. В. КУДРЯШОВА, д. флс. н., проф.; В. В. МАЗАЛОВ, д. ф.-м. н., проф.; Ф. П. МИТРОФАНОВ, академик РАН, д. г.-м. н., проф.; И. И. МУЛЛОНЕН, д. фил. н., проф.; Н. Н. НЕМОВА, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; В. В. ОКРЕПИЛОВ, академик РАН, д. э. н.; О. Н. ПУГАЧЕВ, член-корр. РАН, д. б. н.; Ю. В. САВЕЛЬЕВ, д. э. н.; Д. А. СУБЕТТО, д. г. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, член-корр. РАН, д. г. н., проф.; В. В. ЩИПЦОВ, д. г.-м. н.

Editor-in-Chief  
A. F. TITOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.

Editorial Council

A. M. ASKHABOV, RAS Academician, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.), Prof.; S. P. GRIPPA, PhD (Geog.), Assistant Prof.; A. S. ISAEV, RAS Academician, DSc (Biol.), Prof.; E. V. IVANTER, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; V. T. KALINNIKOV, RAS Academician, DSc (Chem.), Prof.; A. M. KRYSHEN' (Deputy Editor-in-Chief), DSc (Biol.); E. V. KUDRYASHOVA, DSc (Phil.), Prof.; V. V. MAZALOV, DSc (Phys.-Math.), Prof.; F. P. MITROFANOV, RAS Academician, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; I. I. MULLONEN, DSc (Philol.), Prof.; N. N. NEMOVA, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; V. V. OKREPILOV, RAS Academician, DSc (Econ.); O. N. PUGACHYOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.); Yu. V. SAVELIEV, DSc (Econ.); V. V. SHCHIPTSOV, DSc (Geol.-Miner.); D. A. SUBETTO, DSc (Geog.); V. T. VDOVITSYN, PhD (Phys.-Math.), Assistant Prof.; T. VIHAVAINEN, PhD (Hist.), Prof.; A. V. VORONIN, DSc (Tech.), Prof.

Редакционная коллегия серии «Геология докембрия»

Ю. Л. ВОЙТЕХОВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; О. И. ВОЛОДИЧЕВ, д. г.-м. н.; А. Б. ВРЕВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; А. И. ГОЛУБЕВ, к. г.-м. н.; В. Н. КОЖЕВНИКОВ, д. г.-м. н.; В. С. КУЛИКОВ, д. г.-м. н.; А. В. ПЕРВУНИНА (ответственный секретарь), к. г.-м. н.; А. М. ПЫСТИН, д. г.-м. н., проф.; С. А. СВЕТОВ (зам. отв. редактора), д. г.-м. н.; 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.; Е. Ф. ШЕКА, д. ф.-м. н., проф.; А. А. ЩИПАНСКИЙ, д. г.-м. н.; В. В. ЩИПЦОВ (отв. редактор), д. г.-м. н.

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. N. KOZHEVNIKOV, DSc (Geol.-Miner.); V. S. KULIKOV, DSc (Geol.-Miner.); A. V. PERVUNINA (Executive Secretary), PhD (Geol.-Miner.); A. M. PYSTIN, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; N. V. SHAROV, DSc (Geol.-Miner.); A. A. SHCHIPANSKIY, DSc (Geol.-Miner.); V. V. SHCHIPTSOV (Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.); E. F. SHEKA, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. I. SLABUNOV, DSc (Geol.-Miner.); S. A. SVETOV (Deputy Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.); O. I. VOLODICHEV, DSc (Geol.-Miner.); Yu. L. VOYTEKHOVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. V. VREVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.

ISSN 1997-3217

Зав. редакцией А. И. Мокеева  
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>

УДК 552.3:552.11

## **ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЙ ЭПИЗОД МАГМАТИЗМА СРЕДНЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ В ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ: ДАННЫЕ ПО ДОЛЕРИТАМ ЗАОНЕЖЬЯ**

**А. В. Степанова<sup>1</sup>, А. В. Самсонов<sup>2</sup>, А. Н. Ларионов<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

<sup>2</sup>*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*

<sup>3</sup>*Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ*

В статье приведены результаты изучения палеопротерозойских интрузивных образований восточной части Заонежского полуострова – даны петрографическое описание пород и их геохимическая характеристика, представлены результаты U-Pb-датирования выделенных из них цирконов. Возраст кварцевых долеритов в восточной части Заонежского полуострова (участок Лебещина) составляет  $1956 \pm 5$  млн лет. Показано, что долериты имеют петрогеохимические аналоги в Онежской структуре и, возможно, фиксируют масштабный эпизод магматической активности. В сравнении с предшествовавшими магнезиальными базитами суйсария датированные долериты имели менее глубокие, выше поля стабильности граната, источники генерации первичных расплавов. Устанавливаемая для людиковийского времени последовательная смена сближенных во времени процессов плавления разноглубинных мантийных источников, возможно, является отражением единого геодинамического события.

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** Онежская палеопротерозойская структура, людиковий, цирконы, долериты.

**A. V. Stepanova, A. V. Samsonov, A. N. Larionov. THE FINAL EPISODE OF THE MIDDLE PROTEROZOIC MAGMATISM IN THE ONEGA STRUCTURE: DATA ON TRANS-ONEGA DOLERITES**

The results of the study of Paleoproterozoic intrusive rocks from the eastern Zaonezhsky Peninsula are reported. The petrographic and geochemical description of the rocks is presented and the results of the U-Pb dating of the zircons extracted from them are reported. The age of quartz dolerites from the eastern Zaonezhsky Peninsula (Lebeshchina area) is estimated at  $1956 \pm 5$  Ma. The dolerites were shown to be petrogeochemically similar to those of the Onega structure and are probably indicative of a large-scale episode of magmatic activity. The dolerites we dated had less deep sources of generation of the primary melts, above the stability field of garnet, than the preceding Mg-rich Suisari basic rocks. A succession of the processes of melting of the mantle sources that occurred at different depths and at quite close times has been established for the Ludicovian. It presumably reflects one geodynamic event.

**Key words:** Paleoproterozoic Onega structure, Ludicovian, zircons, dolerites.

## Введение

Палеопротерозойские базиты в Восточной Фенноскандии распространены ограниченно и представлены главным образом в роях мафических даек и реликтовых синклиналих структурах, наиболее крупной, хорошо сохранившейся и детально изученной из которых является Онежская палеопротерозойская структура [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011].

Онежская структура – это стратотипический объект для палеопротерозойских осадочных и вулканогенных комплексов. Здесь представлены образования сумийского (2,5–2,4 млрд лет), сариолийского (2,4–2,3 млрд лет), ятулийского (2,3–2,1 млрд лет), людииковского (2,1–1,92 млрд лет), калевийского (1,92–1,8 млрд лет) и вепсийского (1,8–1,7 млрд лет) надгоризонтов палеопротерозоя [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011] (рис. 1). Мафические магматические образования (вулканы и силлы) формируют существенный объем Онежской структуры и объединены в составе сумийско-

сариолийского, ятулийского, заонежского и суйсарского магматических комплексов [Голубев, Светов, 1983]. Принадлежность базитов к одному из обозначенных комплексов определяется на основании их согласного или субсогласного положения в осадочном разрезе одноименного горизонта (надгоризонта). Возраст вмещающих пород определяет нижнюю возрастную границу формирования силлов.

В составе людииковского (2,1–1,92 млрд лет) надгоризонта палеопротерозоя выделяется два горизонта – заонежский и суйсарский [Геология Карелии, 1987]. Положение границы горизонтов спорно и возраст ее не определен. Образования стратиграфически более молодого суйсарского горизонта, объединенные в составе **суйсарского пикрит-базальтового комплекса** [Куликов и др., 1999], к настоящему времени являются наиболее изученными базитами в пределах Онежской структуры. Вулканы и комагматичные им силлы характеризуются высокой магнезиальностью, высокими концентрациями Cr и Ni, присутствием в породах оливина. Эти особенности позволяют с

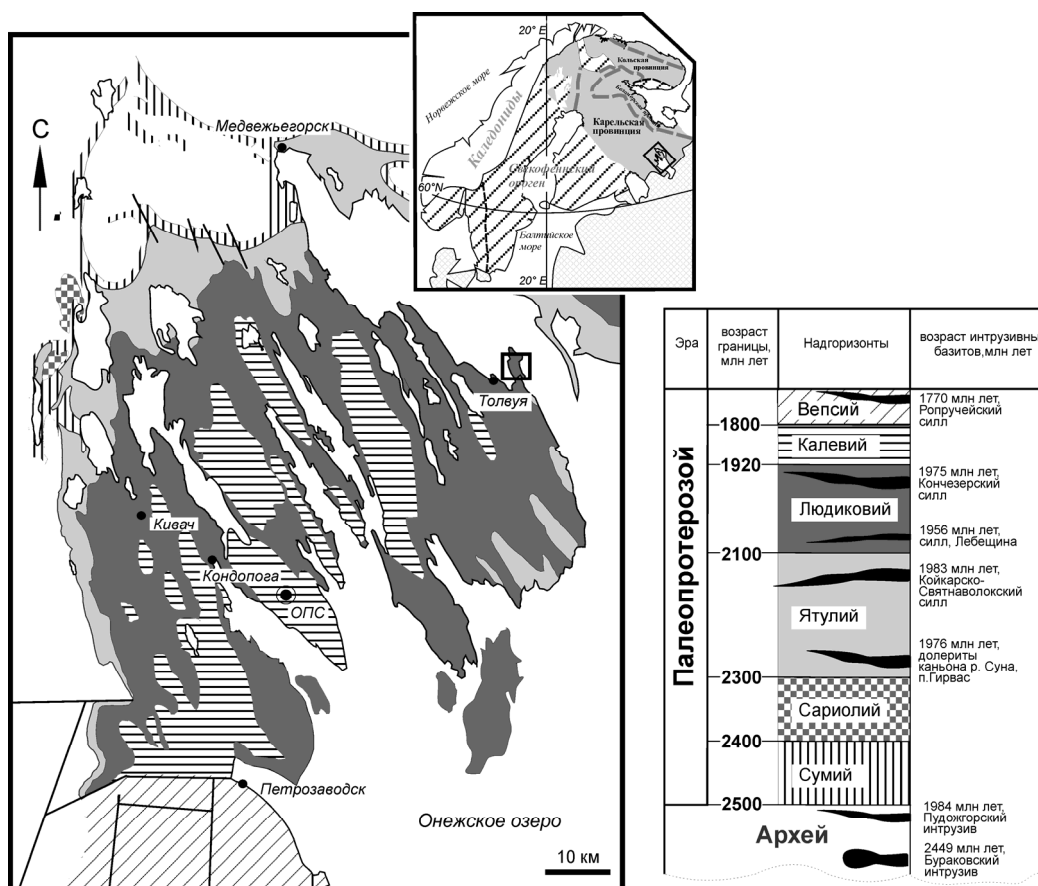


Рис. 1. Схема геологического строения Онежской структуры [Атлас текстур..., 2007]. Возраст и положение в разрезе палеопротерозойских интрузивных базитов по данным [Amelin et al., 1995, Puchtel et al., 1998; Филиппов и др., 2007]

достаточно высокой степенью уверенности отличать образования суйсарского комплекса от базитов заонежского и ятулийского магматических комплексов. Детально описан стратотип суйсарского комплекса, установлен изотопный возраст базитов ( $1975 \pm 24$  млн лет, Sm-Nd-минеральная изохрона [Puchtel et al., 1998]), определены геохимические и изотопные характеристики пород, проведена оценка условий мантийной магмогенерации и последующей эволюции исходных расплавов [Puchtel et al., 1998; Куликов и др., 1999]. Следует добавить, что близкие по возрасту к базитам суйсарского комплекса силлы долеритов фиксируются также среди осадков ятулийского надгоризонта [Puchtel et al., 1998] и в архейском гранитоидном комплексе фундамента Онежской структуры [Филиппов и др., 2007].

В противоположность суйсарским магматическим образованиям базиты заонежского горизонта, объединенные в **заонежский долерит-базальтовый комплекс** [Голубев, Светов, 1983], изучены недостаточно. Среди них выделяют две группы – вулканиты (базальтовый подкомплекс) и силлы долеритов (габбро-долеритовый подкомплекс). Принадлежность долеритов к заонежскому комплексу и нижняя возрастная граница ( $< 2,1$  млрд лет) определена на основании положения их среди осадочных пород заонежской свиты людиковия. Верхняя временная граница достоверно не определена, но геологически ограничена возрастом осадков калевия ( $< 1,92$  млрд лет), среди которых силлы пород основного состава не установлены.

Базиты заонежского магматического комплекса широко распространены в Онежской структуре. К ним относятся базальты Кондопожской, Уницкой и Леликовской вулканических зон и силлы долеритов, широко представленные в западном крыле Онежской структуры, Уницкой, Кондопожской зонах и Заонежском полуострове [Голубев, Светов, 1983]. Для пород заонежского магматического комплекса во многих случаях характерно преобразование в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Первичные плагиоклазы и пироксены замещены альбитом, актинолитом, хлоритом, эпидотом и биотитом. Рудные минералы лейкоксенизированы. Эти особенности минерального состава существенно усложняют проведение корреляций внутри комплекса. Кроме того, отсутствие первичных минералов в породах делает невозможным использование Sm-Nd-метода определения возраста. Субогласное положение тел в разрезе, отсутствие прямых геологических данных о возрасте пород и секущих соотношений между последовательно

выделяемыми в разрезе силлами (например, в районе оз. Мунозеро [Куликов, Куликова, 2008]) не позволяет определить последовательность формирования базитов и установить геологические ограничения возраста для долеритов заонежского комплекса.

Еще одна важная особенность образований заонежского комплекса – монотонность химического состава пород, которые классифицируются как умеренно-магнезиальные, умеренно- и высокожелезистые, умеренно- и высокотитанистые базиты толеитовой серии преимущественно нормального ряда щелочности. Состав базитов заонежского комплекса выдержан по площади. Относительно маломощные тела дифференцированы слабо. Дополнительные сложности при изучении базитов заонежского комплекса создает сходство их составов с умеренно-магнезиальными и железистыми лавами и силлами ятулийского комплекса и близкая степень метаморфических преобразований. Это, при практически полном отсутствии геохронологических данных, послужило причиной того, что на карте Онежской структуры [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011] ятулийские и людиковийские магматические образования не разделены.

Среди интрузивных образований заонежского комплекса к настоящему времени наиболее детально изучены образования района оз. Мунозеро – заповедник «Кивач» [Куликов, Куликова, 2008], где среди осадочных, в том числе шунгитовых, пород заонежской свиты людиковия в разрезе выделено девять силлов. На основании особенностей химического и минерального состава силлы объединены в три группы – высокомагнезиальную (предположительно, имеющую суйсарский возраст), высокожелезистую и глиноземистую.

В разрезе Онежской параметрической скважины базиты заонежского магматического комплекса установлены в интервале глубин 654–1900 м и залегают ниже вулканитов суйсарского горизонта [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. По геохимическим характеристикам они аналогичны силлам района оз. Мунозеро и других районов Онежской структуры. Среди них выделяются низко-, умеренно- и высоко-Ti базиты толеитовой серии. Породы частично сохраняют реликты первичных магматических минералов – клинопироксенов и плагиоклазов [Там же].

Силлы базитов Заонежского полуострова, которые при отсутствии прямых геохронологических данных о возрасте осадочных пород заонежской свиты могли бы служить геохронологическими реперами при оценке времени

осадконакопления, остаются недостаточно изученными. Результаты датирования цирконов из базитов Заонежья, опубликованные в монографии «Онежская палеопротерозойская структура» [2011], с одной стороны, весьма противоречивы и включают широкий спектр возрастов – от 130 до 2890 млн лет, значительная часть которых не имеет геологического смысла, а с другой стороны, не дают представления о том, где, из пород с какими минералого-петрографическими и геохимическими характеристиками были отобраны датированные образцы. Последнее не только существенно осложняет интерпретацию опубликованных данных, но и исключает их использование при проведении региональных корреляций.

На протяжении последних нескольких лет нами было проведено геохимическое и геохронологическое опробование базитов в западной, центральной и восточной частях Заонежского полуострова. В данной работе, цель которой – дать информацию о возрасте, минералого-петрографических и геохимических особенностях изученных базитов, приведены результаты изучения долеритов в восточной части Заонежского полуострова (район д. Лебещина) (рис. 1, 2).

### Методика исследований

Образцы для геохимических исследований были отобраны вкострости тела долеритов (см. рис. 2). Это позволило охарактери-

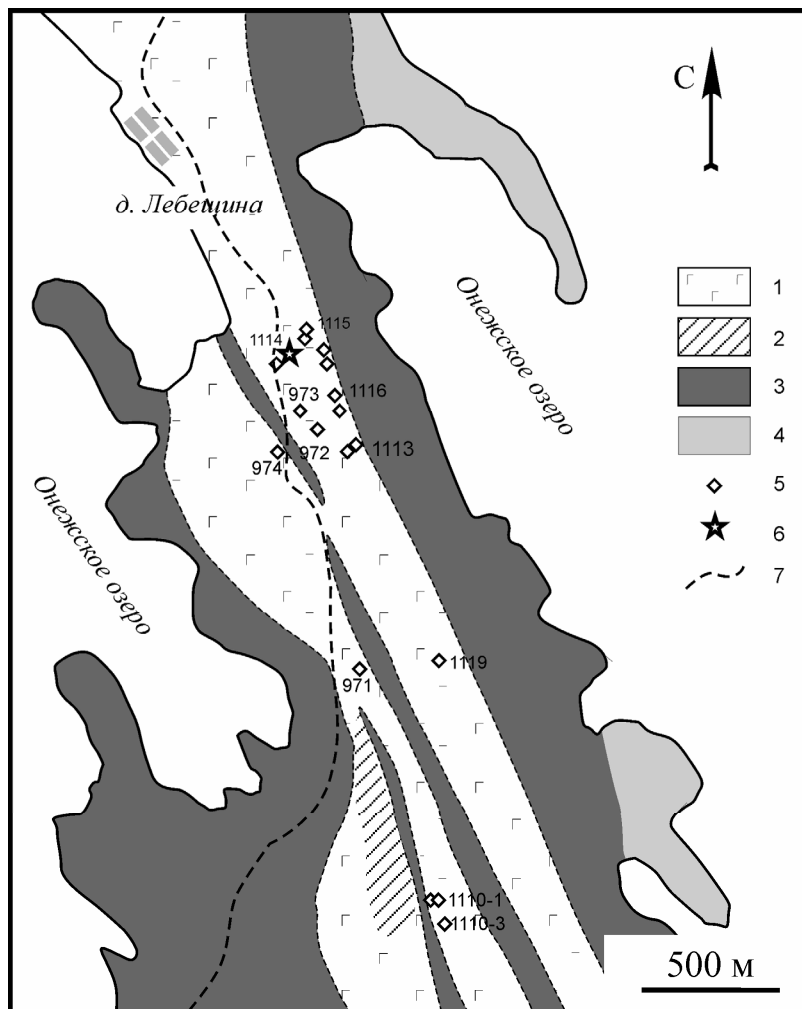


Рис. 2. Схема геологического строения восточной части Толвуйской синклинали [Полещук, 2007, с упрощениями]:

1 – долериты; 2 – зона развития шунгит-базальтовых брекчий; 3 – вулканогенные и осадочные образования заонежской свиты людиковийского надгоризонта; 4 – карбонатные породы ятулийского (заонежского?) надгоризонта; 5 – точки опробования долеритов; 6 – место отбора геохронологической пробы (62°31,467' с. ш., 35°21,236' в. д.); 7 – автомобильная дорога

зовать латеральные неоднородности и процессы внутрикамерной дифференциации.

Зеленосланцевый метаморфизм, повсеместно проявленный в базитах Заонежского полуострова, обуславливает невозможность использования каких-либо других методов определения времени магматической кристаллизации пород, кроме U-Pb-датирования цирконов из относительно крупнозернистых разновидностей. Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике [Larionov et al., 2004; Williams, 1998]. Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 [Wiedenbeck и др., 1995] и Temora [Black и др., 2003] в оксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~100 А слоем 99,999 % золота. Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической микроскопии и катодOLUMИНЕСЦЕНЦИИ. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 [Ludwig, 2005a, б], при использовании констант распада, предложенных [Steiger, Jäger, 1977]. Поправка на нерадиоогенный свинец, по модели [Stacey, Kramers, 1975], введена с применением измеренного  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

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

Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на приборе Thermo Scientific X Series 2 в ИГ КарНЦ РАН. Разложение образцов пород проводилось путем кислотного вскрытия в открытой системе. Пределы обнаружения для PЗЭ, Hf, Ta, Th, U составляли 0,02–0,03 ppm, для Nb, Be, Co – 0,03–0,05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0,1 ppm, для Zr – 0,2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0,3 ppm, для Cu,

Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов GSP-2, BHVO-2, СГД-1А, СТ-1а. Относительное стандартное отклонение для всех элементов не превышало 0,3 при измерении содержания этих элементов до 5\*ПО и не превышало 0,15 при измерении содержания >5\*ПО.

## Геология и петрография

Изученный объект расположен в восточной части Онежской структуры в северо-восточном окончании Заонежского полуострова в восточном крыле Толвуйской синклинали (см. рис. 1, 2). В ходе предшествовавших работ установлено, что здесь обнажается силл долеритов, прослеженный в СЗ направлении (340°) на расстоянии более 10 км [Полещук, 2007 и ссылки в этой работе]. Силл субсогласно залегает среди образований заонежской свиты людиковия, а потому рассматривается исследователями как компонент габбро-долеритового подкомплекса заонежской свиты людиковия. Изученный фрагмент силла располагается к северу от многократно описанного в литературе объекта Лебещина [Бискэ и др., 2004; Полещук, 2007; Хейсканен, Рычанчик, 1998] и территориально совпадает с участком Северная Лебещина [Филиппов и др., 2003].

В пределах участка восточный контакт тела имеет общее СЗ простирание. К востоку от тела долеритов обнажаются тонкослоистые туфоалевролиты. Непосредственный контакт с осадочными породами наблюдался в обн. 1113 (см. рис. 2) и прослежен в нескольких точках далее на юг. Контакт имеет субсогласный со слоистостью вмещающих туфоалевролитов характер, простирание 340° и погружается на ЮЗ под углом 20°. Тонкослоистые алевролиты установлены также в виде узкой полосы простирания 330° видимой мощностью до 30 м, разделяющей тело долеритов на два субпараллельных фрагмента (см. рис. 2). Непосредственный контакт долеритов с залегающими к западу от них осадками не наблюдался.

Долериты прослежены в ЮВ направлении на расстоянии около 2,5 км. Максимальная видимая мощность тела составляет около 300 м. Если полагать, что наблюдаемая в обн. 1113 ориентировка контакта отражает его действительное положение, то истинная мощность силла составляет около 120 м, восточный контакт тела отвечает его подошвенной части, западный – кровельной. Западная часть тела обнажена значительно хуже восточной, и его западная граница проведена условно.

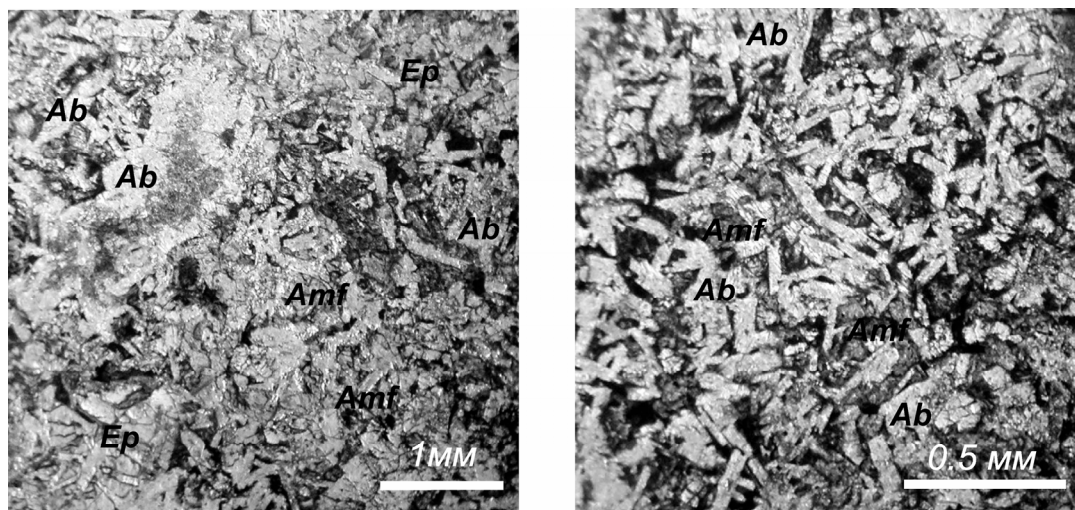


Рис. 3. Фотографии шлифов долеритов из центральной части силла (обр. 1114-1) в проходящем свете

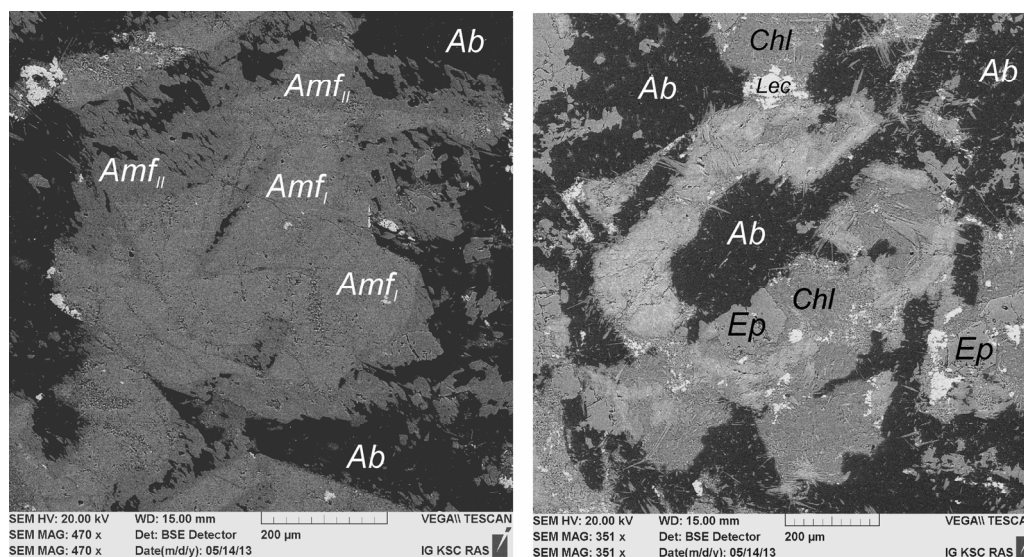


Рис. 4. Характер вторичных изменений в долеритах.  $Amf_I$  – реликты Са-амфиболов,  $Amf_{II}$  – актинолит, замещающий  $Amf_I$ . Chl – хлорит, Ab – альбит, Ep – эпидот, Lec – лейкоксен

В пределах участка (см. рис. 2) силла долеритов имеет простое внутреннее строение. В восточном контакте с туфоалевролитами обнажаются тонкозернистые массивные афировые долериты, сохраняющие реликты офитовых структур, которые по мере удаления от контакта сменяются мелкозернистыми массивными породами. Долериты в приконтактной части тела частично сохраняют реликты офитовых структур, но плагиоклазы в них представлены альбитом, клинопироксены псевдоморфно замещены амфиболом, рудные минералы – лейкоксеном. Количество сульфидов, среди которых преобладает пирит, а также присутствуют халькопирит и галенит, в породах составляет не более 3 %. Среди поздних метаморфических минералов следует отметить актинолит,

хлорит, формирующий сплошные массы, и эпидот (рис. 3, 4).

В центральной части тела существенно преобладают мелко- и среднезернистые долериты, которые местами имеют шлирово-такситовые текстуры, содержат участки крупнозернистых пород и единичные мелкие (до 30 см) шилы габбро-пегматитов. Пегматоидные обособления в долеритах установлены в обн. 1114 и южнее (обн. 1110, 1119). Среди пород центральной части тела следует отметить среднезернистые лейкократовые долериты (обр. 971-1), существенно обогащенные плагиоклазом относительно других разновидностей пород в пределах тела.

Характерная особенность минерального состава изученных долеритов – присутствие кварца во всех разновидностях пород, установлен-

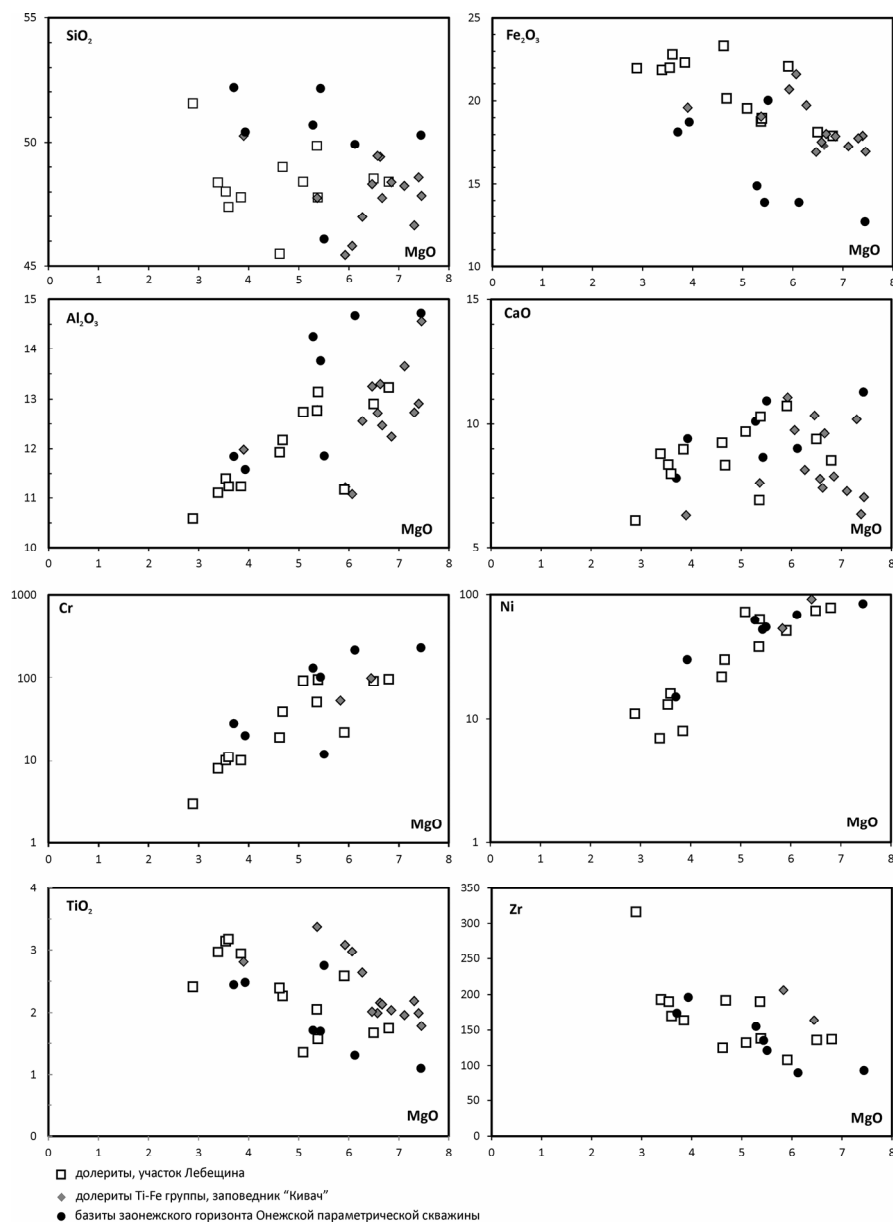


Рис. 5. Вариации содержания главных и рассеянных элементов в долеритах Лебещины, титан-железистых долеритах района оз. Мунозеро – Кивач [Куликов, Куликова, 2008], в базитах заонежского горизонта в Онежской параметрической скважине [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]

ных в пределах тела. При этом в породах зоны закалки и в краевой части тела мелкие единичные зерна кварца установлены в интерстициях зерен плагиоклаза. В среднезернистых долеритах помимо довольно крупных зерен кварца в интерстициях лейст плагиоклаза установлен также гранофир.

Таким образом, изученные долериты сохраняют морфологические и структурные признаки интрузивных тел. В них отсутствуют первичные магматические минералы, а вторичные метаморфические представлены амфиболом (актинолитового ряда), хлоритом, биотитом,

эпидотом, альбитом, т. е. минеральным парагенезисом, типичным для зеленосланцевой фации метаморфизма.

### Геохимическая характеристика пород

Химический состав пород приведен в таблице 1. Изученные долериты относятся к базитам толеитовой серии. Содержание  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  в них не превышает 4 мас. %. Значения содержания  $\text{SiO}_2$  варьируют от 44,8 до 51,5 мас. %,  $\text{MgO}$  – от 2,89 до 6,8 мас. %,  $\text{TiO}_2$  – от 1,36 до 3,18 мас. % (табл. 1, рис. 5). Магнезиальность пород

( $Mg\# = MgO / (MgO + FeO^{tot})$ ) варьирует от 0,15 до 0,30. Характерная особенность долеритов – высокое содержание  $Fe_2O_3^{tot}$  – от 17,9 до 23,3 мас. %.

В пределах участка были опробованы базиты зоны закалки и центральных частей тела, в том числе крупнозернистые долериты такситовой структуры. В зоне закалки в восточном контакте силла развиты породы основного состава с умеренным содержанием  $MgO$  (6,5–6,8 мас. %) и  $TiO_2$  (1,7 мас. %), высоким содержанием  $Fe_2O_3$  (18 мас. %). Они характеризуются максимальным содержанием  $Cr$  (97 ppm),  $Ni$  (78 ppm), минимальными концентрациями  $Zr$ ,  $Nb$ , LILE и REE (рис. 6). К центру тела, в крупнозернистых разновидностях, увеличивается содержание  $TiO_2$  (до

3,18 %),  $Fe_2O_3$  (до 23 %), резко падают концентрации  $Cr$  (до 8 ppm) и  $Ni$  (до 7 ppm) (см. рис. 5). Концентрации несовместимых элементов закономерно увеличиваются от краевой части к центру тела, достигая максимума в габбро-пегматитах и лейкократовых долеритах, которые характеризуются максимальными концентрациями несовместимых элементов (см. рис. 6) и практически полным отсутствием совместимых элементов (см. рис. 5, табл. 1).

Для долеритов характерно слабо дифференцированное распределение тяжелых REE ( $(Gd/Yb)_n = 1,1-1,4$ ), умеренное обогащение LREE ( $(La/Sm)_n = 1,3-1,6$ ), деплетированность  $Nb$  на мультиэлементных диаграммах ( $Nb/Nb^* = 0,56-0,76$ ) (см. рис. 6).

Таблица 1. Химический состав долеритов, участок Лебещина

	1110/1	1110/2	1113/1	1113/3	1114/1	1114/2	1114/3	1115/1
	м/з долерит	м/з долерит	т/з долерит	м/з долерит	кр/з долерит	кр/з долерит	м/з долерит	м/з долерит
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49,0	47,8	49,9	48,4	48,4	48,0	47,4	44,8
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,27	2,94	2,05	1,75	2,97	3,14	3,18	2,58
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,2	11,2	12,8	13,2	11,1	11,4	11,2	11,2
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20,1	22,3	18,8	17,9	21,9	22,0	22,8	22,1
<b>MnO</b>	0,270	0,295	0,261	0,252	0,287	0,267	0,294	0,244
<b>MgO</b>	4,68	3,85	5,36	6,80	3,39	3,54	3,60	5,91
<b>CaO</b>	8,34	8,98	6,91	8,53	8,81	8,37	8,00	10,74
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,30	1,78	2,53	2,20	1,55	1,63	1,81	1,37
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,585	0,566	1,21	0,725	1,39	1,37	1,41	0,939
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,246	0,247	0,267	0,184	0,257	0,246	0,246	0,163
<b>LOI</b>	2,30	2,53	2,04	1,74	2,40	2,19	2,29	0,06
<b>Cr</b>	39	10	51	97	8	10	11	22
<b>V</b>	476	280	429	357	95	95	144	927
<b>Co</b>	43	36	41	41	32	40	46	42
<b>Ni</b>	30	8	38	78	7	13	16	51
<b>Cu</b>	369	430	281	257	310	235	249	507
<b>Zn</b>	127	167	156	121	129	122	140	123
<b>Rb</b>	17,5	17,2	34,0	14,8	39,3	37,3	38,1	24,9
<b>Sr</b>	131	98,4	82,1	136	126	103	74,0	107
<b>Y</b>	48,6	45,2	46,1	35,0	48,9	47,3	45,1	30,8
<b>Zr</b>	192	164	190	137	193	190	170	108
<b>Nb</b>	11,4	11,0	10,8	8,02	11,2	12,1	11,3	6,66
<b>Ba</b>	212	129	331	289	82	94	108	126
<b>La</b>	15,4	13,7	14,8	11,0	15,7	15,2	13,6	8,76
<b>Ce</b>	33,9	30,2	33,3	24,1	34,4	33,1	29,8	19,3
<b>Pr</b>	4,62	4,10	4,51	3,29	4,65	4,46	4,08	2,66
<b>Nd</b>	21,1	19,1	20,8	15,2	21,6	20,4	19,1	12,7
<b>Sm</b>	6,83	6,27	6,72	5,10	6,82	6,43	6,14	4,26
<b>Eu</b>	2,20	2,11	2,04	1,66	2,31	2,22	2,27	1,37
<b>Gd</b>	7,35	6,79	6,98	5,26	7,42	7,00	6,65	4,61
<b>Tb</b>	1,25	1,18	1,19	0,90	1,27	1,20	1,16	0,814
<b>Dy</b>	8,95	8,36	8,41	6,40	8,99	8,61	8,20	5,72
<b>Ho</b>	1,84	1,76	1,77	1,36	1,86	1,83	1,73	1,20
<b>Er</b>	5,36	5,06	5,13	3,89	5,50	5,26	5,03	3,49
<b>Tm</b>	0,734	0,709	0,716	0,544	0,760	0,731	0,709	0,486
<b>Yb</b>	5,06	4,72	4,96	3,64	5,20	5,02	4,80	3,29
<b>Lu</b>	0,680	0,616	0,684	0,490	0,698	0,662	0,652	0,439
<b>Hf</b>	4,80	4,22	5,13	3,33	4,90	5,06	4,42	2,60
<b>Ta</b>	1,75	1,67	1,66	1,25	1,78	1,86	1,80	1,07
<b>Pb</b>	2,03	3,85	3,03	2,10	2,87	3,17	2,22	1,76
<b>Th</b>	2,40	2,13	2,39	1,70	2,53	2,46	2,13	1,30
<b>U</b>	0,414	0,353	0,551	0,299	0,450	0,418	0,371	0,223
Nb/Nb*	0,67	0,74	0,66	0,67	0,65	0,72	0,76	0,71
(La/Sm) <sub>n</sub>	1,4	1,4	1,4	1,3	1,4	1,5	1,4	1,3
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1,2	1,2	1,1	1,2	1,2	1,1	1,1	1,1

Окончание табл. 1

	1116/1	971-1	972-1	973-1	974-1
	м/з долерит	лейко- долерит	долерит	долерит	долерит
SiO <sub>2</sub>	48,5	51,5	47,8	45,5	48,4
TiO <sub>2</sub>	1,67	2,41	1,57	2,39	1,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,9	10,6	13,1	11,9	12,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>tot</sup>	18,1	22,0	19,0	23,3	19,5
MnO	0,242	0,296	0,219	0,249	0,240
MgO	6,50	2,89	5,38	4,62	5,09
CaO	9,39	6,10	10,30	9,25	9,69
Na <sub>2</sub> O	1,63	2,57	1,94	1,99	1,88
K <sub>2</sub> O	0,778	1,24	0,517	0,585	0,834
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,205	0,384	0,195	0,166	0,200
LOI	0,03	2,72	1,86	1,77	1,72
Cr	92	3	96	19	93
V	330	103	361	518	303
Co	43	45	49	61	45
Ni	74	11	63	22	72
Cu	246	179	246	378	221
Zn	117	198	107	132	109
Rb	18,7	33,4	12,8	11,9	18,6
Sr	117	70,0	119	88,2	120
Y	34,8	52,0	25,9	25,3	26,3
Zr	136	316	138	125	132
Nb	8,28	15,0	6,83	5,78	6,31
Ba	131	263	187	76,2	231
La	12,2	23,9	10,8	9,88	10,7
Ce	26,2	49,0	21,8	20,1	21,6
Pr	3,87	7,24	3,25	3,06	3,26
Nd	16,5	31,6	14,3	13,5	14,5
Sm	4,83	9,11	4,26	4,07	4,25
Eu	1,54	2,60	1,43	1,39	1,38
Gd	5,48	10,9	5,29	5,02	5,36
Tb	1,01	1,79	0,884	0,856	0,904
Dy	6,34	11,2	5,63	5,48	5,68
Ho	1,31	2,32	1,18	1,14	1,18
Er	3,87	6,70	3,43	3,36	3,47
Tm	0,526	0,920	0,472	0,468	0,472
Yb	3,55	5,84	3,08	3,01	3,04
Lu	0,475	0,796	0,420	0,408	0,416
Hf	2,98	9,34	3,72	3,48	3,59
Ta	1,04	1,43	0,68	0,58	0,62
Pb	2,06	5,13	2,96	2,33	2,41
Th	1,67	3,74	1,63	1,38	1,56
U	0,239	0,700	0,372	0,272	0,304
Nb/Nb*	0,66	0,57	0,59	0,57	0,56
(La/Sm) <sub>n</sub>	1,6	1,6	1,6	1,5	1,6
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1,2	1,5	1,4	1,3	1,4

Примечание. Концентрации элементов, выделенных курсивом, измерены методом XRF. В отношениях (La/Sm)<sub>n</sub>, (Gd/Yb)<sub>n</sub> концентрации элементов нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995],  $Nb/Nb^* = Nb_{PM}/(Th_{PM} * La_{PM})^{1/2}$

### U-Pb-изотопные исследования

Образец 1114-2 весом около 3 кг, из которого были выделены цирконы, отобран из шпиро-видного обособления крупнозернистых кварцевых долеритов размером около 30 см. Из образца выделено 20 прозрачных и полупрозрачных удлиненно-призматических зерен циркона и их обломков размером от 50 до 250 мкм.

Внутреннее строение зерен циркона характеризуется весьма слабо проявленной магматической зональностью, наличием большого количества включений, высокой трещиноватостью и низкой интенсивностью люминесценции (рис. 7, 8).

Включения в цирконах установлены как по периферии, так и в центральных частях зерен, имеют размер до 100 мкм по удлинению и сложены преимущественно кварцем, биотитом и амфиболом (см. рис. 7). Установлены также единичные зерна апатита. Минеральная ассоциация включений в цирконах близка к наблюдаемой в породах. Возможно, высокая степень трещиноватости цирконов, «открытость» их включений для метаморфических флюидов обусловила равную степень метаморфических преобразований пород и включений в цирконах. Цирконы характеризуются довольно высокой степенью метамиктности, но процессы изменений затрагивают преимущественно краевые части зерен и участки вдоль трещин (см. рис. 7). Вопрос о метаморфическом или магматическом парагенезисе включений остается открытым, амфибол-биотит-кварцевая минеральная ассоциация может кристаллизоваться и из интерстиционного остаточного расплава долеритов.

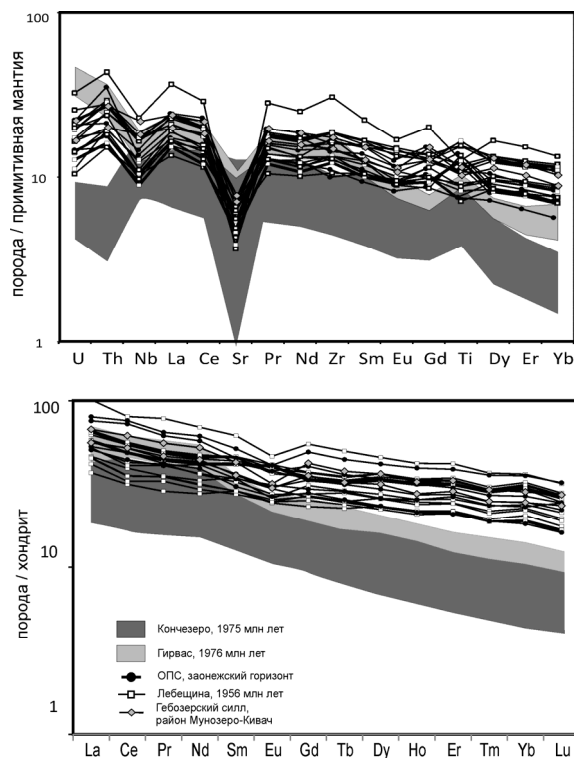


Рис. 6. Содержание рассеянных и редкоземельных элементов в долеритах Лебещины и базитах занежского горизонта в Онежской параметрической скважине [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011], габброидах Кончезерского силла и долеритах района п. Гирвас [Puchtel et al., 1998, авторские данные]. А – нормирование по примитивной мантии [Wedepohl, Hartmann, 1994], Б – нормирование по хондриту [McDonough, Sun, 1995]

U-Pb-изотопные анализы были выполнены SIMS-методом на SHRIMP-II для девяти наиболее

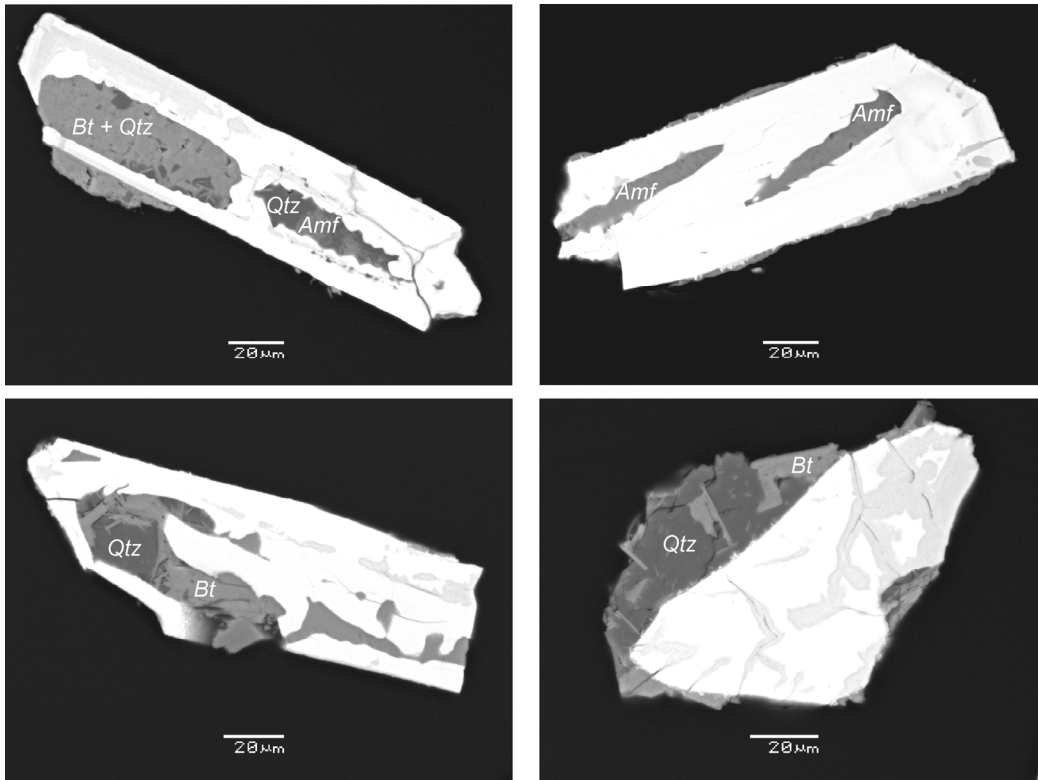


Рис. 7. Фотографии цирконов из долеритов в обратно-отраженных электронах (BSE). Белое – циркон, светло-серое – метамиктный циркон, Qtz – кварц, Bt – биотит, Amf – амфибол

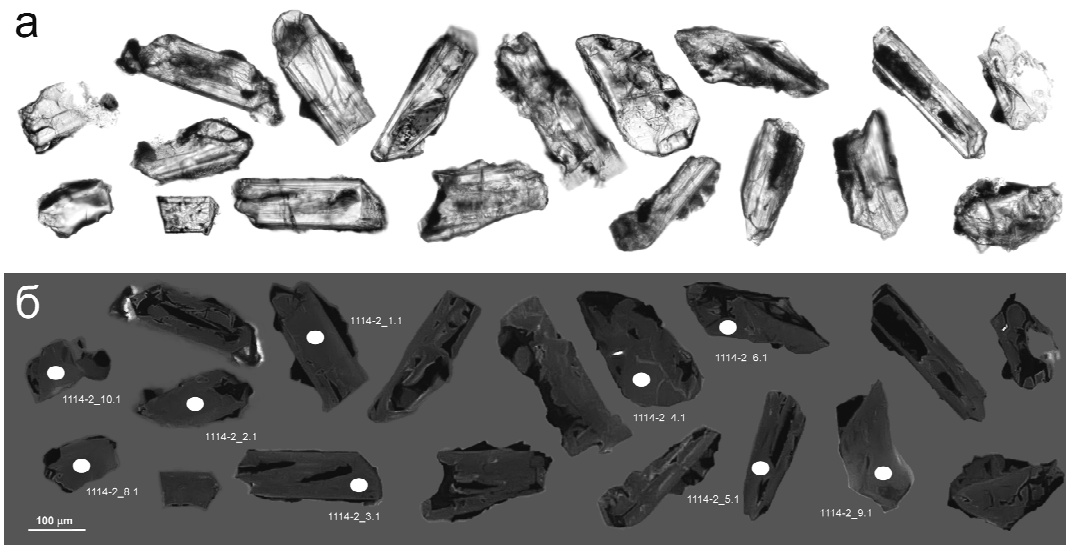


Рис. 8. Фотографии цирконов, выделенных из долеритов (обр. 1114-2) в проходящем свете (а) и катодлюминесценции (б), и точки анализа (см. табл. 2)

лее представительных и сохранных зерен (см. рис. 8), которые характеризуются конкордантными изотопными возрастaми или незначительно дискордантными (степень дискордантности = 1 %). Среднее значение возрастa  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  составляет  $1956 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0,18) (рис. 9, табл. 2).

Морфологические особенности и внутреннее строение цирконов из пробы 1114-2 свидетельствуют об их кристаллизации из расплава, соответственно, полученное значение возрастa  $1956 \pm 5$  млн лет фиксирует время магматической кристаллизации изученных долеритов.

Таблица 2. Результаты U-Pb-изотопных исследований цирконов, образец 1114-2

Точка анализа	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Age	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Age	% Discordant	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	err corr
1.1	0,01	1433	2598	1,87	437	1956,8 ±9,6	1963,9 ±5,9	0,4	2,819	0,57	0,12052	0,33	5,893	0,66	0,3547	0,57	,866
2.1	0,00	2121	7410	3,61	648	1961,7 ±9,6	1952,5 ±6,6	-0,5	2,811	0,57	0,11975	0,37	5,873	0,68	0,3557	0,57	,836
3.1	--	2126	6127	2,98	655	1975,4 ±9,6	1961,6 ±5,3	-0,7	2,789	0,56	0,12036	0,3	5,951	0,64	0,3586	0,56	,884
4.1	--	1635	4305	2,72	495	1948 ±9,7	1956,1 ±5,8	0,4	2,834	0,58	0,11999	0,32	5,837	0,66	0,3528	0,58	,872
5.1	0,02	1034	2658	2,66	313	1943 ±10	1958,7 ±7,9	0,8	2,842	0,62	0,12017	0,44	5,83	0,76	0,3518	0,62	,816
7.1	--	2339	7937	3,51	713	1957,9 ±9,9	1960,1 ±5,2	0,1	2,818	0,58	0,12026	0,29	5,885	0,65	0,3549	0,58	,895
8.1	0,02	1353	5034	3,84	413	1959 ±10	1954,6 ±6,4	-0,2	2,817	0,6	0,11989	0,36	5,869	0,7	0,355	0,6	,861
9.1	0,00	2103	4945	2,43	636	1944,7 ±10	1956,4 ±5,4	0,6	2,84	0,59	0,12001	0,3	5,827	0,67	0,3521	0,59	,891
10.1	0,03	1189	3627	3,15	361	1949 ±10	1949,5 ±6,7	0,0	2,832	0,6	0,11955	0,37	5,819	0,71	0,353	0,6	,849

Примечание. Ошибки равны 1σ;  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – общий и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта Темога составляет 0,26 %. Содержание общего Pb откорректировано по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ .

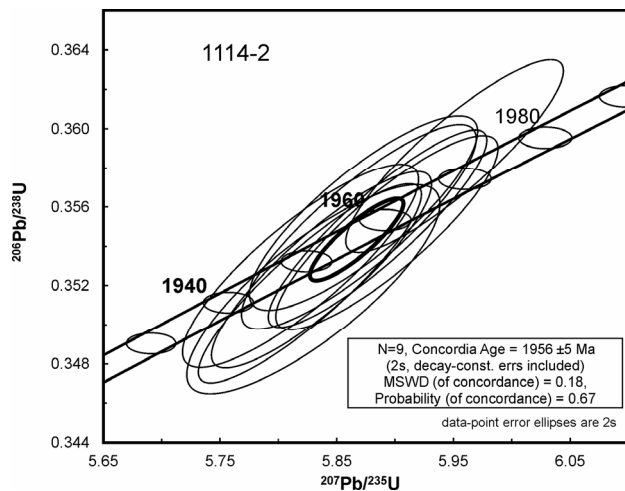


Рис. 9. Положение точек составов цирконов из образца 1114-2 на диаграмме с конкордией

## Обсуждение результатов

### Вопросы петрологии долеритов

Все изученные образцы долеритов обладают весьма близким характером вторичных изменений. В них установлены актинолит, хлорит, эпидот-клиноцоизит и лейкоксен, условия формирования которых отвечают зеленосланцевой фации метаморфизма. Все изученные породы сохраняют первичные вариации зернистости, массивность текстур и реликты первичных магматических структур. К сожалению, ни один из изученных образцов не сохранил реликты первичных магматических минералов. Темноцветные минералы замещены амфиболами, плагиоклаз замещен альбитом и минералами группы эпидота. Тем не менее наблюдаемые в пределах тела вариации состава и зернистости пород предполагают кристаллизацию пород из расплава с формированием тонкозернистой зоны закалки, существенного объема среднезернистых габброидов и незначительного объема крупно- и среднезернистых пород шлирово-такситовой

текстуры с единичными шлирами габбро-пегматитов, образовавшихся, вероятно, из обогащенного флюидом остаточного расплава.

Данные о химическом составе пород подтверждают эти предположения. Вариации содержания главных и рассеянных элементов в породах силла являются отражением процессов внутрикамерной дифференциации. В ряду составов пород от зоны закалки к центру тела последовательно уменьшается содержание Mg, Cr, Ni, возрастает содержание Fe, Ti, Zr, Nb, REE и ряда других несовместимых элементов (см. рис. 5, 6).

Вариации содержания главных элементов в породах, такие как резкое увеличение Ti и Fe в крупнозернистых разновидностях и уменьшение содержания Mg, Cr и Ni, наиболее вероятно, связаны с поздней кристаллизацией окислов Fe в условиях низкой  $f\text{O}_2$ . Умеренные концентрации  $\text{TiO}_2$  на фоне высоких концентраций  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$  в породах зоны закалки являются, вероятно, отражением того, что расплавы, сформировавшие силл, были уже достаточно фракционированы относительно исходных. Низкие концентрации MgO, Cr и Ni в породах зон закалки свидетельствуют о том, что эти расплавы не могли находиться в равновесии с мантийными перидотитами и сформированы в результате высоких степеней фракционирования первичных расплавов.

Оценка условий формирования первичных расплавов и ранних этапов их эволюции для столь глубоко дифференцированных пород представляется весьма затруднительной. Основываясь на характере распределения редкоземельных элементов в породах, можно предполагать, что первичные расплавы были сформированы на относительно небольших глубинах и либо не были в равновесии с гранатом, либо выплавлялись в зоне перехода гранат-шпинель, о чем свидетельствуют невысокие величины  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1,12-1,51$ . Кроме того, значения отношений  $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1,4-1,5$  и  $\text{Nb}/\text{Nb}^* = 0,67-0,72$  предполагают контамина-

цию расплавов коровым материалом. Степень неопределенности в оценке вовлечения процессов коровой контаминации в генезис расплавов в данном случае очень высока, прежде всего потому, что состав контаминанты, ее геохимические и изотопные характеристики остаются неизвестными. Оценка этих процессов требует специальных исследований.

#### *Возможные аналоги долеритов Лебещины в Онежской структуре*

Выявление новой возрастной группы габбро-долеритов среди заонежских осадков ставит вопрос о том, насколько широкое распространение имеют эти базиты в Онежской структуре. Среди базитов палеопротерозойского возраста в Онежской структуре датированы лишь несколько: Койкарско-Святнаволоцкий (1983 млн лет) и Пудожгорский интрузивы (1984 млн лет) [Филиппов и др., 2007], Кончезерский силл (1975 млн лет [Puchtel et al., 1998]), силл долеритов в каньоне р. Суна, п. Гирвас (т. н. «ранние базальты») – 1976 млн лет [Там же]. Все они имеют людиковийский возраст, который в ряде случаев не согласуется со «стратиграфическими» представлениями о времени их формирования.

Проводя сопоставление с базитами людиковия, прежде всего следует отметить существенное отличие изученных долеритов от магнезиальных базитов суйсария. Эти породы контрастно отличаются по содержанию и главных, и большинства рассеянных элементов (см. рис. 6). Кроме того, выделенные среди силлов оз. Мунозера «глиноземистые» базиты [Куликов, Куликова, 2008] также отличаются от долеритов Лебещины по содержанию  $MgO$ ,  $Fe_2O_3^{tot}$ ,  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$ . Напротив, долериты Койкарско-Святнаволоцкого и Пудожгорского интрузивов, долериты района п. Гирвас близки к долеритам возраста 1956 млн лет по содержанию главных элементов, но отличаются по характеру распределения несовместимых рассеянных элементов (см. рис. 6), прежде всего по степени фракционирования REE, что свидетельствует о различиях в условиях (глубинах) магмогенерации.

Анализ имеющихся данных о химическом составе интрузивных образований людиковия показал, что наиболее близкими по «положению в разрезе» к изученным долеритам являются базиты людиковия, вскрытые Онежской параметрической скважиной [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011] и силлы Fe-Ti-долеритов района оз. Мунозеро – Кивач [Куликов, Куликова, 2008].

Среди силлов долеритов района Мунозеро – Кивач наиболее близкими к долеритам возраста 1956 млн лет по химическому составу являются породы силлов титано-железистой группы, выделяемой В. В. Куликовой и В. С. Куликовым и включающей силлы Гебозерский, Шушки, Корбалампи и Правобережный [Куликов, Куликова, 2008] (см. рис. 5).

Сопоставление долеритов Лебещины и основных пород заонежского комплекса, вскрытых ОПС в интервале глубин 65–1900 м [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011], показало существенное сходство (см. рис. 5, 6) выделяемых в разрезе ОПС низко-, умеренно- и высоко-Ti базитов и датированных в районе д. Лебещина долеритов. Породы имеют близкие петрографические особенности и характер распределения главных (см. рис. 5) и рассеянных (см. рис. 6) элементов. Следует отметить, что в разрезе ОПС в интервалах, сложенных равномернозернистыми массивными базитами, описана последовательная смена низко-Ti базитов умеренно- и высоко-Ti разновидностями [Там же], которая по особенностям вариаций химического состава близка к наблюдаемой в разрезе силла долеритов от зоны закалки к центру тела.

Таким образом, на основании петрографической и петрогеохимической корреляции можно предполагать, что возрастные и петрогенетические интрузивные аналоги изученного силла Лебещины имеют широкое распространение в Онежской структуре и, соответственно, могут маркировать крупный эпизод внутриплитной магматической активности в самом конце людиковийского времени. Следует подчеркнуть, что это предположение базируется исключительно на геохимических данных и требует проведения дополнительного изотопно-геохронологического обоснования. Однако в пользу него свидетельствуют и результаты датирования цирконов из дайки района г. Б. Ваара, имеющей возраст около 1965 млн лет [Куликова, Куликов, 2012].

#### *Оценка генетической связи долеритов Лебещины с базитами суйсарского комплекса*

Полученные данные позволили выявить новый эпизод внутриплитной магматической активности, который с небольшим разрывом во времени следует за суйсарским магматическим событием. Соответственно, возникает вопрос о возможной генетической и геодинамической взаимосвязи этих двух эпизодов. Возможность однозначного решения этого вопроса на сегодня ограничена недостатком информации о заонежском магматизме. Однако

даже имеющиеся данные о петрогеохимических особенностях базитов этих двух эпизодов убедительно свидетельствуют о контрастно различных условиях зарождения их материнских расплавов. Высокомагнезиальные расплавы базитов суйсария сформированы в глубоких частях мантии в равновесии с гранатсодержащим реститом [Puchtel et al., 1998], в то время как геохимические характеристики базитов Лебещины указывают на генерацию их первичных расплавов в равновесии с безгранатовым реститом, то есть на значительно меньших глубинах. Можно предположить, что такая последовательная смена сближенных во времени процессов плавления разноглубинных мантийных источников была связана с эволюцией единого геодинамического события: глубинный плюм, ответственный за суйсарский эпизод высокомагнезиального магматизма 1975 млн лет назад [Там же], привел к прожиганию литосферной мантии, подъему астеносферы и генерации сравнительно малоглубинных базальтовых магм эпизода 1956 млн лет.

## Заключение

1. Возраст высокожелезистых кварцевых долеритов людиковия в восточной части Заонежского полуострова в Онежской палеопротерозойской структуре составляет  $1956 \pm 5$  млн лет.

2. Датированные долериты имеют многочисленные петрогеохимические аналоги в Онежской структуре и, возможно, фиксируют масштабный эпизод магматической активности в конце людиковийского времени.

3. В сравнении с предшествовавшими магнезиальными базальтами суйсария, формирование первичных расплавов которых происходило в равновесии с гранатом в глубоких частях мантии при подъеме плюма [Puchtel et al., 1998], датированные долериты имели менее глубокие, выше поля стабильности граната, источники генерации первичных расплавов.

Устанавливаемая для базитов людиковия последовательная смена сближенных во времени процессов плавления разноглубинных мантийных источников, возможно, является отражением единого геодинамического события. Глубинный плюм, ответственный за суйсарский эпизод магнезиального магматизма 1975 млн лет назад [Puchtel et al., 1998], привел к прожиганию литосферной мантии, подъему астеносферы и генерации сравнительно малоглубинных базальтовых магм возраста 1956 млн лет.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект № 14-05-00432.

## Литература

Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклиория / Ред. В. А. Мележик, М. М. Филиппов. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2007. 80 с.

Бискэ Н. С., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Протерозойские пеперит-структуры участка Лебещина // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2004. Вып. 7. С. 193–199.

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

Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 190 с.

Куликов В. С., Куликова В. В. Геологическое строение докембрийского фундамента территории заповедника «Кивач» // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2008. Вып. 11. С. 103–109.

Куликова В. В., Куликов В. С. Вопросы генезиса «Соломенской» ассоциации: бреции, лавы, мафит-ультрамафитовые дайки // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: материалы конференции (Санкт-Петербург, 1–5 окт. 2012 г.). СПб., 2012. С. 339–343.

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

Онежская палеопротерозойская структура / Под ред. Л. В. Глушанина, Н. В. Шарова, В. В. Щипцова. Петрозаводск: КарНЦ РАН., 2011. 431 с.

Полещук А. В. Палеопротерозойские брекчиевидные породы (пепериты) северо-онежской мульды Балтийского щита // Бюллетень московского общества естествоиспытателей природы. Отдел геологический. 2007. Т. 82, № 6. С. 27–46.

Филиппов М. М., Клабуков Б. Н., Ромашкин А. Е., Суханов А. В. Складки нагнетания по шунгитоносным горизонтам участка Лебещина // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2003. Вып. 6. С. 82–92.

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

Хейсканен К. И., Рычанчик Д. В. Геологическая экскурсия по участку Лебещина // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Путеводитель полевой экскурсии. 1998. С. 19–21

Amelin Y. 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, N 1–2. P. 31–46.

Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. Vol. 200, N 1–2. P. 155–170.

Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geological Society, London, Memoirs. 2004. Vol. 30, N 1. С. 69–74.

*Ludwig K. R.* SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. 2005a. 22 p.

*Ludwig K. R.* User's manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. 2005b. 71 p.

*McDonough W. F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120, N 3–4. P. 223–253.

*Puchtel I. S., Arndt N. T., Hofmann A. W., Haase K. M., Kröner A., Kulikov V. S., Kulikova V. V., Garbe-Schönberg C.-D., Nemchin A. A.* Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1998. Vol. 130, N 2. P. 134–153.

*Stacey J. S., Kramers J. D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. Vol. 26, N 2. P. 207–221.

*Steiger R. H., Jäger E.* Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. Vol. 36, N 3. P. 359–362.

*Wedepohl K. H., Hartmann G.* The composition of the primitive upper earth's mantle // *Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths* / Eds. H. P. Meyer, O. H. Leonardos. 1994. P. 486–495.

*Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J. C., Spiegel W.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter*. 1995. Vol. 19, N 1. P. 1–23.

*Williams I. S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Reviews in Economic Geology*. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

## **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:**

### **Степанова Александра Владимировна**

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

### **Самсонов Александр Владимирович**

зам. директора, чл.-корр. РАН  
Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии РАН  
Старомонетный пер., 35, Москва, Россия, 109017  
эл. почта: samsonov@igem.ru

### **Ларионов Александр Николаевич**

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ  
Средний проспект, 74, С.-Петербург, Россия, 199106  
эл. почта: Alexander\_Larionov@vsegei.ru

### **Stepanova, Alexandra**

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

### **Samsonov, Alexandr**

Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy,  
and Geochemistry, Russian Academy of Sciences,  
35 Staromonetny Per., 119017 Moscow, Russia  
e-mail: samsonov@igem.ru

### **Larionov, Alexandr**

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

УДК 552.321.1+552.331.1 (1-924.14.16)

## ГРАНИТЫ РАПАКИВИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛИИ)

**Л. П. Свириденко**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Статья посвящена сопоставлению гранитов рапакиви с овоидной структурой и безовоидных лейкогранитов на примере Салминского массива с применением микрозондового анализа. Кристаллизация в сопоставляемых типах гранитов характеризуется от раннемагматической стадии до гидротермальной. Близкие по химическому и минеральному составу граниты рапакиви и биотитовые граниты резко различаются геохимически, что определяется разницей флюидного состава. Овоиды ортоклаза по своей сути не являются порфиоровыми вкрапленниками. Овоидная структура гранитов рапакиви обеспечивается перегретостью гранитного расплава (950–900 °С) при низком  $P_{H_2O}$ .

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** граниты рапакиви, овоидная структура, кристаллизация, флюид, порфиоровый вкрапленник.

### **L. P. Sviridenko. THE RAPAKIVI GRANITES OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD (THE CASE OF KARELIA)**

The article is devoted to a comparison of rapakivi granites with ovoidal texture and the associated non-ovoidal granites through microprobe analysis of such granite types from the Salmi pluton. The crystallisation of the granites ranges from the early magmatic to the hydrothermal stage. The ovoidal rapakivi granites and the associated biotite granites are comparable in their petrographic and chemical composition, but different geochemically due to differences in the fluid composition. The orthoclase ovoids are not porphyritic megacrysts in essence. The ovoidal texture of the rapakivi granites is due to the rapid growth of ovoids at the crystallization of the overheated dry melt (950–900 °C and low  $P_{H_2O}$ ).

**К e y w o r d s:** rapakivi granites, ovoidal texture, crystallization, fluid, porphyritic megacryst.

---

### **Введение**

Фенноскандинавский щит является классическим регионом развития гранитов рапакиви, где они наблюдаются в составе крупных plutonov, образующих широтный пояс в его южной краевой зоне. Термин «рапакиви» введен Седерхольмом [Sederholm, 1891], где под рапакиви понимаются не только породы, содержащие

овоиды калишпата, окаймленные олигоклазой оболочкой, но и генетически близкие им граниты. При таком определении понятия «структура рапакиви» и «гранит рапакиви» не тождественны. Последний обычно употребляется как геологический термин и включает различные структурные разновидности близких по составу, времени и условиям формирования гранитов. В их число попадают, таким образом, и

редкометалльные безовоидные граниты. Эта неопределенность способствовала возникновению термина «рапакивиподобный гранит», что отнюдь не прояснило «гранит рапакиви». Уже более 100 лет идет обсуждение этого термина. Согласно А. Симонену [Simonen, 1980], граниты рапакиви – это преимущественно крупнозернистые порфиroidные граниты с крупными овоидами ортоклаза, многие из которых окружены плагиоклазовой оболочкой. И. Хапала и О. П. Рямо [Haapala, Rämö, 1992] рассматривают граниты рапакиви как граниты А-типа (анорогенные), характеризующиеся присутствием, по крайней мере в крупных батолитах, гранитных разновидностей со структурой рапакиви.

А. М. Ларин, основываясь на этом определении термина «гранит рапакиви», на большом фактическом материале провел типизацию магматических ассоциаций, содержащих граниты рапакиви, и охарактеризовал эволюцию металлогенических процессов, связанных с их развитием [Ларин, 2011]. Полихронность рудообразования в рассматриваемой А. М. Лариным флюидно-магматической системе как единой затрудняет выявление локальных кризисов поисков конкретных рудопоявлений.

Не углубляясь в сложность рассматриваемой проблемы, отметим лишь, что на примере Салминского плутона ранее показано [Sviridenko, 1994], что в его пределах существуют два геохимических типа гранитов (овоидные граниты рапакиви и безовоидные граниты), различающиеся по флюидному составу. Более того, эти типы гранитов имеют за пределами Салминского плутона соответствующие им по геохимии дайки, что позволило выделить две вулканоплутонические ассоциации: кварцевый порфир-рапакиви-гранитную и онгонит-редкометалльногранитную [Свириденко, 2003]. Ранее также допускалась возможность существования двух типов магм в Выборгском массиве [Vorma, 1976].

Проблеме рапакиви был посвящен международный проект 315 «Корреляция гранитов рапакиви и сопутствующих пород в глобальном масштабе» (1991–1996). При подведении общих итогов [Haapala et al., 1996] граниты габбро-анортозит-рапакиви-гранитного магматизма геохимически характеризуются как единые образования с повышенным содержанием Si, Fe, F, K, Zn, Ga, Rb, Zr, Hf, Th, U редких земель (кроме Eu) и пониженным содержанием Ca, Mg, Al, P и Sr, для которых свойственна единая эволюционная направленность кристаллизации. Иначе говоря, овоидные разновидности и безовоидные относятся к гранитам рапакиви. Главной причиной этого, по-видимому, является отсутствие четкого определения термина «гранит рапакиви».

На современном уровне изученности к гранитам рапакиви следует относить лишь те граниты, которые имеют овоидальную форму калишпата. Для этого типа гранитов, независимо от того, в составе какого конкретного массива они находятся, свойственны свои структурные, петрологические и геохимические особенности.

Использование микрозондового анализа для различных генераций породообразующих минералов, в том числе и включений в овоидах, позволяет рассмотреть эту проблему на новом уровне, что и является главной задачей настоящей статьи, где приводится сопоставление гранитов рапакиви и биотитовых лейкогранитов Салминского массива.

### Граниты рапакиви

В составе Салминского плутона (рис. 1) выделяются три разновидности овоидных гранитов рапакиви [Свириденко, 1968]: выборгит, питерлит и крупноовоидный порфиroidный гранит, сопоставимые с соответствующими гранитами Выборгского плутона, где они впервые были выделены. Выборгит – это крупноовоидный гранит рапакиви, содержащий на отдельных овоидах олигоклазовые оболочки. Питерлит сопоставим с выборгитом по структуре, но олигоклазовые оболочки на овоидах калишпата обычно отсутствуют (рис. 2). По времени внедрения овоидные разновидности гранитов перемежаются с безовоидными: выборгит, равномернозернистый биотитовый гранит, питерлит, неравномернозернистый биотитовый гранит и крупноовоидный порфиroidный гранит с мелкозернистой основной массой. Такое соотношение установлено при непосредственном наблюдении их контактов [Свириденко, 1968] и впоследствии подтверждено геохронологическими исследованиями [Larin et al., 1996]. Возраст самых ранних гранитов (выборгитов) оценивается в 1540,6–1537,9 млн лет, равномернозернистых биотитовых гранитов – в 1538,4–1535 млн лет и питерлитов – в 1535,3–1534 млн лет. Необходимо особо отметить, что безовоидные граниты не являются завершающими, так как самые поздние в Салминском массиве – это крупноовоидные порфиroidные граниты.

Наибольший объем в Салминском плутоне (см. рис. 1) занимают самые ранние граниты рапакиви – выборгиты, отличающиеся разнообразием петрографического состава, включающего оливиновые и пироксеновые разновидности гранитов, которые известны и в других плутонах рапакиви под названием «тирилиты» [Vaasjoki, Rämö, 1989]. Их присутствие рез-

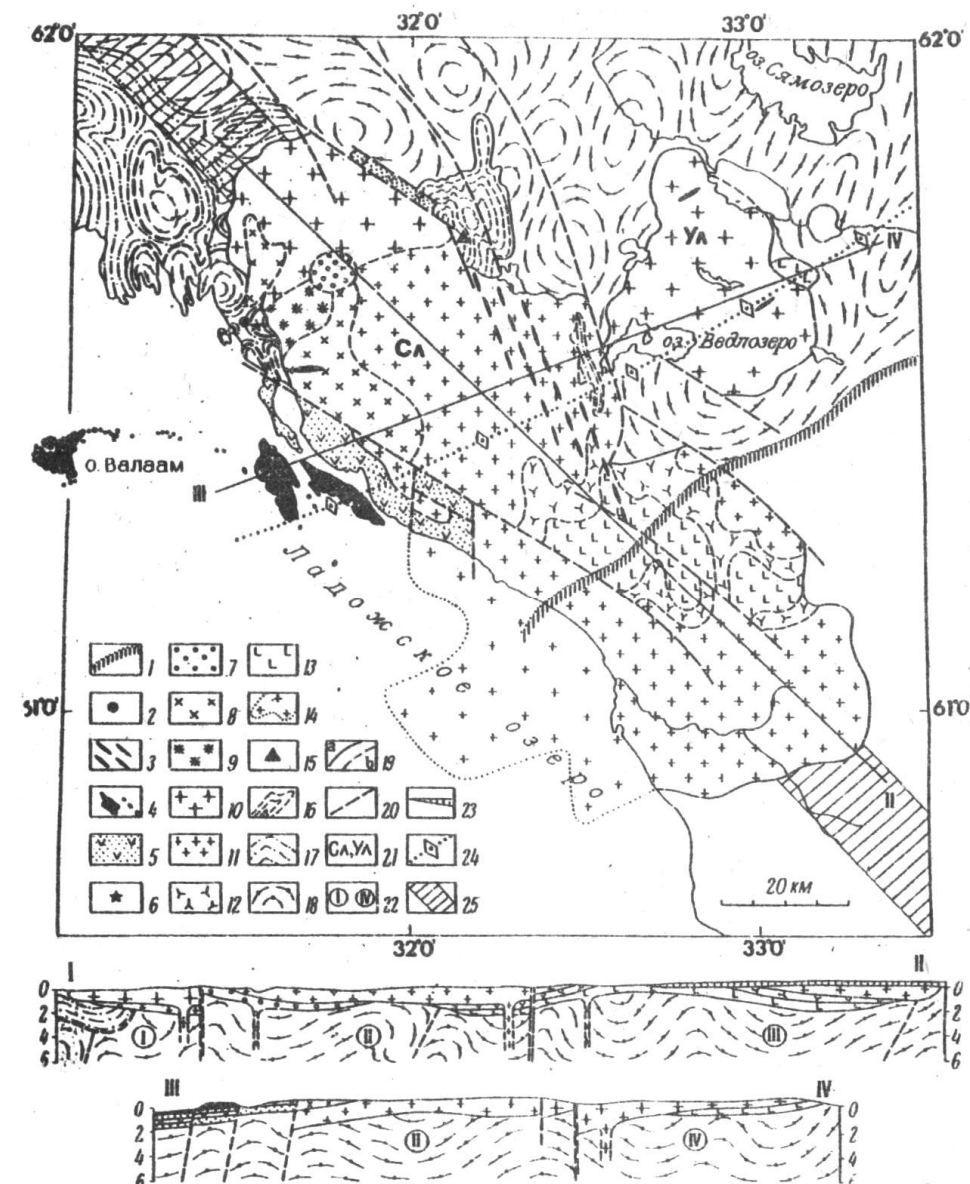


Рис. 1. Схема строения Салминского массива гранитов рапакиви:

1 – граница палеозойского чехла; 2 – Хопунваарский нект габбро-долеритов; 3 – дайки габбро-долеритов, гиабобазальтов (сортавалитов); 4 – Валаамский силл габбро-долеритов; 5 – терригенные и вулканогенные породы салминской свиты; 6 – жилы и дайки туффизитов. Граниты рапакиви: 7 – крупноовоидные порфиroidные с мелкозернистой структурой основной массы; 8 – неравномернозернистые, порфиroidные биотитовые; 9 – питерлиты; 10 – равномернозернистые биотитовые; 11 – выборгиты; 12 – габбро-нориты; 13 – габбро-анортозиты; 14 – предполагаемое распространение пород Салминского массива в акватории Ладожского озера; 15 – вулканическая постройка людиковийских базальтов в Туломозерской структуре; 16 – Туломозерская ятулийско-людиковийская структура; 17 – ладожская и сортавальская серии Северного Приладожья; 18 – гнейсы, тоналиты и тоналито-гнейсы купольных структур; 19 – геологические границы: прослеженные (а), предполагаемые (б); 20 – зоны разломов; 21 – Салминский (Сл) и Уляегский (Ул) массивы; 22 – блоки в раме Салминского массива (разрез); 23 – палеозойский чехол (разрез); 24 – ось краевой радиальной флексуры Полканова; 25 – шовная зона Карельского и Свекофеннского геоблоков

ко изменяет окраску гранита от розовато-серой до зеленовато-серой. Выборгиты с безводными темноцветными силикатами широко распространены в восточной части массива, где обнажается нижняя часть пластовой интрузии выборгитов. Зеленовато-серая окраска обусловлена кристаллизацией гранита в условиях низкой активности кислорода.

В раннемагматическую стадию кристаллизации выборгитов, при температуре порядка 900–950 °С [Sviridenko, 1996], одновременно с ортоклазом кристаллизуются фаялит, авгит, ферросилит и плагиоклаз ранней генерации (табл. 1, 2), преимущественно андезин. Состав плагиоклаза в гранитах рапакиви варьирует в широком интервале (от андезина до альбита). При этом плагио-

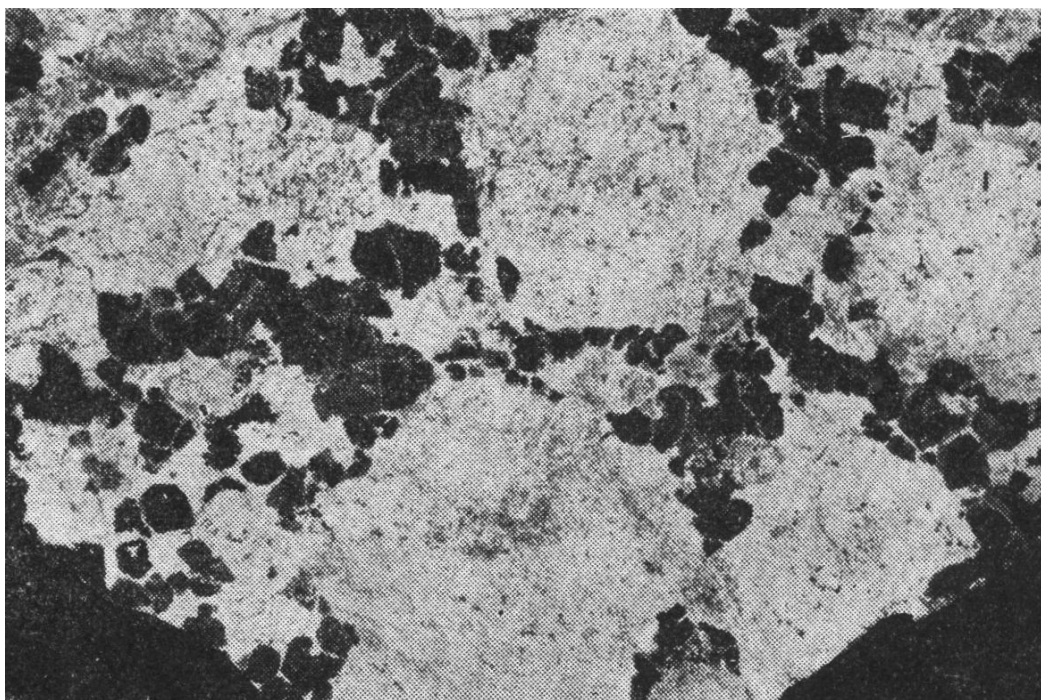


Рис. 2. Питерлит. Пришлифованный образец.  $\times 2$

клас среднего состава широко распространен в выборгите. Его эволюция объясняется, с одной стороны, уменьшением щелочности расплава в процессе кристаллизации, с другой стороны, дезортитизация связана с постмагматическими процессами. Иногда устанавливается неоднородность состава даже в пределах одного зерна. В питерлите плагиоклаз в целом более кислый, но присутствие во включении овоидов питерлита (табл. 3) плагиоклаза среднего состава свидетельствует о сопоставимости его кристаллизации с плагиоклазом выборгитов.

Кристаллизация безводных темноцветных минералов объясняется прежде всего повышенной щелочностью. При этом роль двуокиси углерода, несмотря на высокие концентрации [Sviridenko, 1994], сводится к пассивному разбавлению [Рябчиков, 1975], снижающему

равновесное давление воды. Высокая щелочность расплава раннемагматической стадии обязана резкому преобладанию в его составе калия над натрием.

Безводные темноцветные силикаты (фаялит, авгит, ферросилит) встречаются лишь в виде редких зерен. Главным породообразующим минералом гранитов рапакиви является ортоклаз, равновесный с плагиоклазом ранней генерации (андезином). Их равновесная кристаллизация обеспечена высокой щелочностью расплава. В ассоциации с ортоклазом в гранитах рапакиви широко развит феррогастингсит (см. табл. 1). Это типичный минерал выборгитов [Sahama, 1947]. Он замещает пироксены и кристаллизуется при более высоком  $P_{H_2O}$  в конце раннемагматической стадии.

Таблица 1. Микронзондовые анализы оливина, пироксена и амфибола выборгитов Салминского массива

Минерал	фаялит	авгит	ферросилит				гастингсит					
			1	2	1-А	1-Б	1	1-А		1-Б	2	113-1
№ обр.	113-1	113-1	1	2	1	1	1	1	2	1	1	1
SiO <sub>2</sub>	29,75	49,73	45,43	47,75	49,41	50,46	42,25	41,84	39,9	40,35	39,79	41,17
TiO <sub>2</sub>							2,53	1,45	0,7	2,5	1,93	1,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1,34			1,4		9,51	8,91	9,68	9,29	9,04	7,7
FeO	65,63	26,07	44,5	41,46	41,16	41,56	27,56	29,3	30,99	27,32	30,43	27,85
MnO	1,23		1,85		1,25	1,68			1,02			
MgO	2,55	7,92	1,72	3,01	2,46	3,56	3,59	3,38	1,51	3,25	2,06	4,74
CaO		11,34	0,7	0,79	3,03	1,18	10,74	11,14	11,06	11,01	11,37	10,62
Na <sub>2</sub> O							2,15	1,69	1,59	1,84	2,36	1,88
K <sub>2</sub> O		0,4					1,7	1,35	1,55	1,46	1,86	1,2
Cl							0,57	0,45	0,68	0,45	0,62	0,27
Сумма	99,16	96,8	94,2	93,01	98,71	98,44	100,6	99,51	98,68	97,47	99,46	97,36

Таблица 2. Микрозондовые анализы плагиоклаза Салминского массива

граниты рапакиви								
минерал	№ обр.	№	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
выборгит	1-А	1	58,92	25,26	6,96	7,91	0,39	99,44
		2	60,51	24,87	6,68	8,57		100,63
	1-Б	1	63,51	23,01	4,14	9,57		100,23
		2	65,4	21,59	2,27	10,65		99,91
		3	65,93	21,75	1,64	11,36		100,68
	2	1	64,56	22,94	3,51	9,96		100,97
		2	67,57	20,95		10,88		99,4
	4	1	62,54	22,14	4,09	9,79	0,4	98,96
		2	63,25	22,8	3,62	10,09		99,76
		3	67	20,75	2,45	10,59		100,79
		4	67,3	20,42	0,81	11,64		100,17
	113-2	1	62,43	24,51	5,5	8,87		101,31
		2	66,02	20,89	2,08	10,81		99,8
		3	68,17	19,13	0,47	11,5		99,27
	питерлит	17	1	67,75	20,77	0,96	11,47	
2			68,59	19,34		12,05		99,98
18		1	69,06	19,42		11,92		100,4
		1	64,43	21,73	2,5	11,07		99,73
		2	65,14	21,04	1,48	11,03		98,69
16		3	67,34	20,43	0,76	11,51		100,04
		1	65,12	22,56	3,75	9,8	0,45	101,68
порфиоровидный гранит	6	2	65,71	22,39	2,9	10,84		101,84
		3	65,85	20,51	1,89	10,9		99,15
		1	61,1	25,02	6,09	8,69	0,4	101,3
	140	2	61,11	24,99	6,72	8,23	0,58	101,63
		3	66,98	20,19	1,35	11,41		99,93
		4	67,82	20,02	0,77	11,78		100,39
		5	67,92	20,27	0,85	11,56		100,6
		1	68,75	19,57	-	12,61		100,93
	биотитовые лейкограниты							
р/м/з	9	1	68,75	19,57	-	12,61		100,93
неравно- мерно- зер- нистые	10	1	66,24	20,7	1,51	11,2		99,65
		2	66,45	21,44	0,75	10,63		99,27
		3	67,35	20,37	0,64	11,84		100,2
	136	1	67,1	20,02	-	12,37		99,49

Таблица 3. Микрозондовые анализы минералов-включений в овоиде питерлита. Салминский массив

Минерал	Калишпат	плагиоклаз					Биотит		Каолинит	
SiO <sub>2</sub>	63,93	61,62	65,25	67,57	71,04	36,41	41,71	46,31	46,84	
TiO <sub>2</sub>						3,46	3,87			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,63	21,4	21,27	19,39	21,63	12,95	14,62	37,41	36,85	
FeO						29,75	26,36			
MgO						2,28	2,28			
CaO		3,35	1,87	1,32	0,92					
Na <sub>2</sub> O	2,73	8,63	11,23	10,66	12,65					
K <sub>2</sub> O	14,11			0,79		8,4	8,8			
BaO	1,11									
Cl						0,59	0,7			

По вещественному составу выборгиты сопоставимы с субщелочными гранитами Кольского полуострова [Батиева, 1976; Ветрин, 1984, 1987]. Питерлиты и крупноовоидные порфиоровидные граниты по сумме щелочей, превышающей 8 %, также являются субщелочными, но оливин и пироксен встречены лишь в единичных случаях среди зеленовато-серых разновидностей питерлита. Питерлиты отличаются от выборгитов более высоким содержанием кварца и более низким содержанием темноцветных минералов.

Раннемагматическая стадия кристаллизации гранитов рапакиви осуществляется уже при подъеме сильно флюидизированного гранитного расплава с низов земной коры, где он образуется при котектическом плавлении в условиях низкого  $P_{H_2O}$ . Расплавы такого типа, обогащенные углеродсодержащими газами, характеризуются быстрым взрывным внедрением [Летников, 1999]. Кристаллизация кварц-ортоклазовой котектики гранитов рапакиви протекала почти изотермически при низком  $P_{H_2O}$ . Именно перегретость гранитного расплава, а также совпадение высокой скорости роста зародышей при почти изотермической кристаллизации, обеспечили формирование овоидной структуры. Большую информацию о петрологии гранитов дают впервые представленные микрозондовые анализы овоида питерлита (см. табл. 3), где в виде включений обнаружены плагиоклаз, биотит и каолинит. Соотношение овоидов и основной массы (см. рис. 2) находится в соответствии с минеральным составом включений в овоиде. Непостоянный состав плагиоклаза и биотита,

а также наличие каолинита свидетельствуют об их совместной кристаллизации с овоидом калишпата. Поэтому можно считать, что овоид – это не кристалл. Имеющийся фактический материал позволяет лишь поставить проблему, для решения которой необходимы дополнительные сведения по составу включений в овоиде выборгита. Результаты экспериментальных исследований с гранитными флюидизированными расплавами показали [Летников, 1997], что в неравновесных условиях процессы самоорганизации определяются силами и скоростями флюидной декомпрессии. Декомпрессия флюидизированного расплава гранитов рапакиви при быстром подъеме с больших глубин земной коры неизбежна. При этом каждый овоид – это обособленная гранитная система, которая по последовательности кристаллизации минералов магматической и постмагматической стадий сопоставима с последовательностью кристаллизации гранита рапакиви в целом.

Плаггиоклаз включений (см. табл. 3) имеет переменный состав от олигоклаза до альбита. Биотит характеризуется несколько повышенной концентрацией титана и магния, что свойственно биотиту выборгитов. Гидротермальная стадия отчетливо проявлена присутствием каолинита и кварца. Каолинит образует мелкую «сыпь» на зернах альбита, а также отдельные зерна с включениями кварца, альбита и паризита. Кварц наблюдается в виде отдельных зерен и неправильной формы прожилков. Последние секутся микропрожилками рутила. Важно особо подчеркнуть, что соотношение между минералами, включенными в овоидах, фиксирует проявление как магматического, так и постмагматического процессов кристаллизации гранитов рапакиви.

Позднемагматическая стадия проявляется при заполнении магматической камеры поднявшейся магмой. Температура ее снижается, что приводит к повышению  $P_{H_2O}$ . Критерием повы-

шения  $P_{H_2O}$ , понижения температуры и щелочности расплава является кристаллизация биотита вместо ортоклаза. В новых условиях совместно с биотитом кристаллизуется олигоклаз. Реакционные соотношения между калишпатом овоида и олигоклазом оболочки говорят об их неравновесности и неустойчивости ортоклаза в новых условиях. Температура этого рубежа соответствует 750 °С [Свириденко, 1968].

Завершение магматической стадии в гранитах рапакиви проявлено нечетко. Ход кристаллизации вполне отвечает условиям насыщенности водой, поскольку известно, что именно в условиях водонасыщенности магматических расплавов осуществляется вполне подвижный режим щелочей [Жариков, 1999]. Главным фактором для проявления гидротермальной стадии служит отделение флюида в верхних горизонтах земной коры при спаде давления. В переходный период вместо олигоклаза кристаллизуется альбит и биотит (аннит) (табл. 4). Кварц кристаллизуется на всех стадиях (от раннемагматической до гидротермальной).

При смене калишпат-магнетитового парагенезиса на биотит-альбитовый кислотность расплава возрастает, и при гидротермальной кристаллизации она усиливается. Широкое развитие гидротермальной стадии закономерно для флюидизированного расплава. Как отмечает Ф. А. Летников, в восходящих флюидных потоках ( $P_{фл} > P_s$ ) в самых верхних горизонтах земной коры широко развиты метасоматические процессы [Летников, 1999].

Гидротермальная стадия в гранитах рапакиви проявлена локально. Началом ее является кислотный метасоматоз, для которого типичен вынос основных химических компонентов (Fe, Mg, Ca) и щелочей (K, Na) с возрастанием общей кислотности породы. Она четко устанавливается в овоидах питерлита (см. табл. 3), где присутствуют включения каолинита. Типич-

Таблица 4. Микронзондовые анализы биотита гранитов Салминского массива

минерал	Граниты рапакиви												Биотитовые граниты				
	выборгит						питерлит	Порфиroidный гранит		Неравномернозернистый гранит							
	№ обр.	1	1-Б	2	4	113-2		113-3	16	6	140	10	136				
№	1	2	1	1	1	2	1	1	1	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO <sub>2</sub>	33,14	34,87	33,45	39,91	34,74	34,85	34,14	33,84	34,5	35	35,32	33,08	33,43	34,39	33,48	34,71	34,87
TiO <sub>2</sub>	1,86	3,77	3,93	4,28	3,75	3,63	2,54	3,72	3,59	3,71	3,69	4,22	4,17	2,28	2,7	3,02	2,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,22	12,53	13,26	13,13	13,07	12,73	14,47	12,93	11,82	12,31	13,2	12,52	12,68	14,98	15,08	15,9	16,23
FeO	37,56	32,51	33,64	29,99	34,08	35,3	34,66	34,23	32,19	33,19	33,41	33,41	33,17	33,45	30,17	32,46	31,9
MgO	1,72	3,4	1,57	2,18	0,86	1,4	2,09	1,39	2,64	1,35	1,08	1,51	1,97	0,4			
K <sub>2</sub> O	6,54	8,55	9,64	8,5	9,19	9,48	8,09	9,24	9,51	9,4	9,6	9,6	9,34	8,98	10,25	9,11	8,44
Cl	0,33		0,66		1,13	1,01	0,53	0,66	0,84	0,91	0,83	0,68	0,52	0,51	0,36	0,36	
Сумма	95,37	95,63	96,15	97,99	96,82	98,4	96,52	96,01	95,09	95,87	97,13	95,02	95,28	94,99	92,04	95,56	94,19
$\frac{FeO}{FeO+MgO}$	0,96	0,99	0,96	0,93	0,98	0,96	0,94	0,96	0,92	0,96	0,97	0,96	0,94	0,99	1	1	1

ная для ортоклаз-пертитов структура распада осложняется сопоставимыми по форме, но более крупными по размеру структурами замещения ортоклаза кварцем и альбитом, которые, сливаясь, образуют отдельные бесформенные пятна. Позднее разрушается альбит, что проявляется в образовании мелкой «каолининовой сыпи» в зернах альбита. Вынос кальция фиксируется в непостоянном составе плагиоклаза (см. табл. 2) во всех разновидностях овоидных гранитов, который варьирует от андезина до альбита. Выносимый кальций отлагается в виде редких зерен карбоната в гидротермальную стадию.

Важную роль в перераспределении вещества в метасоматических процессах играют акцессорные минералы, поэтому они заслуживают определенного внимания. Акцессорные минералы овоидных гранитов – циркон, апатит, монацит, торит, барит, пирит, пирротин, магнетит, ильменит, рутил, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, паризит, чевкинит, меллингит, ксенотим, флюорит. Многие из них кристаллизуются как в магматическую, так и в постмагматическую стадию. Учитывая общую ассоциацию акцессорных минералов гранитов рапакиви, можно утверждать, что они по всем признакам относятся к моноцитонным гранитам [Таусон, 1961; Ляхович, 1967; Ветрин, 1979], для которых понижение температуры кристаллизации сопровождается увеличением химического потенциала воды [Ветрин, 1979], способствующим усилению активности кислород-аниона, определяющего нахождение преобладающего количества железа в окисной форме. При этом кристаллизация ильменита в низкотемпературных условиях происходит в недосыщенных кальцием расплавах, какими являются расплавы гранитов рапакиви. Здесь ильменит присутствует в парагенезисе с низкотитанистым биотитом (аннитом).

Самыми ранними из акцессорных минералов гранитов рапакиви, кристаллизующимися в магматическую стадию, являются циркон и апатит, а также торит. Монацит иногда окаймляет зерна апатита, что свидетельствует о его более поздней кристаллизации. Монацит, обычно кальциевый, чаще всего присутствует в ассоциации с ксенотимом, ильменитом и рутилом. Изредка в небольшом количестве в гранитах рапакиви можно встретить зерна флюорита.

Завершение гидротермальной стадии фиксируется микропрожилками хлорита, в ассоциации с которыми наблюдается целый ряд акцессорных минералов, благодаря чему можно судить о времени кристаллизации последних. Среди них наиболее распространен паризит, с помощью которого переотлагается кальций. В выборгитах довольно распространен также

чевкинит, переотлагающий титан. В ассоциации с хлоритом часто можно встретить ильменит и рутил, которые иногда также образуют микропрожилки.

Присутствующие в выборгитах пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, нехарактерные для безовоидных гранитов, отражают специфику выборгитов. В выборгитах содержатся повышенные концентрации свинца и молибдена [Свириденко, 1968]. Известный в составе овоидных гранитов барит является результатом повышенной концентрации в них бария.

Таким образом, соотношение температуры, кислотности-щелочности и флюидного режима при кристаллизации гранитов рапакиви проявляется также в соответствующих метасоматических процессах и в распределении акцессорных минералов. Это дает дополнительный фактический материал для суждения об их эволюции. Индивидуальность геохимического типа гранитов рапакиви четко проявляется при сопоставлении их кристаллизации с кристаллизацией безовоидных биотитовых лейкогранитов.

### **Безовоидные биотитовые лейкограниты**

По петрографическому составу безовоидные биотитовые лейкограниты, как уже неоднократно отмечалось, близки с гранитами рапакиви. И те и другие являются существенно кварц-кашлишпатовыми лейкогранитами, содержащими высокожелезистые темноцветные минералы. Главное их отличие заключается в характере флюидного режима, который определяет геохимическую специализацию и потенциальную рудоносность. Безовоидные биотитовые лейкограниты – это типичные плюмазитовые граниты, широко развитые в фанерозое.

Отличительной особенностью структуры равномернозернистых и неравномернозернистых биотитовых гранитов по сравнению с гранитами рапакиви является таблитчатая форма калиевого полевого шпата и дипирамидальная форма кварца (мориона), характеризующегося темной окраской. Неравномернозернистые, участками порфиroidные граниты, занимающие прикровельное положение в Салминском плутоне, характеризуются наличием миароловых пустот и пегматитовых жил, свойственных флюидонасыщенным гранитам. Равномернозернистые биотитовые граниты в эндоконтактной зоне при быстром остывании расплава приобретают порфиroidную структуру и становятся неотличимыми от порфиroidной разновидности неравномернозернистых гранитов. Кристаллизация безовоидных гранитов происходит в интервале 900–550 °С.

Раннемагматическая стадия биотитовых лейкогранитов представлена ассоциацией ортоклаз-пертита и титаномагнетита, что создает положительное магнитное поле над этими гранитами. В раннемагматическую стадию также кристаллизуется кварц. Температура оценивается примерно в 900–800° [Свириденко, 1968]. В позднемагматическую стадию вместо ортоклаз-пертита кристаллизуются калишпат, альбит и низкотитанистый магнетит, но четкой смены ассоциаций не происходит. Постмагматическая стадия выражена кристаллизацией высокожелезистого и низкотитанистого биотита (аннита), при этом часто наблюдаются симплективные прорастания биотита и кварца. В гидротермальную стадию по биотиту развивается гидробиотит. Широко проявлена грейзенизация.

Одной из главных отличительных особенностей биотитовых лейкогранитов является развитие в прикровельной части интрузии топазсодержащих литий-фтористых редкометалльных гранитов [Свириденко, 1968].

Акцессорные минералы по набору и количеству содержанию существенно отличаются от акцессорных минералов гранитов рапакиви. Характерные акцессорные минералы – флюорит и магнетит, а также топаз. Они концентрируются в прикровельных литий-фтористых гранитах. Как и главный акцессорный минерал безовоидных гранитов флюорит, в повышенных содержаниях присутствуют в приконтактной части плутона. Касситерит встречен в неравномернозернистых биотитовых гранитах.

### Геохимические особенности и флюидный режим кристаллизации гранитов рапакиви и биотитовых лейкогранитов

Средний химический и редкоэлементный состав гранитов рапакиви существенно отличается от состава безовоидных лейкогранитов (табл. 5). При сопоставимом содержании кремнезема и суммы щелочей отношение калия к натрию в гранитах рапакиви составляет около 2, а в биотитовых лейкогранитах – около 1,5. Высокое содержание фтора в биотитовых лейкогранитах, в несколько раз превышающее его содержание в гранитах рапакиви, служит причиной высокой концентрации в них флюорита, так же как преобладание  $P_2O_5$  в гранитах рапакиви объясняет высокое содержание апатита. Биотитовые лейкограниты содержат повышенные концентрации Rb, Li, Y, Nb, Ta, Th. Их средний редкоэлементный состав сопоставим со средним редкоэлементным составом плюмазитовых гранитов фанерозоя [Таусон, 1977]. В отличие от них граниты рапакиви обладают

высоким содержанием Ba и Zr, которые имеют тенденцию накапливаться в магмах с повышенной щелочностью.

Таблица 5. Средний химический состав гранитов Салминского массива

Компоненты	1(41)	2(31)	3(20)	4(28)	5(32)	6(20)	7(4)
SiO <sub>2</sub>	69,79	73,8	75,15	75,07	74,47	75,23	74,55
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,18	0,3	0,14	0,15	0,02	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,46	12,56	11,95	12,1	12,29	13,7	13,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	1,2	0,8	1,41	1,12	0,63	0,84
FeO	3,32	1,47	1,89	1,32	1,51	0,86	0,53
MnO	0,08	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04
MgO	0,43	0,23	0,31	0,15	0,17	0,07	0,02
CaO	1,65	0,69	0,83	0,53	0,94	0,37	0,85
Na <sub>2</sub> O	2,84	3,04	2,54	3,17	3,34	3,98	3,26
K <sub>2</sub> O	5,5	5,24	5,2	5,23	4,93	4,56	4,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,07	0,05	0,02	0,05	0,03	0,06
F	0,05	0,14	0,18	0,23	0,46	0,64	1,04
Li	47	92	61	56	100	275	273
Rb	172	322	215	305	412	772	965
Zr	413	261	354	305	140	155	70
Sr	160	90	92	88	88	85	10
Ba	1880	868	1084	176	116	267	150
Y	43	76	59	90	89	139	–
Nb	33	39	40	66	69	72	60
Ta	2	2	3,1	6,6	9,1	21,6	–
Th	14	25	18	26	47	54	30,4
U	1,8	3,2		4,2	6,5	–	9,1
Pb	36	37	37	37	45	38	–

Примечание. 1 – выборгит; 2 – питерлит; 3 – овоидный порфиоровидный гранит с мелкозернистой основной массой; 4 – равномернозернистый биотитовый гранит; 5 – неравномернозернистый биотитовый гранит; 6 – топазсодержащий протолитионитовый гранит; 7 – средний состав топазсодержащего гранита комплекса Эурайоки [Rämö, Naarala, 1995]. Цифры в скобках – число анализов.

Сопоставляя средние химические и редкоэлементные составы рассматриваемых геохимических типов гранитов, можно заметить некоторые закономерные их изменения от ранних к поздним. В гранитах рапакиви от выборгитов к наиболее поздним овоидным порфиоровидным гранитам увеличивается содержание SiO<sub>2</sub> и уменьшается TiO<sub>2</sub>. Это обусловлено тем, что в раннемагматическую стадию кристаллизации выборгитов, отличающейся повышенной щелочностью, в ассоциации с ортоклазом кристаллизуются безводные темноцветные силикаты (фаялит, авгит, ферросилит), отсутствующие в питерлите и овоидном порфиоровидном граните. В свою очередь, дифференциация биотитовых лейкогранитов определяется тем, что от ранних к поздним увеличивается содержание Li, Rb, Y, Nb, Ta, Th, U (см. табл. 5). Граниты рапакиви, как и все субщелочные граниты, – высокобариевые, тогда как разновидности безовоидных биотитовых лейкогранитов – высокорубидиевые. Важность этой особенности определяется еще и тем, что высокобариевый и высокорубидиевый типы гранитов с раз-

личающейся геохимической специализацией установлены и для более ранних докембрийских гранитоидов [Свириденко, 2011, 2013]. Как правило, им свойственно различное тектоническое положение и различные источники расплавов.

Таким образом, близкие по химическому и минеральному составу граниты рапакиви и биотитовые лейкограниты резко различаются геохимически. Содержание Ва в биотитовых лейкогранитах в 5 раз меньше, чем в гранитах рапакиви, а содержание Zr – примерно в 2 раза. Главной причиной их геохимического различия является разный флюидный состав. Граниты рапакиви характеризуются более высоким содержанием  $\text{CO}_2$ , CO и  $\text{CH}_4$  [Sviridenko, 1994] в отличие от биотитовых лейкогранитов, обогащенных фтором.

На диаграмме  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  поля составов гранитов рапакиви вытянуты вдоль оси  $\text{CO}_2$  и характеризуются относительно постоянным содержанием  $\text{H}_2\text{O}$  (около 6 %), тогда как биотитовые лейкограниты отличаются низким содержанием  $\text{CO}_2$  (0,1–0,3) и поле составов их вытянуто вдоль оси  $\text{H}_2\text{O}$ , содержание которой превышает 10 % (рис. 3). Топазсодержащие граниты образуют компактное изолированное поле с низкой концентрацией  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ .

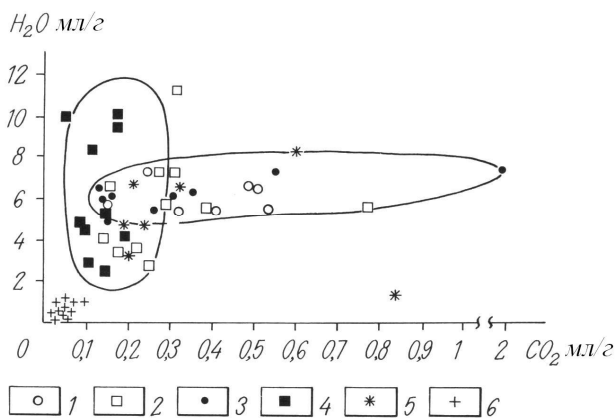


Рис. 3.  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  диаграмма главных типов гранитов Салминского плутона:

1 – выборгит; 2 – равномернозернистый биотитовый гранит; 3 – питерлит; 4 – неравномернозернистый биотитовый гранит; 5 – крупноовоидный порфиroidный гранит; 6 – топазсодержащий гранит. Анализы выполнены в лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии Института земной коры Сибирского отделения РАН

Во всех типах гранитов кристаллизация начинается на стадии подъема расплава. При этом в процессе кристаллизации во всех типах гранитов содержание газов группы углерода ( $\text{CO}_2$ , CO и  $\text{CH}_4$ ) уменьшается, а  $\text{H}_2\text{O}$  увеличивается. На конечной стадии кристаллизации то-

пазсодержащих гранитов давление флюида, по-видимому, превзошло общее давление. В этом случае магматическая система постепенно переходит в рудно-магматическую.

Дифференциация неравномернозернистых биотитовых гранитов определяется прежде всего высоким содержанием фтора, превышающим 0,4 % (см. табл. 5), что в свою очередь способствует высокому содержанию воды, достигающему 10 %. Нельзя не отметить, что их содержание сопоставимо с содержанием воды и фтора в фанерозойских плюмазитовых редкометалльных гранитах [Таусон, 1977].

Последовательность кристаллизации и характер эманационной дифференциации также сопоставимы с плюмазитовыми гранитами. При кристаллизации ортоклаза неравномернозернистых биотитовых гранитов, когда температура составляла 900 °С, еще не существовало обособленной флюидной фазы. Поскольку источником расплава служила средняя земная кора, то на ранней стадии кристаллизации давление было достаточно высоким. С подъемом расплава и заполнением магматической камеры происходит спад давления и постепенное понижение температуры, что особо свойственно неравномернозернистым биотитовым гранитам, занимающим прикровельную часть Салминского массива. При уменьшении общего давления растворимость  $\text{H}_2\text{O}$  уменьшается (происходит ее отделение от силикатной фазы). Температура солидуса в них снижается до 550 °С, и эманационная дифференциация подобных низкотемпературных, обогащенных водой, фтором и редкими элементами расплавов обеспечивает прикровельное образование редкометалльных рудоносных литий-фтористых гранитов. С этими гранитами связаны широко развитые процессы грейзенизации.

Общеизвестно, что литий-фтористые и щелочные граниты, являющиеся типичными представителями фанерозойского гранитного магматизма, обычно характеризуются обособленным развитием, вследствие чего проблемы их соотношения не возникает. Небезынтересно, однако, выявленное совместное разновозрастное их проявление в Восточном Забайкалье в составе Соктуйского массива [Коваленко и др., 2002], где для них обосновываются источники расплавов различной глубинности. Источником для щелочных гранитов массива предполагается либо мантия, либо океаническая кора, а для литий-фтористых гранитов – континентальная кора. Формирование ассоциации щелочных и литий-фтористых гранитов В. А. Коваленко с соавторами объясняют воздействием горячей точки мантии.

Для габбро-анортозит-рапакивигранитной ассоциации южной краевой части Фенноскандинавского щита совместное развитие гранитов рапакиви и редкометалльных гранитов объясняется протерозойским диапиризмом вдоль флексуры Полканова, где источник расплавов гранитов рапакиви расположен на границе кора-мантия, а биотитовых лейкогранитов – на более высоком уровне земной коры [Свириденко, 2003].

Переменяемость во времени гранитов рапакиви и биотитовых лейкогранитов, то есть гранитов, имеющих источник различной глубинности, учитывая их приуроченность к краевой флекуре, ограничивающей Фенноскандинавский щит, можно объяснить лишь тем, что флекуре свойственны волновые колебательные движения.

Металлогенические исследования, постоянно проводившиеся в Северном Приладожье начиная с 50-х годов прошлого столетия как производственными, так и научными организациями Санкт-Петербурга, Москвы, Петрозаводска, показали, что процессы рудообразования полихронны. Это касается также процессов рудообразования, генетически связанных с магматическими образованиями Салминского плутона [Хазов, 1973; Ларин, 1980; Иващенко, 1987; Хазов и др., 2004]. В частности, в последней работе [Хазов и др., 2004] установлено, что габбро-анортозиты сопровождаются железо-титановым (ильменитовым) оруденением. С различными типами гранитов соответственно связано оруденение: скарново-железорудное; скарновое оловянно-цинково-железорудное; скарново-грейзеновое оловянно-редкометалльно-флюоритовое и оловянно-редкометалльное (Ta, Nb, Mo) в альбититах и грейзенах.

Геохимическая характеристика гранитов Салминского плутона (см. табл. 5) позволяет считать, что редкометалльно-флюорит-оловянное оруденение – более позднее, чем скарново-полиметаллическое. Генетически оно связано с литий-фтористыми гранитами, занимающими прикровельную часть Салминского плутона и являющимися продуктом эманационной дифференциации неравномернозернистых биотитовых гранитов.

## Заключение

Овоидальная структура рапакиви обусловлена составом высокотемпературного флюидизированного расплава, обладающего высокими концентрациями  $\text{CO}_2$ , CO и  $\text{CH}_4$ . Граниты рапакиви и ассоциирующие с ними биотитовые лейкограниты, дифференциация которых приводит к образованию плюмазитовых ред-

кометалльных гранитов, – это различные геохимические типы гранитов. Понимание этого весьма важно для выработки критериев поиска редкометалльных месторождений.

## Литература

- Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. Л., 1976. 222 с.
- Ветрин В. Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты, 1984. 123 с.
- Ветрин В. Р. Древнейшие рапакивиобразные граниты Кольского полуострова / Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 5. С. 1223–1228.
- Ветрин В. Р. Парагенезисы титаносодержащих и акцессорных редкоземельных минералов в гранитоидах восточной части Балтийского щита. Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979. 162 с.
- Жариков В. А. Зависимость парагенезисов магматических пород от режима щелочей // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 340–355.
- Иващенко В. И. Скарновое оруденение олова и вольфрама южной части Балтийского щита. Л., 1987. 240 с.
- Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Владыкин Н. В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. Т. 10, № 3. С. 227–230.
- Ларин А. М. Особенности минерализации в Питкярантском районе / Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 3. С. 73–82.
- Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. Санкт-Петербург: Наука, 2011. 401 с.
- Летников Ф. А. Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 4. С. 307–322.
- Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Вестник ОГГГН РАН. 1999. № 4(10).
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 448 с.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 229 с.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 116 с.
- Свириденко Л. П. Кварцевый порфир-рапакивигранитная и онгонит-редкометалльногранитная вулканоплутонические ассоциации южной окраины Фенноскандинавского щита. Вулканизм, биосфера и экологические проблемы. Туапсе, 2003. С. 32–33.
- Свириденко Л. П. Бимодальный вулканоплутонизм и диапиризм Фенноскандинавского щита: Сборник материалов шестой международной научной конференции «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы», Майкоп–Туапсе, 2011. С. 90–92.
- Свириденко Л. П. Вулканизм и геотектоника юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2013. 213 с.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.

Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. М.; Л.: Наука, 1973. 87 с.

Хазов Р. А., Шаров Н. В., Исанина Э. В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2004. Вып. 7. С. 55–74.

Haapala I., Rämö T. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern fennoscandia Trans. R. Soc. Edinburg Earth Sci. 1992. Vol. 83. P. 165–171.

Haapala I., Emslie R. F., Rämö T. Achievements of IGCP project 315 in 1991–1996. In Rapakivi granites and related rocks. Abstract volume. Helsinki, 1996. P. 29–30.

Larin A., Amelin Yu., Neumark L. et al. The origin of Salmi and Uljalegi anorthosite-rapakivi granite massifs: constraints from precise U-Pb geochronology and Rb-Sr-Nd isotopic data. 7<sup>th</sup> international Symposium on rapakivi granites. Helsinki. 1996. Abstract volume. P. 47.

Rämö O. T., Haapala I. One hundred years of rapakivi granite // Mineral Petrol. 1995, 52. P. 129–185.

Sahama T. G. Rapakivi amphibole from Uuksunjoki Salmi area // Bull. Comm. Geol. Finlande, 1947. N 140.

Sederholm I. I. Über die finnländischen rapakivigesteine. Tschermarks // Mineral. Petrol. 1891. Mitt., 12: 1–31.

Simonen A. The Precambrian in Finland // Geological Survey of Finland Bull. 1980. 304. 58 p.

Sviridenko L. P. The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi pluton, Karelia, Russia // Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 50. P. 59–67.

Sviridenko L. P. Rapakivi and rare-metal granites. In Rapakivi granites and related rocks. Abstract volume. Helsinki, 1996. P. 75.

Vaasjoki M., Rämö O. T. The Wiborg rapakivi batholith and associated rocks in southeastern Finland // Geol. Surv. of Finl. Guide, 1989. 30. 32 p.

Vorma A. On the geochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland // Geol. Surv. of Finland Bull. 1976. 285. 98 p.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

### Свириденко Лината Петровна

ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: sv@krc.karelia.ru  
тел.: (8142) 783471

### Sviridenko, Linata

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: sv@krc.karelia.ru  
tel.: (8142) 783471

УДК 551.243.31 (470.21/22)

## **КУОЛАЯРВИНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ: НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ**

**В. С. Куликов, В. В. Куликова**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Рассматриваются вопросы стратиграфии и тектоники Пана-Куолаярвинского мегасинклинория, который сформировался на сочленении трех крупных доменов Фенноскандинавского щита: Беломорского подвижного пояса, Карельского кратона и Центрально-Лапландского выступа Свеккофеннской провинции. Материал, положенный в основу тектонических построений, включает: 1) полевые исследования В. С. Куликова в восточной части мегасинклинория, 2) пересмотр некоторых взглядов финских геологов, 3) анализ других опубликованных материалов. В структурном отношении синклинорий разделен на три части: восточную (русскую), центральную (приграничную) и западную (финляндскую). В центральной части особое место занимает впервые выделяемый вулкан Рохмойва, реликты которого предполагаются в районе одноименной горы. Проведена корреляция свит и формаций палеопротерозоя восточной и западной частей структуры. Составлен новый вариант геологической карты-схемы масштаба 1:500 000 и субширотный геологический разрез Салла – Рохмойва – Апарarvi.

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** Фенноскандия, палеопротерозой, Пана-Куолаярвинский мегасинклинорий, стратиграфия, ятулий, людиковий, тектонические структуры, корреляция.

### **V. S. Kulikov, V. V. Kulikova. KUOLAJARVI SYNCLINORIUM: A NEW CONCEPT OF GEOLOGICAL STRUCTURE AND COMPOSITE SECTION**

The stratigraphy and tectonics of the Pana-Kuolajarvi megasynclinorium, one of the most essential Paleoproterozoic structures in the Fennoscandian Shield, are discussed. It was formed at the jointing of three large shield domains: the Belomorian Mobile Belt, the Karelian Craton and the Central Lapland scarp of the Svecofennian Province. Our tectonic reconstructions are based on: 1) the field studies conducted by V. S. Kulikov in the eastern part of the megasynclinorium, 2) revision of some of the views on the structure of the western Kuolajarvi synclinorium (KS) shared by Finnish geologists and 3) analysis of the available literature on the geology of this area. Structurally, KS is arbitrarily subdivided into the Eastern (Russian), Central (border) and Western (Finnish) units. The newly identified Rohmoiva Volcano occupies a special position in the Central unit. The Paleoproterozoic suites and formations of the Eastern and Western units of KS were correlated. A new version of a 1:500 000 scale geological map of KS and a near-E-W geological cross-section, extending from Salla, Finland, across Mount Rohmoiva to Lake Aapajarvi, Russia, were made on the basis of this correlation.

**K e y w o r d s:** Fennoscandia, Paleoproterozoic, Pana-Kuolajarvi megasynclinorium, stratigraphy, Jatulian, Ludicovian, tectonic structures, correlation.

## Введение

Палеопротерозойский Пана-Куоляярвинский мегасинклиниорий, расположенный на территории Северной Финляндии (Куусамо – Салла) и Северо-Запада России (СЗ Карелии и ЮЗ Мурманской области), представляет значительный интерес для познания общей геологической истории Северной Фенноскандии в свете новых современных технологий и подходов. В геотектоническом отношении это единственная структура на Фенноскандинавском щите, которая соединяет окружающие ее три крупнейших домена: с востока и северо-востока – Беломорский подвижный пояс, с юга – Карельский кратон и с запада – выступ Свекофеннского домена. Она имеет площадь более 7,5 тыс. кв. км [Geological..., 2001] и содержит месторождения и проявления золота и редких элементов [Чернявский и др., 2012; Fennoscandian..., 2010]. Традиционно мегасинклиниорий подразделяется на две части: северную (Куоляярви – Салла – Соваярви) и южную (Куусамо – Паанаярви), ориентированные соответственно на ССЗ и ВСВ. Условная субширотная граница между ними проводится приблизительно в 15 км южнее Северного полярного круга. Для российской территории северная часть называется Куоляярвинским синклиниорием (КС), а южная – Панаярвинским синклиниорием (ПС).

Стратиграфия и тектоническое строение ПС в основном согласованы между российскими и финляндскими геологами [Silvennoinen et al., 1992]. Интерпретация геологического строения КС, где доминирующий объем занимают вулканы, до настоящего времени существенно различается как среди российских и финляндских исследователей, так и у разных школ российской геологии. Главное разногласие заключается в трактовке геологического строения и оценке возраста пород в центральной и западной частях структуры. Одни исследователи [Manninen, 1991; Silvennoinen et al., 1992; Geological..., 2001; Hanski, 2012] относят их к доятулию, другие – к постъятулию [Kulikov et al., 1980; Воинов, Полеховский 1985; Куликов, 1988; Геологическая карта..., 1996 и др.].

В настоящей статье авторы на основе анализа собственных исследований в 1970-х и в 2006 годах, геологических экскурсий в СВ Финляндии, а также с учетом работ других специалистов, как российских, так и финляндских, рассматривают стратиграфические и структурные особенности отдельных частей КС (восточной, центральной и западной) и предлагают новую версию его строения и сводного разреза.

## Краткая история исследований

К начальному этапу изучения КС следует отнести составление в 1929 году В. Хакманом и В. Вилькманом геологической карты масштаба 1:400000 района Куоляярви – Вуориярви [Hackman, Wilkman, 1929]. На ней были выделены две группы формаций протерозоя (сверху вниз): ятулийская (конгломераты, кварциты, доломиты и метабазиты), развитая в основном в ПС, и «калевийская» (туфы, конгломераты, кварциты, доломиты, амфиболовые сланцы, глинистые сланцы, метабазиты и серпентиниты), расположенные в КС. Последняя залегает на докалевийском фундаменте гранитоидов и гнейсов и интродуцируется посткалевийскими гранитами.

В 50-х годах 20 века в восточной (советской) части КС была проведена геологическая съемка и составлены карты масштаба 1:200000 геологами СЗГУ. На их основе в 1959 г. была создана сводная геологическая карта Карельской АССР [Кратц, 1963]. Там образования «калевия» отнесены в основном к тунгудско-надвоицкой серии нижнего протерозоя, а «ятулия» – к сегозерской серии среднего протерозоя. При этом карбонатные породы и кварциты «калевия» включены также преимущественно в сегозерскую серию.

В 1967 году Р. Лауэрма составил карту масштаба 1:100000 района Салла в западной (финляндской) части КС [Lauerma, 1967]. Развитые там кварциты и карбонаты сопоставлялись с ятулийским комплексом пород, а вулканы формации Салла – с доятулийскими образованиями района Куусамо (формация Гринстон-1, по [Silvennoinen, 1972]).

В 1960–70-х годах сотрудниками Карельского филиала АН СССР (М. М. Лавров, В. С. Куликов, В. Д. Слюсарев, В. И. Кочнев-Первухов, под руководством А. И. Богачева) проводилось изучение мафит-ультрамафитов Северной Карелии для оценки их никеленосности. Для осадочно-вулканогенных образований В. С. Куликов предложил новую стратиграфическую схему, в которой вулканы тунгудско-надвоицкой серии в КС отнесены к людиковийскому стратону протерозоя на основании установленной последовательности залегания геологических тел и их взаимоотношений как на обнажениях, так и по данным буровых работ [Куликов и др., 1974]. А. П. Светов и А. И. Голубев проводили геологические и геохимические исследования вулканоплутонических комплексов на отдельных участках [Светов, 1979; Голубев, Светов, 1983]. В эти же годы сотрудники ВСЕГЕИ и ЛГУ специально занимались вопросами стратиграфии КС [Воинов, Поле-

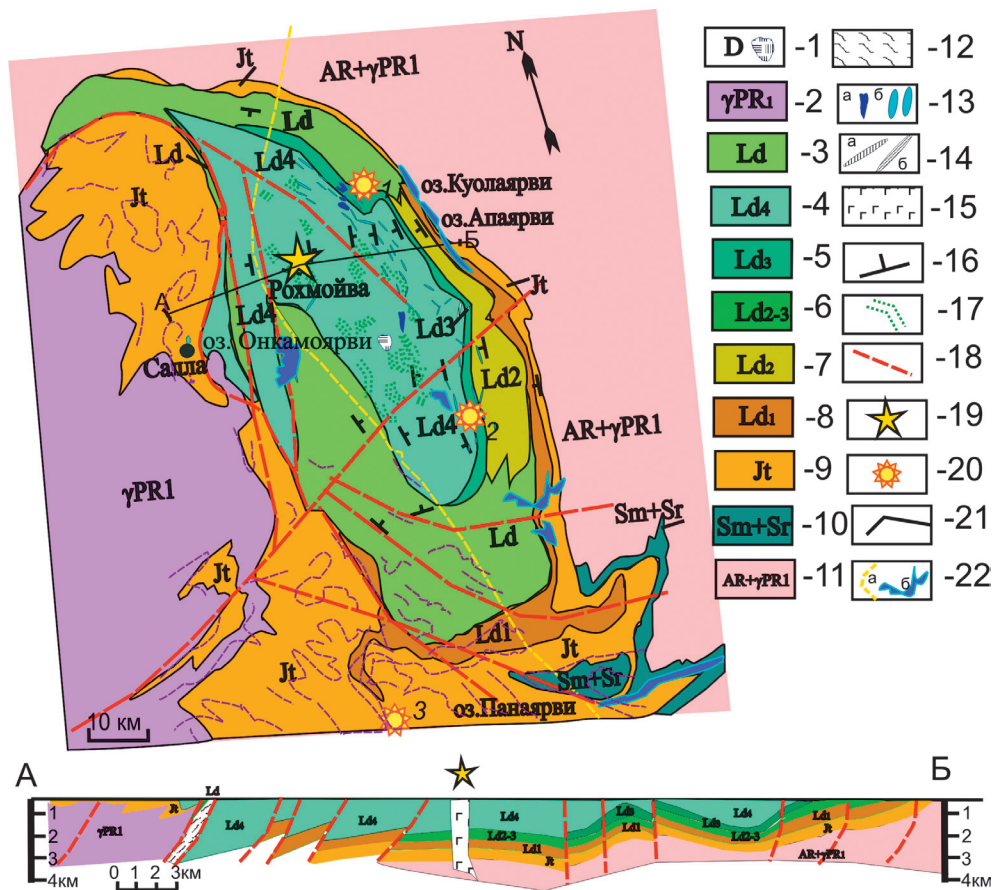


Рис. 1. Схема геологического строения Куолаярвинского синклиория. Сост. В. С. Куликов и В. В. Куликова (2013) с использованием [Geological..., 2001; Manninen, 1991; Routoistenmaki, 1992] и авторских материалов:

Фанерозой, девон. 1 – Салланлатвинский щелочно-ультраосновной массив. Палеопротерозой. 2 – свекофенские гранитоиды; людиковий (3–7): 3 – нерасчлененные образования, 4 – соткойвинская свита (здесь и далее по [Стратиграфический словарь..., 1989]) и формации Салла и Мянтюваара (Ld4), 5 – кайральская (Ld3), 6 – объединенные кайральская и апаярвинская (на разрезе), 7 – ноукаярвинская и апаярвинская (Ld2), 8 – куонаярвинская (Ld1); 9 – ятулий: кискинлампинская, ниваярвинская, нилуттиярвинская, юрхямьярвинская и их аналоги (Jt); 10 – сариолий и сумий нерасчлененные (Sr+Sm). Архей. 11 – беломорская серия с гранитоидами неясного возраста. 12 – тектониты по нерасчлененным комплексам в зоне Аатсинки. Некоторые мафит-ультрамафитовые тела неизвестного возраста: 13 – силлы (а) и дайки (б), 14 – долеритовый (а) и лейкодолеритовый (б) комплексы. 15 – предполагаемая подвулканная камера вулкана Рохмойва (на разрезе). 16 – направление кровли лавовых потоков. 17 – простирации наблюдаемых пластов вулканитов соткойвинской свиты (а) и других стратонов (б). 18 – некоторые разломы и надвиги. 19 – предполагаемая кальдера вулкана Рохмойва. 20 – точки золоторудных месторождений и проявлений (1 – Кайралы, 2 – Майское, 3 – Юмоасу) по [Чернявский и др., 2012]. 21 – линия разреза. 22 – госграница России с Финляндией (а), контуры некоторых озер (б)

ховский, 1985]. Они также рассматривали вулканогенные и осадочные толщи как нижнепротерозойские постъятулийские. Была составлена детальная стратиграфическая схема и выделено в разрезе нижнего протерозоя 10 свит, разделяющихся по вещественному составу и последовательно наращивающих разрез с востока на запад до центра структуры (снизу вверх): кискинлампинская, ниваярвинская, нилуттиярвинская, нятяярвинская, юрхямьярвинская, куонаярвинская, ноукаярвинская, апаярвинская, кайларская и соткойвинская. Выявлена метаморфическая зональность, которая показывает более высокий (амфиболитовая фа-

ция) метаморфизм в восточной краевой части структуры и пониженный (зеленосланцевая фация) в центральной части.

Совместная согласованная позиция ряда геологических организаций СССР (ИГ КарНЦ РАН, ЛГУ, ВСЕГЕИ, ПО «Невскгеология» и Центрально-Кольская экспедиция ПГО «Севзапгеология») была представлена на финляндско-советском симпозиуме в Рованиеми в 1979 г. [Kulikov et al., 1980].

В 1980–90-е годы изучение КС было продолжено в основном сотрудниками ГИ КНЦ РАН и ЦКЭ. Так, в 1995 г. А. А. Басалаев, Н. Е. Козлов и их коллеги совместно с финскими геологами

(А. Сильвеннойнен, Т. Маннинен и др.) провели геологические экскурсии на ряде важных объектов на территории Финляндии и России. Полученные предварительные результаты требовали проведения полевых и лабораторных работ на пяти рекомендованных участках [Basalaeв, Kozlov, 1996]. Их не удалось осуществить в полной мере, но некоторые материалы учтены при составлении геологической карты Кольского региона масштаба 1:1 000 000 (ред. Ф. П. Митрофанов) [2001].

Открытие ЦКЭ в 1991 году Майского месторождения золота в районе озера Хосиярви (Республика Карелия) способствовало подключению к его исследованию ряда сотрудников ИГЕМ РАН [Сафонов и др., 2003], ГИ КНЦ РАН [Гавриленко, 2002; Войтеховский и др., 2010] и других.

В это же время западная часть КС изучалась Т. Манниненом, который составил новую геологическую карту территории в масштабе 1:500 000. Он уверенно показал направление кровли лавовых тел на запад на нескольких участках формации Салла. Этот факт признан многими геологами, в том числе и российскими. Выделена новая формация Мянтьюваара высокомагнезиальных вулканитов (коматииты и коматиитовые базальты), которая залегает выше формации Салла (андезибазальты, андезиты и дациты) [Manninen, 1991]. На российской территории она не отмечалась, хотя дайки и силлы высокомагнезиальных пород, прорывающих верхи разреза КС, были известны [Кратц, 1963; Лавров, 1979; Куликов, 1988 и др.]. При создании геологической карты умело использовалась аэромагнитная карта [Ruotoistenmaki, 1992], на которой отчетливо фиксируются отдельные маркирующие горизонты, позволяющие в условиях

слабой обнаженности отражать структурный план территории. Авторы настоящей работы активно использовали эти и другие опубликованные материалы при расшифровке строения западной части КС. Поскольку восточная, центральная и западная части структуры имеют специфику своего строения (рис. 1), то целесообразно рассмотреть их отдельно.

### Восточная часть синклинория

**Стратиграфия.** Стратиграфическая схема данной территории, разработанная в конце 1970-х годов, не претерпела существенных изменений. Последующими буровыми работами ЦКЭ внесены некоторые уточнения в расчленении апаярвинской свиты. Для построения стратиграфической колонки палеопротерозоя нами были выбраны два хорошо обнаженных участка: Юрхямьярвинский и Туорусйокский. На первом из них обнажена нижняя часть разреза в районе озер Кискинлампи, Нилуттиярви, Юрхямьярви, а на втором от оз. Апаярви по р. Туорусйоки (широтное колено) и далее к западу через горы Хауккатунтури и Соткойва – верхняя его часть.

При рассмотрении обобщающих характеристик вещественного состава выделенных свит и формаций на разных участках территории России и Финляндии и их корреляции авторы использовали термин Международной хроностратиграфической шкалы «система» как официальный стратон рангом ниже эратемы. Он уже применялся в интернациональной работе по Фенноскандии [Hanski, Melezhik, 2012] вместо термина «надгоризонт» региональной стратиграфической схемы нижнего протерозоя СЗ России. Сводный разрез палеопротерозоя восточной части КС представляется следующим (снизу вверх).

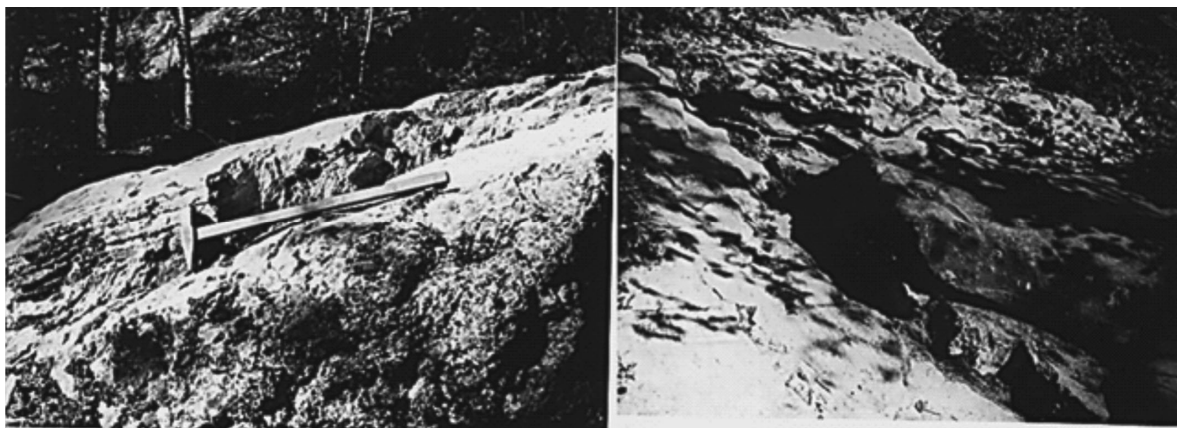


Рис. 2. Кискинлампинская свита на одноименном участке (фото В. С. Куликова, 1970): слева – слоистые кварцитопесчаники, справа – контакт архейских гранитоидов (нижний светлый угол на фото) и конгломератов с редкими гальками гранитоидов в карбонатно-песчаниковом цементе (средняя темная полоса), перекрываемых кварцитопесчаниками

**Ятулийская система (Jt)**

1. Кискинлампинская свита – базальные конгломераты с галькой подстилающих гранитоидов архея и карбонатно-песчаниковым цементом (1–2 м), а также кварцитопесчаники (до 10 м) (рис. 2).

2. Ниваярвинская свита – кварцитопесчаники и кварциты с прослоями слюдистых и хлорит-карбонатных сланцев, карбонатсодержащие песчаники. Мощность 180 м.

3. Нилуттиярвинская свита – четыре лавовых потока толеитовых базальтов и один поток андезибазальтов, разделенных туфогенным прослоем. Мощность 220 м.

4. Нятяярвинская свита – карбонаты, карбонат-хлоритовые, карбонат-тальковые и серицит-хлоритовые сланцы. Мощность 60 м.

5. Юрхямьярвинская свита – пестроцветные карбонатсодержащие кварциты, кварцитопесчаники, доломиты и мраморы с прослоями хлорит-биотитовых сланцев. Мощность 75 м.

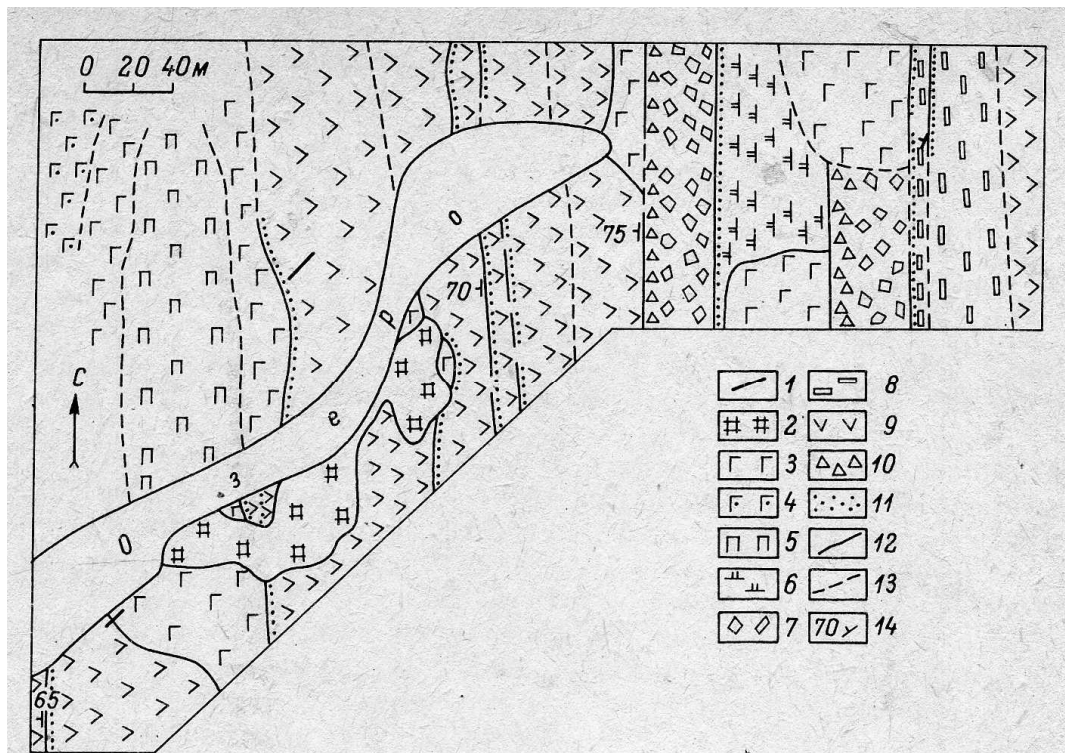
**Людиковийская система (Ld)**

1. Куонаярвинская свита (Ld1) образована двумя толщами. Нижняя углеродсодержащая

[Галдобина и др., 1982; Голубев и др., 1984] представлена базальным пластом гравелитов и песчаников с карбонатным цементом и обломками кварца и плагиоклаза. В цементе развит биотит и обильная сульфидная вкрапленность. Выше залегают кварц-альбит-хлоритовые сланцы и углеродистые (20–40 % C) биотит-кварцевые сланцы, которые сменяются переслаиванием углеродистой породы с карбонатами. Встречен прослой яшмоидов, два потока базальтов и один андезибазальтов. Мощность 170 м. Вторая магнетитсодержащая толща представлена разнообразными по составу сланцами по туфогенным породам и лавами базальтов и андезибазальтов (15 потоков). Мощность 200 м.

2. Ноукаярвинская свита (низ Ld2) – полимиктовые песчаники и конгломераты (>3 слоев), слюдистые аркозы и два потока базальтов. Среди галек преобладают зеленокаменные породы и плагиограниты, редко кварциты. Мощность 60 м.

3. Апяярвинская свита (верх Ld2). На широтном участке в нижнем течении р. Туорусйоки она представлена переслаиванием лав (50 потоков) и туфов основного и среднего состава с



**Рис. 3.** Схема геологического строения участка Озеро (ЮВ г. Хауккатунтури) [Куликов, 1988]:

Палеозой: 1 – дайки щелочных базальтоидов. Палеопротерозой (людиковий): 2 – серпентиниты по перидотитам или коматиитам (33,8 % MgO), 3 – габбро, 4 – кварцевые габбро-долериты, 5 – меланократовые порфиридные габбро, 6 – коматиитовые базальты, 7 – порфиридные пироксеновые базальты, 8 – плагиоклазовые андезибазальты, 9 – базальты и андезибазальты нерасчлененные, 10 – лавобрекчии и туфобрекчии, 11 – миндалекаменные текстуры в кровле лавовых потоков. Контакты: 12 – наблюдаемые, 13 – предполагаемые. 14 – элементы залегающих границ покровов (потоков)

карбонатными, хемогенно-кремнистыми породами, хлоритовыми и другими сланцами. В средней части разреза отмечается горизонт из 3–5 потоков андезибазальтов повышенной щелочности с крупными вкрапленниками и сростками кристаллов плагиоклаза. На участке в районе оз. Хосиярви, по данным ЦКЭ, свита состоит из пяти пачек (снизу вверх): базальтовая (300 м), туфогенная (15 м), базальт-андезиба-

зальтовая (100 м), трахибазальтовая (до 50 м) и туфогенная (65 м). Мощность более 530 м.

4. Кайральская свита («Кайларская» по [Воинов, Полеховский, 1985]) (Ld3) – доломиты, слюдистые и хлоритовые сланцы, слюдистые песчаники, углеродсодержащие сланцы. Мощность до 400 м.

5. Соткойвинская свита (Ld4) – вулканогенные образования, преимущественно андезиба-

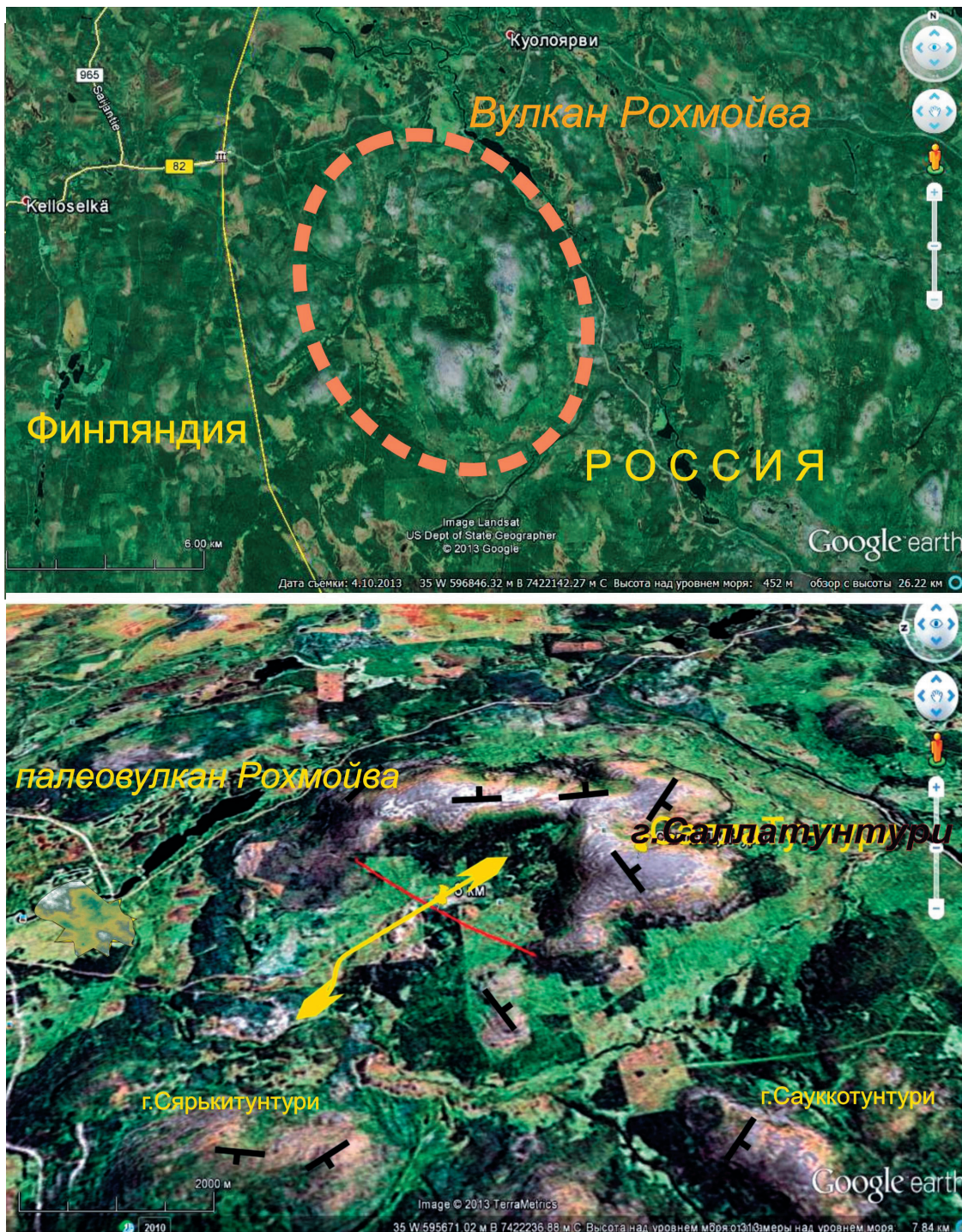


Рис. 4. На карте Google реликты предполагаемого вулкана Рохмойва

зальтового состава. Например, на ЮВ склоне горы Хауккатунтури (участок Озеро) закартировано девять потоков андезибазальтов – базальтов и три – высокомагнезиальных (11–16 % MgO) коматиитовых базальтов (рис. 3). Мощность > 1000 м.

Общая мощность пяти ятулийских свит составляет 530 м, а пяти людиковийских – 2,8 км. Следует отметить, что описанные свиты с собственными именами вошли в Стратиграфический словарь по нижнему докембрию СССР [1989]. Однако они не все равнозначны по объему и взаимоотношениям с перекрывающими стратонами. В связи с этой существующей в настоящее время неопределенностью некоторые из них целесообразно отнести к рангу подсвит или базальных пачек непосредственно перекрывающих их свит, например, кискинлампинскую следует включить в состав ниваярвинской, нятяярвинскую – в состав юрхмяярвинской, ноукаярвинскую – в состав апарвинской. На рис. 1 уточненные таким образом объемы свит показаны под индексами Ld1–Ld4, а нерасчлененные образования – Ld.

Интрузивы габброидов и перидотитов в виде силлов и даек зафиксированы в разных свитах людиковия. Они рассматриваются как комагматы соответствующих по составу вулканитов.

**Структурные особенности.** Ятулийские и людиковийские образования в восточной части КС образуют крупную Соткойвинскую синклиналь субмеридионального простирания с размахом крыльев до 14 км и длиной более 30 км. Ее крылья осложнены тектоническими нарушениями (см. рис. 1), связанными со Свекофенским орогенезом и последующими тектоническими событиями. В приразломных зонах наблюдаются плейчатые текстуры, милониты и зонки дробления, мелкие складки. Встречаются участки с флексурными формами залегания пород. Углы падения пород на восточном крыле синклинали изменяются от 5 до 80°. Кровли лавовых потоков направлены на запад или юго-запад.

### Центральная часть синклинория

Авторы включают в состав центральной части КС приграничные районы от бывшей деревни Куолярви на севере до населенного пункта Онкамоярви на юге. Дешифрирование спутниковых снимков Google на этой территории с учетом полевых наблюдений позволило впервые выделить куполовидную структуру диаметром >4 км, которая идентифицируется по вершинам гор Саллатунтури – Рохмойва – Сауккотунтури – Сяркутунтури и пересекается субрадиальными разломами. Имеющиеся замеры элементов за-

легания лавовых потоков и туфов подтверждают ее куполовидную форму с предполагаемым центром в 2 км к ССЗ от вершины горы Рохмойва (рис. 4). Выявлены следующие направления падения пластов вулканитов: г. Саллатунтури – на восток, г. Рохмойва – на юг, юго-запад, г. Сауккотунтури и г. Сяркутунтури – нет достоверных данных, но западнее последней кровля лав направлена к западу [Manninen, 1991].

По-видимому, это разрушенный палеопротерозойский вулкан, который авторами назван Рохмойва по одноименной и самой высокой в КС горе (658 м). Звездочкой на рисунке отмечен предполагаемый центр палеовулкана Рохмойва. Повышенное гравитационное поле на этом участке [Ruotoistenmaki, 1992] мы связываем с залегающими на глубине плотными породами (перидотиты и габброиды) подвулканного интрузива. Вероятно, вулкан был главным поставщиком материала для формирования соткойвинской свиты преимущественно на восточном его склоне и формаций Салла – Мянтьюваара – на западном. Такая ситуация существенно влияет на интерпретацию строения КС в целом. Например, вулканический центр Рохмойва и продукты его деятельности нашли отражение в характере современного теплового поля, где наблюдаются сочетания элементов концентрической (вулканической) и наложенной линейной (тектонической) ориентировки (рис. 5).

### Западная часть синклинория

Характеристика этой части КС дается с использованием публикации [Manninen, 1991] и с учетом личных наблюдений В. С. Куликова во время геологических экскурсий совместно с А. Сильвеннойненом, Т. Манниненом и др. (1975, 1976 и 1988 гг.).

**Стратиграфия.** Стратиграфическая схема палеопротерозоя финской Лапландии значительно отличается от аналогичной схемы Карело-Кольского региона. Т. Маннинен в разрезе протерозоя выделяет лаппонийскую супергруппу с тремя группами (нижне-, средне- и верхнелаппонийская), которые включают следующие формации (снизу вверх).

#### *Нижний Лаппоний*

1. Формация Салла – андезибазальты и андезиты (лавы), дациты (лавы, туфы, игнимбриты), риолиты (кристаллотуфы). Мощность более 1 км.

2. Формация Мянтьюваара – коматииты (туфы), коматиитовые базальты, магнезиальные базальты, серицитовые сланцы в основании. Мощность 70 м.

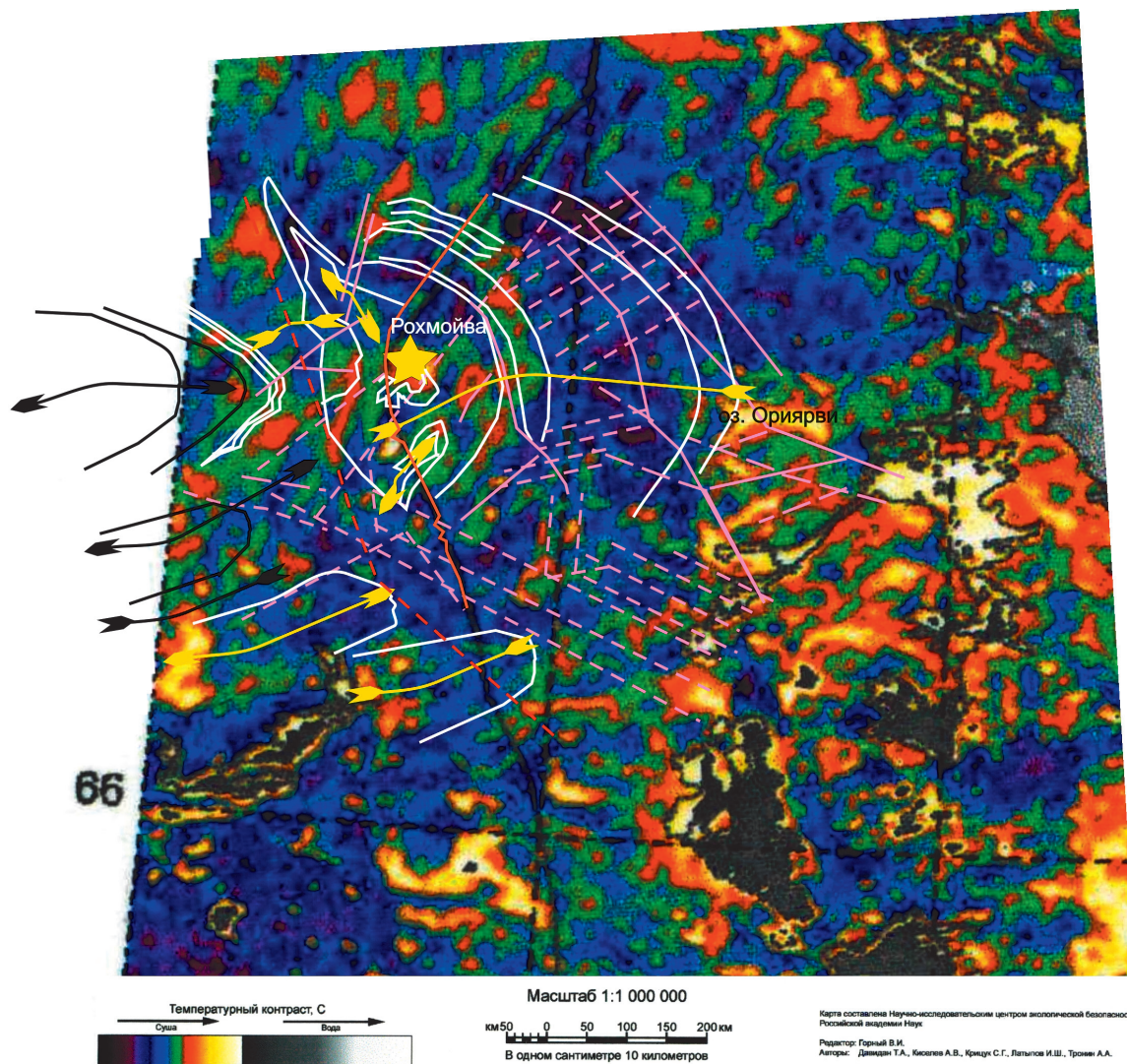


Рис. 5. Фрагмент карты теплового поля Земли из [Горный и др., 2000] со структурными элементами КС

#### Средний Лаппоний

1. Формация Келлоселькя – аркозовые кварциты, доломиты, глинистые сланцы.

2. Формация Тахкоселькя – толеитовые базальты. Мощность 50–100 м.

3. Формация Матоваара – ортокварциты, серицитовые кварциты, глинистые сланцы.

4. Формация Аатсингинхаута – графитистые сланцы, джеспилиты, доломиты.

#### Верхний Лаппоний

1. Формация Туохиваара – ультрамафитовые и мафитовые пирокласты (лаппили, туфы, туффиты).

По представлениям Т. Маннинена, граница между среднелаппонийской и нижнелаппонийской группами тектоническая, что не позволяет на финляндской территории однозначно решить вопрос о взаимоотношении формации Салла с ятулийскими формациями. На россий-

ской территории она рассматривается нами в качестве верхней составной части соткойвинской свиты людиковия.

Однако специального изучения взаимоотношений между этими стратонами не проводилось, поскольку финляндские геологи всегда считали, что вулканиты на горе Саллатунтури (Россия) и есть стратотип формации Салла, хотя некоторые советские геологи на близко расположенной горе Соткойва такие же вулканиты отнесли к соткойвинской свите [Стратиграфический словарь..., 1989]. Формальная граница между этими стратонами в настоящее время проводится по государственной границе, что противоречит геологической практике.

**Структурные особенности.** Западная часть КС разделяется на севере тектонической зоной Аатсинки и связанными с ней разломами на две полосы: восточную – людиковийскую (по нашим представлениям) и западную – ятулийскую. Юж-

нее широты Хаутаярви при развороте зоны Аатсинки на юго-запад (по нашим представлениям) тектоническая граница между ятулийскими и людиковийскими образованиями заканчивается. В южной части КС они имеют стратиграфическую границу и соединяются со своими аналогами восточного крыла Соткойвинской синклинали (см. рис. 1).

На севере восточной полосы формация Салла слагает западный склон предполагаемого вулкана Рохмойва, на который с юго-запада наведены гранитизированные образования ятулия. Этот вулкан вместе с подвулканным интрузивом играл роль «жесткого массива» и препятствовал продвижению на восток тектонических покровов из Центральной Лапландии. Вероятно, поэтому у его западного основания образовались уникальнейшие причудливые складчатые структуры, прекрасно проявленные на магнитной карте района и отображенные на современных геологических картах Финляндии [Suomen..., 1997]. В центральной части восточной полосы расположен слабо обнаженный участок в районе оз. Онкамоярви, структура которого достоверно не расшифрована. Вероятно, это антиклинальное ядро одной из структур второго порядка КС, развитых западнее Соткойвинской синклинали.

Таким образом, КС – в целом асимметричная и подобна другим палеопротерозойским структурам Фенноскандии (Печенгской, Имандра-Варзугской, Ветреного Пояса и др.). Ее западная оконечность не образует единого крыла, аналогичного восточному крылу Соткойвинской синклинали, т. к. там расположена группа гранитизированных тектонических пластин (блоков), имеющих индивидуальное внутреннее строение.

### О корреляции разрезов палеопротерозоя восточной и западной частей синклинория

Вещественный состав описанных выше свит на российской территории и формаций на финляндской, а также последовательность их залегания в конкретных обнажениях или буровых скважинах позволяют нам уверенно коррелировать эти стратонаты в пределах выделяемых стратиграфических систем палеопротерозоя Фенноскандии (табл.).

Как следует из таблицы, принципиальное разногласие между российскими и финляндскими исследователями заключается в определении места формаций Салла и Мянтьюваара: у первых они располагаются в самом верху стратиграфической колонки (людиковийская система), а у вторых – в самом низу (сумийская

и сариолийская системы). Т. Маннинен на основании наличия андезитобазальтов в олангской свите (сариолий) и дацитов в миноварской (сумий) района оз. Паанаярви [Коросов, 1991] сопоставляет их с формацией Салла. Однако на северном берегу оз. Паанаярви развиты еще две доятулийские свиты (панаярвинская и онтоярвинская с собственными различающимися конгломератами), которые не имеют аналогов в формации Салла, а формация Мянтьюваара, перекрывающая ее, там отсутствует. По мнению В. С. Куликова, олангская свита – аналог формации Гринстон-1 (Куусамо), перекрывается через кору выветривания ятулийскими серицитовыми сланцами и кварцитами в районе как оз. Паанаярви, так и Куусамо. Таким образом, по геологическим данным, наиболее вероятное местонахождение формации Салла – вверху стратиграфической колонки.

Корреляция палеопротерозойских образований восточной и западной частей Куоляярвинского синклинория

Системы палеопротерозоя	Восточная часть КС. Свиты, интрузивные комплексы, возраст	Западная часть КС. Формации, изотопный возраст
	Граниты (р-н Куоляярви, Ниваярви)	Граниты (р-н Салла), 1.8 Ga [Lauerma, 1967]
Людиковийская	Дайки и силлы перидотитов, коматиитов и габброидов	Туохиваара (?) Мянтьюваара (р-н Мянтьюваара – Коутуйва); дайки коматиитов
	Соткойвинская	Салла
	Кайральская Апаярвинская, Куонаярвинская	Аатсингинхаута Мянтьюваара (р-н Онкамоярви – Сариярви)
Ятулийская	Юрхямаярвинская	Матоваара
	Нилуттиярвинская	Тахкоселья, 2.09 Ga [Vuollo, Huhma, 2005]
	Ниваярвинская, Кискилампинская	Келлоселья
Сариолийская + Сумийская	Олангская Онтолампинская Миноварская Панаярвинская (р-н оз. Паанаярви [Коросов, 1991]), 2.44 Ga [Stepanov, Stepanova, 1997]	Гринстон-1 (р-н Куусамо), 2.42 Ga [Vuollo, Huhma, 2005]

Однако надежные изотопные данные о времени ее формирования отсутствуют. Возраст по циркону из дайки «горнблендитового метагаббро», секущей вулканиты Салла, составляет  $2382 \pm 33$  Ма [Manninen, Huhma, 2001], но цирконы могли быть ксеногенными и захваченными из подстилающих древних гранитоидов.

В 1991 г. был получен изохронный Pb–Pb возраст  $2520 \pm 50$  Ма [Гавриленко, 2002] из сульфидных минералов из рудной зоны квар-

цевой жилы Майского месторождения золота, которая сечет вулканы апаравинской свиты. Изотопный возраст околожильных экзоконтактовых минералов (альбита, биотита и амфибола) находится в интервале 1,7–1,9 Ga, в который попадает проявление постлюдикувийского (~1,8 Ga) гранитного магматизма на западе КС [Сафонов и др., 2003]. Очевидно, что необходимы дополнительные изотопные исследования с применением современных технологических приемов для получения достоверного возраста соткойвинской свиты и ее составной части формации Салла.

## Выводы

1. Новая версия строения обобщенного разреза КС и его отдельных фрагментов отвечает реально наблюдаемым геологическим соотношениям выделяемых стратиграфических подразделений синклиория от его восточной стратиграфической границы с образованиями гранито-гнейсового архейского фундамента до западной тектонической (надвиговой) с интенсивно гранитизированными комплексами палеопротерозоя Центральной Лапландии.

2. Впервые выделяемый вулкан Рохмойва, располагаясь между восточной и западной частями КС, оказывал существенное влияние на формирование их частично различающихся вещественных составов.

3. Куоляярвинский синклиорий имеет некоторое сходство по вещественному составу и внутреннему строению с палеопротерозойской Печенгской структурой. Например, более древняя северная часть последней условно сопоставима с восточной частью КС, а относительно молодая южная, соответственно, с западной.

Однако отсутствие надежных данных изотопных возрастов самых молодых палеопротерозойских вулкаников соткойвинской свиты и ее аналогов не позволяет пока однозначно коррелировать образования КС с другими палеопротерозойскими структурами Фенноскандии.

## Литература

Воинов А. С., Полеховский Ю. С. Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куоляярвинской структурной зоны // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. С. 96–106.

Войтеховский Ю. Л., Чернявский А. В., Басалаев А. А., Савченко Е. Э. Золото рудопроявления Кайралы // Зап. РМО. 2010. Ч. 139, вып. 4. С. 75–79.

Гавриленко Г. В. Куоляярвинский рудный район // Геология рудных районов Мурманской области / Ред. Ф. П. Митрофанов, Н. И. Бичук. Апатиты: КНЦ РАН. 2002. С. 147–157.

Галдобина Л. П., Сацук Ю. И., Светов А. П., Голубев А. И. Район Пана-Куоляярвинского синклиория // Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 84–97.

Голубев А. И., Ахмедов А. М., Галдобина Л. П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1984. 192 с.

Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 191 с.

Геологическая карта Кольского полуострова. М 1:1 000 000 / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 2001.

Горный В. И., Давидан Т. А., Киселев А. В., Крицук С. Г., Латыпов И. Ш. Карта некоррелированного конвективного теплового потока Северо-Запада России. М 1:1 000 000. Листы Q37–Q38 (Архангельск) / Под ред. В. И. Горного. СПб НИИЦЭБ РАН, 2000.

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

Кратц К. О. Геология карелид Карелии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963. Вып. 16. 205 с.

Куликов В. С. Пана-Куоляярвинская структура // Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. С. 62–68.

Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Кочнев-Первухов В. И. Специфика базит-ультрабазитового магмопроявления в Северной Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геологическая, 1974. № 12. С. 160–165.

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

Сафонов Ю. Г., Волков А. В., Вольфсон А. А. и др. Золото-кварцевое месторождение «Майское» (Северная Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудных месторождений. 2003, Т. 45, № 5. С. 429–451.

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

Стратиграфический словарь СССР. Нижний докембрий. Л., 1989. 398 с.

Чернявский А. В., Волошин А. В., Войтеховский Ю. Л. Благороднометалльная и сульфидная минерализация в малосульфидных эпитегрмальных рудопроявлениях Пана-Куоляярвинской структуры // Труды КарНЦ РАН. № 3. 2012. С. 157–164.

Basalaeв A. A., Kozlov N. Ye. A stude of the Early Proterozoic greenstone complex of the Salla – Kuolajarvi structure in Northern Finland. Field report. GI KSC RAS. 1996. 8 p.

Fennoscandian Ore Deposit Database (FODD) <http://er.gtk.fi/Exploration/Finland>. 2010 (дата обращения: 12.10.2013).

Geological map of the Fennoscandian shield. 1:2 000 000 / Eds. T. Koistinen et al. Helsinki: 2001.

Hackman V., Wilkman W. Kivilajikartan selitys, D6 Kuolajarvi: Suomen geologinen yleiskartta 1:400000. 1929. 142 s.

*Hanski E. J.* Evolution of the Paleoproterozoic (2.50 – 1.95 Non-orogenic magmatism in the Eastern Part of the Fennoscandian shield. In: Reading the Archive of Earth's oxygenation / Ed. Melezhik. Berlin: Springer, 2012. Vol. 1. P. 179–248.

*Hanski E. J., Melezhik V. A.* Litho- and Chronostratigraphy of the Paleoproterozoic Karelian formations. In: Reading the Archive of Earth's oxygenation / Ed. Melezhik. Berlin: Springer, 2012. Vol. 1. P. 39–110.

*Kulikov V., Galdobina L., Voinov A. et al.* Jatulian geology of the Paanajarvi – Kuolajarvi synclinorium // Jatulian geology in the Eastern part of the Baltic shield. Rovaniemi, 1980. P. 73–96.

*Lauerma R.* Kallioperakartta – Pre-Quaternary rocks 4621+4623, Salla, Suomen geologinen kartta – Geological map of Finland, 1:100000. 1967.

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

*Manninen T., Huhma H.* A new U-Pb zircon constraint from the Salla schist belt, Northern Finland / Geol. Sur. Finland, 33, 2001. P. 201–206.

*Ruotoistenmaki T.* Geophysical features indicating deep fractures in the Kuusamo area / Geol., Sur. Fin. Spec. paper 13. 1992. P. 57–76.

*Silvennoinen A.* On stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area northeastern Finland / Geol. Surv. Finland Bull. 257. 1972. 48 p.

*Silvennoinen A., Saltikova T., Gaskelberg L., Melezhik V.* Structural geologic map over the Kuolajarvi-Kuusamo-Paanajarvi area. 1:500 000 // Geol. Sur. Finland Special paper 13. 1992. Appendix 1.

*Stepanov V. S., Stepanova A. V.* Much facies granite-gabbro-norite association of the eastern part of Baltic shield (Northern Karelia) // Abstracts. Precambrian Northern Europa-Asia. St. Peterburg, 1997. P. 99.

*Suomen kallioperakartta.* 1:1 000 000 / Eds K. Korsman et al. Espoo, 1997.

*Vuollo J., Huhma H.* Precambrian geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian shield. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 195–236.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### **Куликов Вячеслав Степанович**

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

### **Куликова Виктория Владимировна**

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

### **Kulikov, Vyacheslav**

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

### **Kulikova, Victoria**

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

УДК 553.411.071:553.22 [553.065+553.078+553.087]

## **ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕЕ ОРУДЕНЕНИЕ АРХЕЯ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ: ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ПЕРСПЕКТИВЫ**

**В. И. Иващенко, А. И. Голубев, М. М. Ибрагимов, А. Е. Ромашкин**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Приведены оригинальные результаты прецизионных минералого-геохимических исследований золотосодержащего оруденения архея Койкарской структуры, приуроченного к Койкарско-Выгозерской региональной сдвиговой зоне. Охарактеризованы метасоматиты (березиты, хлоритовые пропилиты с маргаритом) и рудные ассоциации проявления «Карьер Койкары», включающие > 60 минералов – сульфиды, сульфоарсениды, висмутотеллуриды, Pb-Sb-сульфосоли, самородные металлы. Благогороднометалльная минерализация представлена золотом самородным, электрумом, кюстелитом, аргентопентландитом, овихиитом, гесситом, штюццитом, акантитом, матильдитом, тетраэдритом, Ag-галенитом. Определены условия образования благороднометалльного проявления и обоснована его принадлежность к орогенному мезотермальному типу с атипичной металлической ассоциацией. По ряду критериев проявление «Карьер Койкары» характеризуется как малоперспективное на золото. В совокупности с установленной благороднометалльной минерализацией в Койкарских колчеданных рудах (электрум, гессит, акантит, сульфоарсениды) оно представляется в качестве комплексного положительного признака потенциальной золотосодержимости Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоны в целом.

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** Ведлозерско-Сегозерский архейский зеленокаменный пояс, Койкарская структура, золотосодержащее проявление «Карьер Койкары», Койкарское колчеданное проявление, сдвиговая зона, орогенный мезотермальный тип оруденения, золото, серебро, березиты, пропилиты, маргарит.

### **V. I. Ivashchenko, A. I. Golubev, M. M. Ibragimov, A. E. Romashkin. ARCHEAN AURIFEROUS MINERALIZATION OF THE KOIKARY STRUCTURE: GENETIC TYPIFICATION, MINERAL ASSEMBLAGES, FORMATION CONDITIONS, AND PERSPECTIVES**

The original results of the high-precision mineralogical and geochemical study of the Archean auriferous mineralization of the Koikary structure, confined to the Koikary-Vygozero regional shear zone, are reported. The metasomatic rocks (beresites and chloritic propylites with margarite) and ore assemblages of the Koikary Quarry occurrence, which comprise over 60 minerals, such as sulphides, sulphoarsenides, bismuthotellurides, Pb-Sb-sulphosalts and native metals, are described. Noble-metal mineralization is represented by native gold, electrum, küstelite, argentopentlandite, owyheeite, hessite, stuetzite, acanthite, matildite, tetrahedite and Ag-galena. The conditions of formation of the noble-metal mineralization were determined, the mineralization was classified to be of the orogenic mesothermal type with an atypical mineral assemblage, and arguments for that were presented. The Koikary Quarry occurrence was assessed as little promising for gold, based on some criteria. Together with the noble-metal mineralization determined in Koikary pyrite ores (electrum, hessite,

acanthite and sulphoarsenides), it is considered a complex positive sign of the gold potential of the Koikary-Vygozero shear zone in general.

**Key words:** Archean Vedlozero-Segozero greenstone belt, Koikary structure, Koikary Quarry auriferous occurrences, Koikary pyrite, shear zone, orogenic mesothermal type of mineralization, gold, silver, beresites, propylites, margarite.

## Введение

Койкарская структура является частью Ведлозерско-Сегозерского архейского зеленокаменного пояса и представляет собой антиклиналь с крутыми углами падения, перекрывающуюся палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами [Харитонов, 1966; Робонен и др., 1978; Светова, 1988]. Ядро антиклинали сложено высокомагнезиальными базальтами, коматиитами со спинифекс-структурами и прослоями основных туфов, сменяемыми выше по разрезу подушечными и массивными толеитовыми базальтами с граувакковой засыпкой и гиалокластитами, валунно-галечными конгломератами, кислыми туфами, туфопесчаниками, силицитами, графитистыми сланцами с прослоями доломитов и граувакк [Светов и др., 2003, 2005]. Архейские толщи прорываются дай-

ками лопийских дацитов-риодацитов (~2860 млн лет), ятулийских габбро и людиковийским силлом габбродолеритов [Светов и др., 2005].

В восточной части Койкарской структуры проходит Койкарско-Выгозерская региональная сдвиговая зона [Колодяжный, 2006; Онежская палеопротерозойская структура..., 2011], осложненная сдвиговыми дислокациями более низкого порядка. В ее пределах локализованы рудопоявления – Койкарское колчеданное, золотосодержащее «Карьер Койкары» (рис. 1), а также орогенное мезотермальное месторождение золота Педролампи и ряд золоторудных объектов на Эльмусской площади.

Койкарское колчеданное проявление расположено на северо-востоке одноименной структуры в верхней части ее разреза [Егорова и др., 1952] (см. рис. 1). Оно представлено субмеридиональной рудной зоной протяженностью

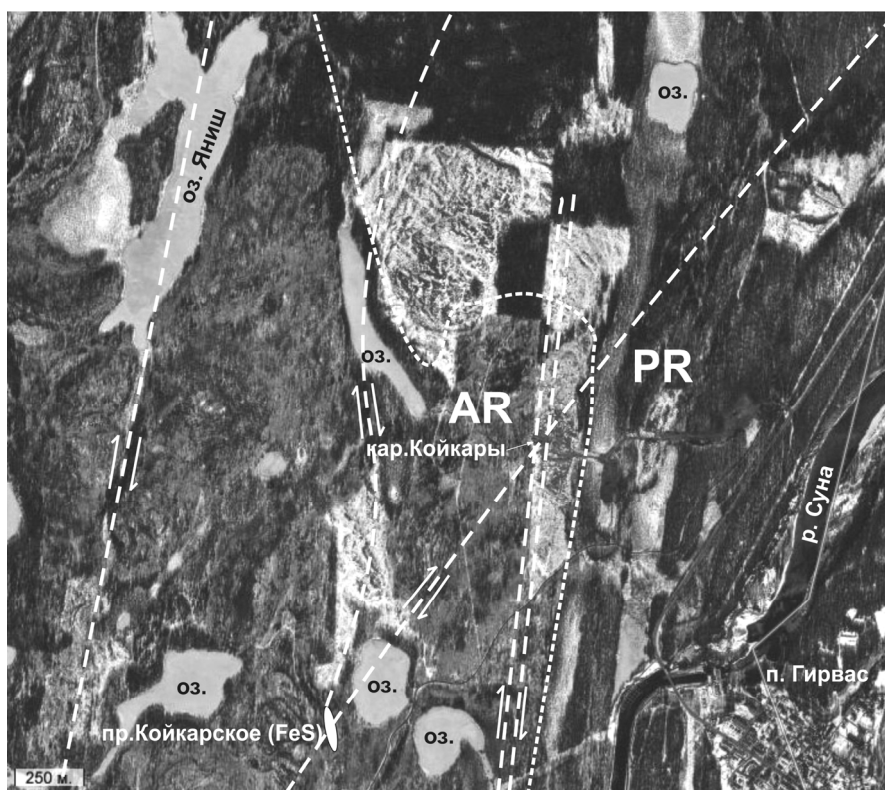


Рис. 1. Схема расположения рудопоявлений и сдвиговых зон в северо-восточной части Койкарской структуры, с использованием данных [Колодяжный, 2006]; основа – космоснимок virtual earth, <http://sasgis.ru> (дата обращения: 11.02.2013)

~140 м и шириной ~20 м с несколькими согласными крутопадающими пластообразными телами (мощность до 6,25 м) пиритовых руд с незначительным содержанием пирротина. Среднее содержание серы в рудах составляет 31,05 %, запасы руды – 8859 тыс. т, прогнозные ресурсы – 15100 тыс. т, содержание золота – до 0,06 г/т [Леонтьев и др., 2003]. Вмещающими оруденные породы являются хлоритовые, биотит-хлоритовые, амфибол-биотит-хлоритовые сланцы, местами с кварцем, альбитом, кальцитом, эпидотом, образованные, вероятно, по туфогенному субстрату средне-основного состава.

В этой же части структуры, вблизи контакта лопийской вулканогенно-осадочной толщи с ятулийскими базальтами (см. рис. 1) было выявлено и исследовалось в 2010–2011 гг. при вы-

полнении проекта «Металлогения и оценка перспектив Карельского региона на крупные комплексные благороднометалльные месторождения» по программе № 24 Президиума РАН [Иващенко, Голубев, 2011; Щипцов и др., 2012; Иващенко и др., 2012] проявление «Карьер Койкары» (62°29'30,4''N, 33°39'41,7''E). Параллельно оно изучалось также О. Б. Лавровым и Л. В. Кулешевич [2012], сделавшими выводы о его достаточно высокой перспективности на золото.

### **Золотосодержащая рудная минерализация проявления «Карьер Койкары»**

Золотосодержащее проявление «Карьер Койкары» расположено в 1,2 км к северо-западу от Гирвасской ГЭС (см. рис. 1), вскрываясь



*Рис. 2. Золотосодержащие метасоматиты проявления «Карьер Койкары»: а – общий вид метасоматически преобразованной вулканогенно-терригенной толщи (восточная стенка карьера); б, в – характерные проявления сдвиговых деформаций и гидротермально-метасоматической проработки на проявлении (б – объемное прожилковидное прокварцевание с линзовидно-кулисообразным расположением карбонатно-кварцевых обособлений, в – разнонаправленные полистадийные сдвиговые деформации, сопровождающиеся прокварцеванием и сульфидизацией)*

карьером по добыче кровельных сланцев ООО «Карелминерал». В карьере и примыкающих к нему обнажениях представлена верхняя часть лопийского разреза Койкарской структуры – в различной степени метасоматически измененные и подвергшиеся сдвиговым деформациям нескольких направлений на микро- и макроуровнях [Колодяжный, 2006] (рис. 2) силициты(?), граувакки, карбонатно-кремнистые породы вплоть до доломитов, слюдисто-полевошпатовые, слюдисто-хлоритовые, карбонат-слюдисто-хлоритовые и др. сланцы. Вероятно, они относятся к выделяемой [Светова, Рыбаков, 1987] вулканогенно-терригенной толще, завершающей разрез лопия в этой структуре.

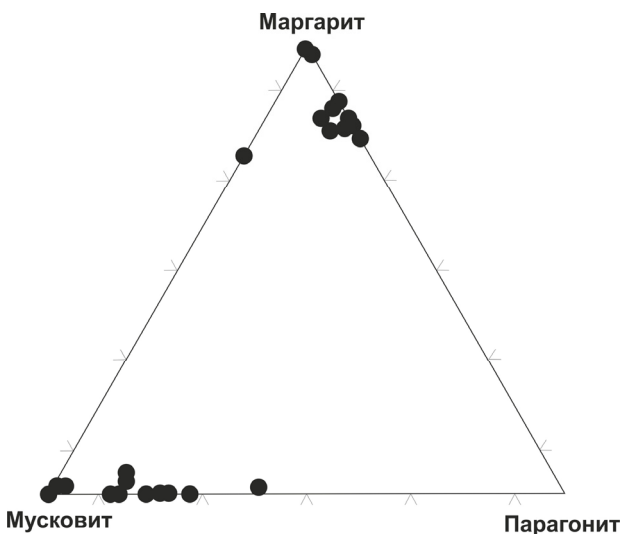


Рис. 3. Состав светлых слюд из золотосодержащих метасоматитов проявления «Карьер Койкары». Мусковит –  $KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$ , парагонит –  $NaAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$ , маргарит –  $CaAl_2Al_2Si_2O_{10}(OH)_2$ . Содержание фенгитового компонента – до 5 %, в единичных определениях – 20–50 %

Все породы интенсивно рассланцованы, местами смяты и брекчированы, изредка в них проявлена плейчатость. Выделяется три генерализованных направления сланцеватости – 320–330° (субвертикальное), 50–70° (субвертикальное и с падением на СЗ,  $\angle$  60–70°) и 30–40° (субвертикальное и с падением на СЗ,  $\angle$  70–80°). Преимущественно согласно сланцеватости в них проявлено объемное прожилковидное прокварцевание местами с линзовидно-кулисообразным расположением карбонатно-кварцевых обособлений и развитием карбонат-кварцевых просечек, сопровождающихся пиритовой минерализацией. Отмечаются также секущие сланцеватость субвертикальные сульфидсодержащие карбонат-кварцевые жилы мощностью до 0,6 м северо-западного и северо-восточного простирания.

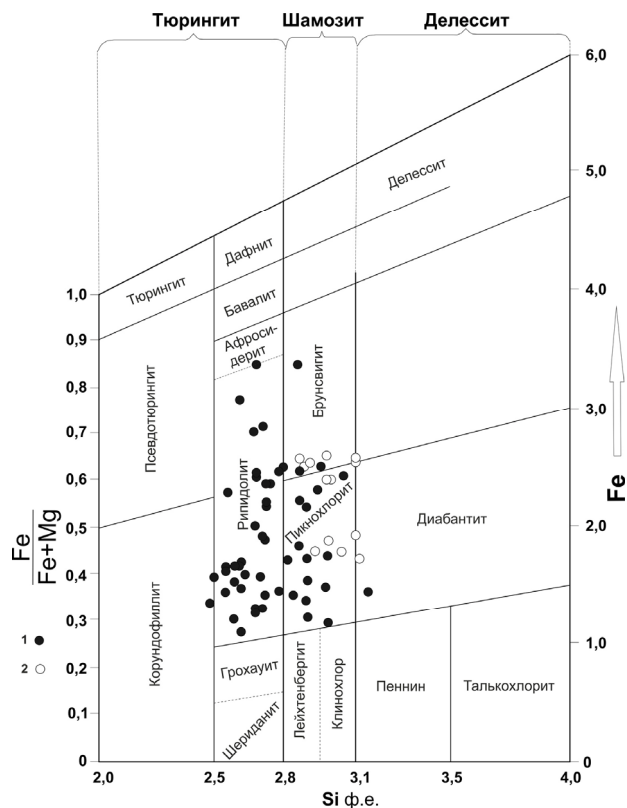


Рис. 4. Состав хлоритов из золотосодержащих метасоматитов проявления «Карьер Койкары» (1) и Койкарского колчеданного месторождения (2); основа по [Дир и др., 1966]

Деформационные и гидротермально-метасоматические преобразования пород прослеживаются в субмеридиональном направлении и, вероятно, контролируются сдвиговыми дислокациями соответствующего простирания. Мощность зоны этих изменений составляет 40–50 м. Фоновый характер метасоматических преобразований в пределах зоны, связанный с диффузионными процессами, однотипен, отвечая преимущественно промежуточной фации между березитами и хлоритовыми пропилитами, что обуславливается, по-видимому, неоднородным, пестрым по составу строением разреза. Местами встречаются зонки классических березитов (кварц-серицит-альбит-карбонат) и кварц-хлоритовых пропилитов, формирующихся в процессе инфильтрационного метасоматоза. Достаточно широко распространены также березитоиды, в которых светлая слюда представлена маргаритом (рис. 3, табл. 1) или промежуточными фазами ряда мусковит-маргарит, мусковит-маргарит-парагонит с незначительным содержанием фенгитового компонента. Изредка наблюдаются метасоматические оторочки вокруг карбонат-кварцевых жил, изофациальные фоновым ме-

Таблица 1. Химический состав маргарита из метасоматитов проявления «Карьер Койкары»

№	K7-7-4	K12-13-3	K24-4-3	K24-7-1	K24-4-1	K13-3-2	K24-4-2	K11-3-3	K24-7-9	K12-7-3	K12-12-2
SiO <sub>2</sub>	49,48	44,88	33,52	34,51	33,38	34,23	35,27	37,36	34,97	35,42	39,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,81	44,04	45,42	45,66	45,56	44,34	45,71	47,38	45,91	48,37	49,13
CaO	7,99	8,55	9,09	9,11	9,56	9,64	9,67	10,12	10,38	10,44	11,19
Na <sub>2</sub> O		2,53	1,87	2,11	1,75	1,34	2,02	1,34	2,17		
K <sub>2</sub> O	2,19		0,61		0,38	0,90	0,30				
Σ	99,47	100,00	90,52	91,39	92,89	90,45	92,97	96,10	93,44	94,23	100,00
Формульные коэффициенты											
Si <sup>4+</sup>	3,54	3,24	2,71	2,77	2,63	2,75	2,77	2,85	2,73	2,78	2,91
Al <sup>3+</sup>	2,61	2,87	3,27	3,28	3,23	3,20	3,21	3,21	3,21	3,35	3,21
Ca <sup>2+</sup>	0,64	0,67	0,78	0,77	0,79	0,82	0,81	0,82	0,86	0,87	0,88
Na <sup>1+</sup>		0,22	0,18	0,20	0,17	0,13	0,19	0,12	0,20		
K <sup>1+</sup>	0,21		0,06		0,04	0,09	0,03				

Примечание. В ан. № K24-4-1 – опр. TiO<sub>2</sub> – 2,26 %.

тасоматитам. В целом строение и состав метасоматически преобразованной толщи пород в пределах сдвиговой зоны усложняется наличием унаследованных метаморфических минеральных ассоциаций, также изофациальных с более поздними метасоматитами. Главными породообразующими минералами в ее пределах являются кварц, хлорит, серицит, маргарит, кальцит, доломит; второстепенными – анкерит, сидерит; редкими – K-Na полевои шпат, альбит, олигоклаз, биотит. Хлорит в метасоматитах представлен преимущественно рипидолитом и пикнохлоритом (рис. 4), карбонат – кальцитом, доломитом, анкеритом и сидеритом (рис. 5).

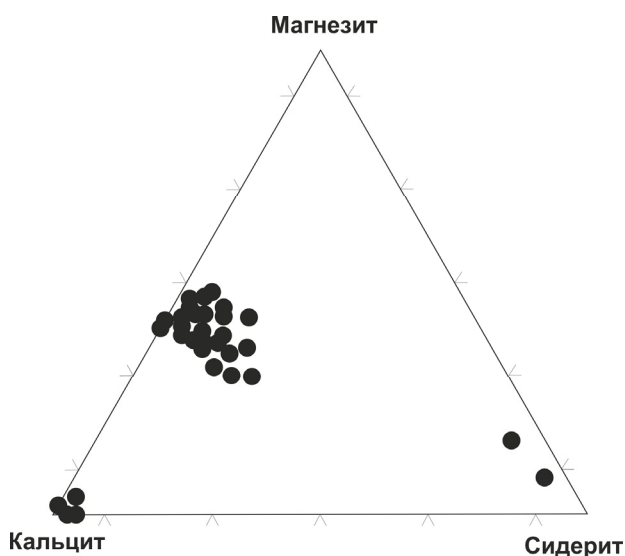


Рис. 5. Состав карбонатов из золотосодержащих метасоматитов проявления «Карьер Койкары». Содержание родохрозитового минерала – до 5 %

Рудная минерализация, условно подразделяемая на несколько последовательно образующихся ассоциаций, чрезвычайно многообразна – более 60 минералов (табл. 2).

Морфология выделений и взаимоотношения большинства рудных минералов разнообразны и неоднозначны в генетическом аспекте, что в принципе присуще в целом для рудной минерализации в метасоматитах сдвиговых зон, отражая неравномерное пульсационное просачивание флюидов и в совокупности являясь одной из характернейших черт гидротермально-метасоматических преобразований в таких зонах [Русинов, 2005].

Доминирующая в исследуемых метасоматитах пирротин-пиритовая минеральная ассоциация представлена вкрапленным, гнездово-вкрапленным, желваковым, прожилковым и жильным типами. Размер желваков и идиоморфных кристаллов пирита в метасоматитах достигает 3–5 см. Местами в нем повышено содержание Co (3,20–10,25 %) и As (3,09–8,62 %). Пирротин в этой ассоциации является второстепенным минералом, встречающийся в виде включений (10–100 мкм) в пирите и более крупных самостоятельных выделений (до 1 мм), содержащих в свою очередь микробобособления пирита. Пирротин-пиритовая ассоциация, сопровождающаяся Ni-Co-сульфоарсенидами (рис. 6), пентландитом и широким спектром других сульфидов Ni-Co-Fe-Cu (рис. 7), – наиболее ранняя. Ni-Co-сульфоарсениды представлены почти непрерывным изоморфным рядом кобальтин-герсдорфит (см. рис. 6). Кобальтин встречается в виде субидиоморфных зерен в сфалерите (рис. 8, в), явно корродируемых им; в ассоциации с ранним Co- и As-содержащим пиритом, нарастая на его грани (рис. 8, б) или слагая внешнюю идиоморфную зону на его кристаллах (рис. 8, а); отмечается также в сростках с пиритом, галенитом и пентландитом (рис. 8, е) и отдельных обособлениях в кварц-серицит-хлоритовых агрегатах (рис. 8, д). Герсдорфит обычно находится совместно с никелевыми сульфидами (рис. 8, г).

Таблица 2. Минералы рудопроявления «Карьер Койкары»

	Главные	Второстепенные	Редкие	Благородных металлов
Рудные	Пирит $FeS_2$	Пирротин $Fe_{1-x}S$	Флетчерит $Cu(Ni, Co)_2S_4$	Золото Au
	Халькопирит $CuFeS_2$	Со-пирит $(Fe, Co)S_2$	Fe-флетчерит	Электрум $Au_{0,7-0,3}Ag_{0,3-0,7}$
	Сфалерит $(Zn, Fe)S$	As-пирит $Fe(As, S)_2$	Си-виоларит $(Fe, Cu)Ni_2S_4$	Кюстелит* $Ag_3Au$
	Галенит $PbS$	Ni-пирит $(Fe, Ni)S_2$	Зигенит $(CoNi)_3S_4$	Гессит $Ag_2Te$
		Герсдорфит $NiAsS$	Хороманит $Fe_6Ni_3S_8$	Штютцит $Ag_5Te_3$
		Кобальтин $CoAsS$	Талнахит $Cu_9(Fe, Ni)_8S_{16}$	Акантит $Ag_2S$
		Глаукоdot $(Fe, Co)AsS$	Вилламанит $(Cu, Ni, Co, Fe)S_2$	Матильдит* $AgBiS_2$
		Пентландит $Ni_5Fe_4S_8$	Шандит $Ni_3Pb_2S_2$	Ag-тетраэдрит* $(Cu, Ag)_{12}Sb_4S_{13}$
		Арсенопирит $FeAsS$	Паркерит $Bi_2Ni_3S_2$	Овихиит $Pb_7Ag_2(Sb, Bi)_8S_{20}$
		Миллерит $NiS$	Чилуит $Bi_6Te_2Mo_2O_{21}$	Аргентопентландит $AgFe_5Ni_3S_8$
		Милерит с U, Co, Pt	Раклиджит $(Bi, Pb)_3Te_4$	Ag-галенит $(Pb, Ag)S$
		Ульманнит $NiSbS$	Цумоит $BiTe$	Брэггит $(Pt, Pd, Ni)S$
		As-ульманнит $NiSb(As, S)$	Теллуrowисмутит $Bi_2Te_3$	
		Виоларит $FeNi_2S_4$	Гриноцит $CdS$	
		Ковеллин $CuS$	Клаусталит $PbSe$	
		Ni-ковеллин $(Ni, Cu)S$	Se-галенит $Pb(S, Se)$	
		Борнит $Cu_5FeS_4$	Клейофан $ZnS$	
		Гематит $Fe_2O_3$	Фалькманит* $Pb_3Sb_2S_6$	
		Монацит $(Ce, La, Nd)PO_4$	Фаматинит $Cu_3SbS_4$	
			Менегенит* $Pb_{13}CuSb_7S_{24}$	
		Кобеллит* $Pb_{22}Cu_4(Bi, Sb)_{30}S_{69}$		
		Тучекит* $Ni_9Sb_2S_8$		
		Гаухекорнит* $Ni_3(Bi, Sb)_2S_8$		
		Киноварь* $HgS$		
		Молибденит $MoS_2$		
		Висмут самород.		
		Медь самород.		
		Кадмий самород.*		
		Zn-медь		
		Ni-железо		

Породообразующие минералы: главные – кварц, хлорит (рипидолит, пикнохлорит), маргарит, серицит, кальцит, доломит; второстепенные – анкерит, сидерит; редкие – K-Na полевой шпат, альбит, олигоклаз, биотит

Акцессорные минералы: рутил, апатит, циркон, бадделейт, ксенотим, паризит, синчезит, бастнезит, церианит, уранинит, торит, торианит

Гипергенные минералы: гетит, гидрогетит, Ni-Sb-гидроокислы, церуссит, англезит, смитсонит, барит, ярозит, креднерит, медная зелень, сильвин(?)

Примечание. \* – по [Лавров, Кулешевич, 2012].

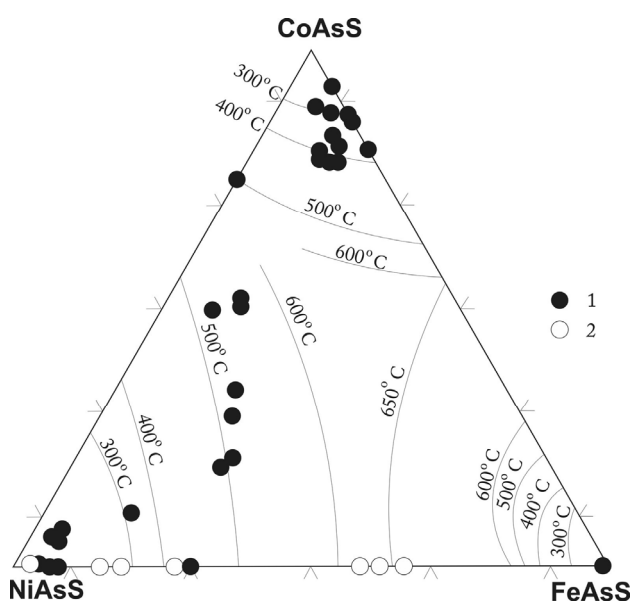


Рис. 6. Состав сульфоарсенидов кобальта, никеля и железа из золотосодержащих метасоматитов проявления «Карьер Койкары» (1) и Койкарского колчеданного проявления (2). Температурные кривые – по [Klemm, 1965]

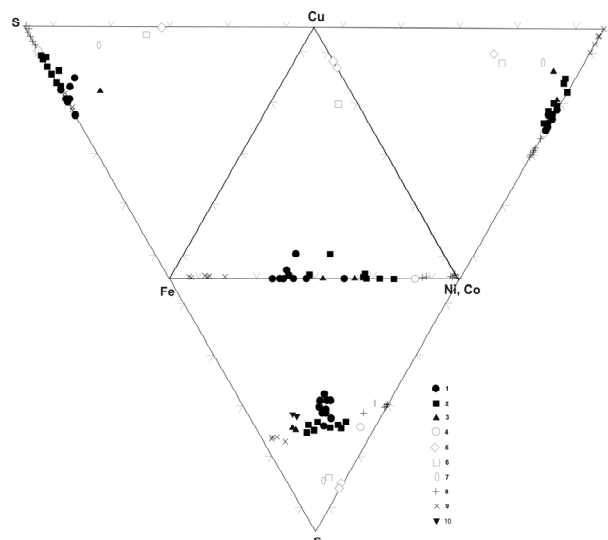


Рис. 7. Состав минералов системы Fe-Ni, Co-Cu-S проявления «Карьер Койкары»:

1 – пентландит; 2 – виоларит; 3 – флетчерит; 4 – зигенит; 5 – ковеллин; 6 – талнахит; 7 – вилламанит; 8 – миллерит; 9 – Со-пирит; 10 – хороманит; пирит, халькопирит и пирротин имеют стехиометрический состав и на диаграмму не вынесены

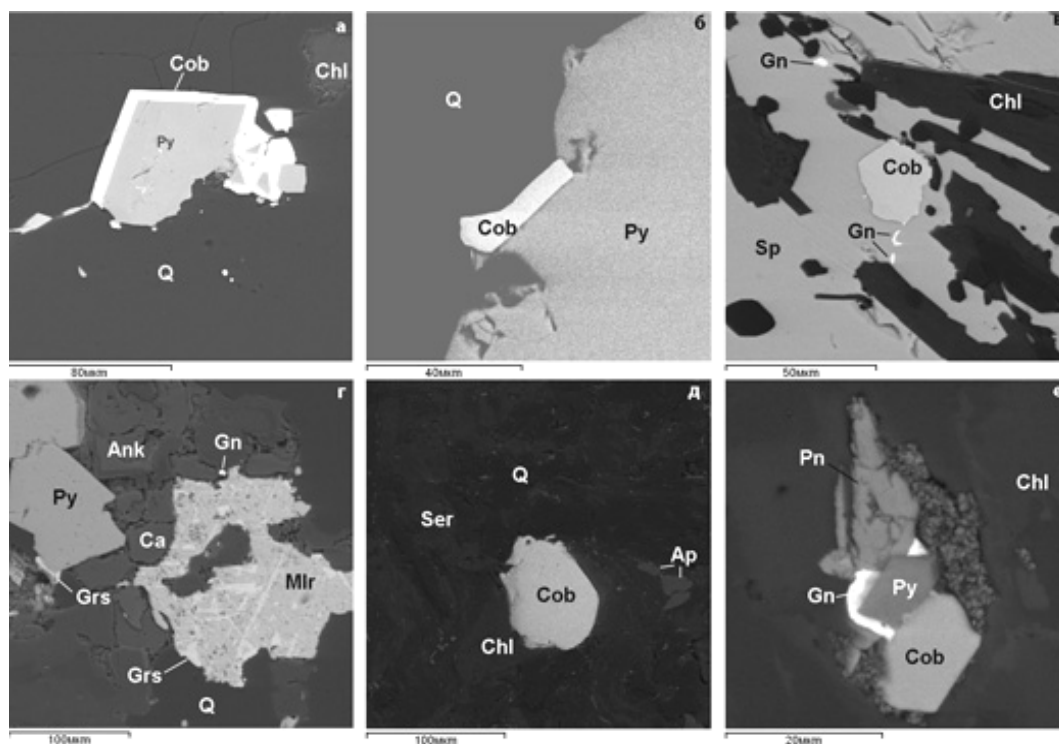


Рис. 8. Характерные формы выделения и главные минеральные ассоциации сульфоселенидов кобальта и никеля в метасоматитах проявления «Карьер Койкары»:

Ank – анкерит, Ap – апатит, Ca – кальцит, Chl – хлорит, Cob – кобальтин, Gn – галенит, Grs – герсдорфит, Mlr – миллерит, Q – кварц, Pn – пентландит, Py – пирит, Ser – серицит, Sp – сфалерит

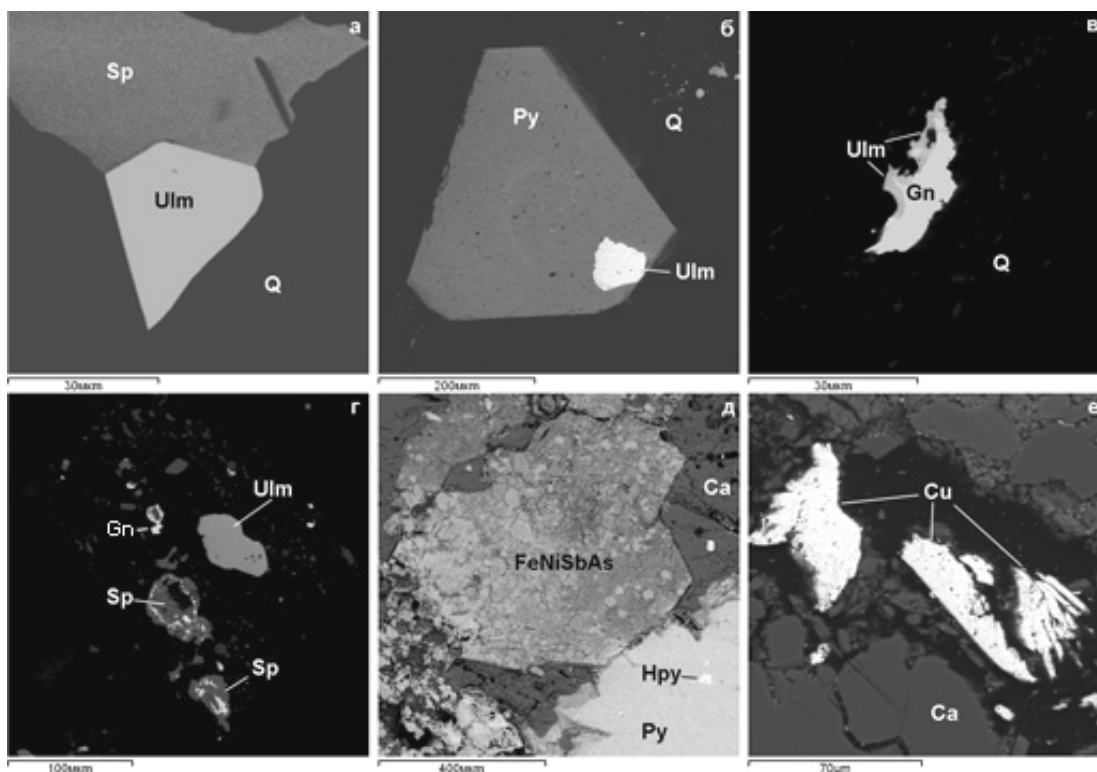


Рис. 9. Минеральные ассоциации ульманнита и меди самородной на проявлении «Карьер Койкары»:

Cu – медь самородная, Fe, Ni, Sb, As – окислы и гидрокислы данных элементов, Hpy – халькопирит, Ulm – ульманнит; здесь и на рис. 10, 11, 13 прочие обозначения как на рис. 8

Таблица 3. Состав ульманнита проявления «Карьер Койкары»

	K52a8-1	K19-15-1	K19-28-1	K19-35-3	K16-3-1	K3-2-1	K12-28-1	K53-15-2	K32-9-1
Sb	57,63	54,36	56,79	55,37	44,52	50,43	58,73	54,97	53,11
Ni	26,64	27,84	27,99	25,33	23,57	27,44	24,90	27,11	28,08
As		1,85							
Fe		0,92		3,62		3,15	0,91	2,31	3,56
S	15,73	15,03	15,22	15,68	14,87	18,98	15,45	15,62	15,26
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Формульные коэффициенты									
Sb	1,00	0,94	0,99	0,96	0,84	0,81	1,03	0,94	0,91
Ni	0,97	0,99	1,01	0,91	0,92	0,92	0,91	0,96	1,00
Fe		0,03		0,10		0,11	0,03	0,09	0,10
As		0,05							
S <sup>2-</sup>	1,03	0,98	1,00	1,03	1,05	1,16	1,03	1,01	0,99

Примечание. В ан. K16-3-1 опр. 17,04 % Вi.

С никель-кобальтовыми сульфоарсенидами часто ассоциирует ульманнит (рис. 9, табл. 3), наиболее распространенный из диагностированных здесь сульфоантимонидов. Он представлен субидiomорфными кристаллами в сростании со сфалеритом (см. рис. 9, а); ксеноморфными включениями в кварце (см. рис. 9, г), пирите (см. рис. 9, б), анкерите вблизи пиритовых кристаллов, обрастая и резорбируя их, изредка отмечается в сростаниях с галенитом (см. рис. 9, в). Мелкие (5–8 мкм) выделения ульманнита встречаются в микропрожилках кварца, секущих пирит. В зонах гипергенных преобразований ульманнит замещается окислами и гидроокислами переменного состава (Ni,Fe,Sb)

(см. рис. 9, д), а пирит – сидеритом, содержащим примеси Sb, Ni, Cu, As.

Сульфиды никеля, среди которых доминируют пентландит и миллерит, отмечаются в самых разнообразных ассоциациях, встречаясь совместно практически со всеми рудными минералами золотосодержащих метасоматитов, но наиболее характерно их сонахождение с пиритом, халькопиритом, галенитом, реже с кобальтином (рис. 10). Пентландит представлен широким спектром составов вплоть до аргентопентландита (табл. 4), как правило, ассоциирующегося с халькопиритом (рис. 11, б, в). Миллерит отмечается в виде мелкой (10–20 мкм) вкрапленности в карбонате, микропрожилков в виоларите,

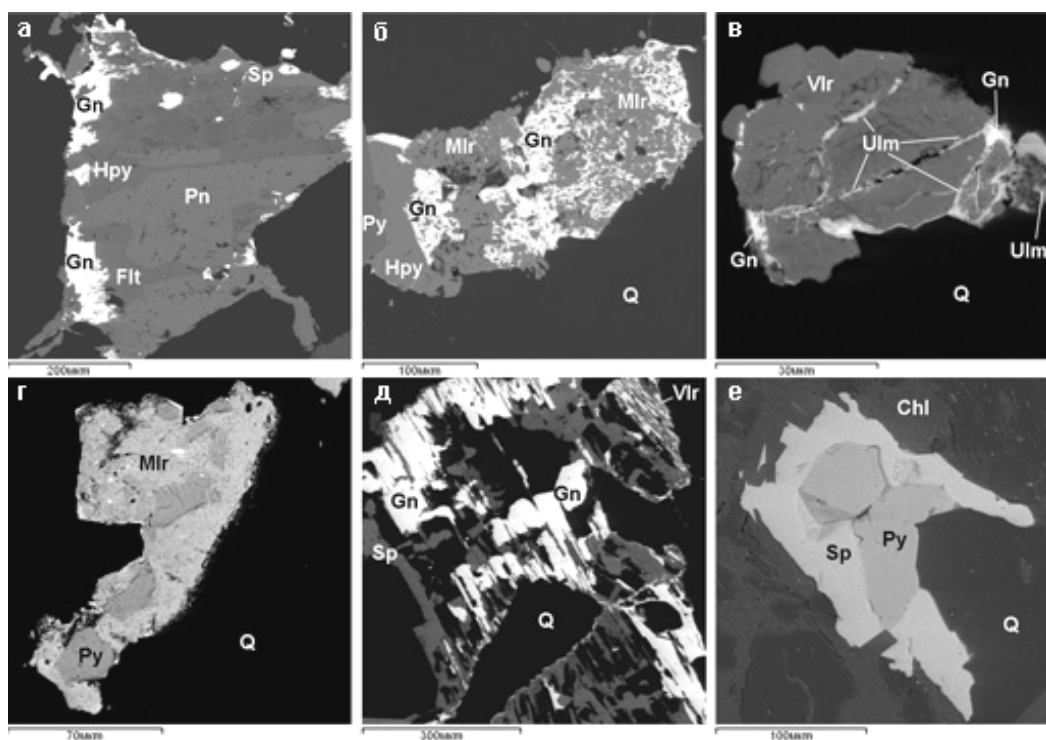


Рис. 10. Главные минералы никеля и цинка в метасоматитах проявления «Карьер Койкары»: Flt – флетчерит, Pn – пентландит, Vir – виоларит

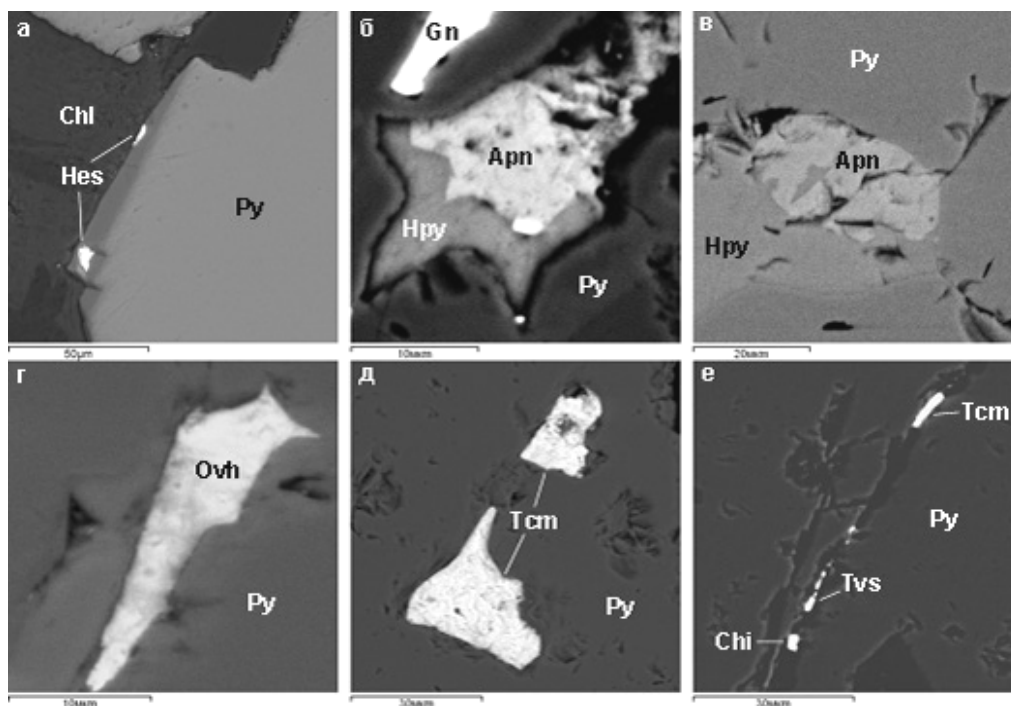


Рис. 11. Минералы серебра, висмута, теллура и молибдена в метасоматитах проявления «Карьер Койкары»:

Aprn – аргентопентландит, Chi – чилуит, Hes – гессит, Ovh – овхиит, Py – пирит, Tcm – цумоит, Tvs – теллуrowисмутит

часто в тесном срастании с галенитом (см. рис. 10, б), возможно, связанном с распадом шандита ( $Ni_3Pb_2S_2$ ). В более крупных выделениях (до 0,5 мм) содержит включения частично резорбированного пирита (см. рис. 10, г), в единичном случае – наноразмерный (<1 мкм) кластер брэггита (Pt,Pd,Ni)S.

Таблица 4. Состав аргентопентландита проявления «Карьер Койкары»

	K52b6-1	K52b7-1	KO24-2	KO23-2
Fe	35,59	34,90	36,71	36,18
Ni	19,10	20,13	17,79	19,12
Ag	12,79	12,86	12,93	13,26
S	32,52	32,11	32,58	31,44
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00
Формульные коэффициенты				
Fe <sup>4+</sup>	5,17	5,13	5,33	5,30
Ni	2,64	2,78	2,46	2,67
Ag	0,96	0,99	0,97	1,01
S <sup>2-</sup>	8,16	8,10	8,24	8,03

Следующая минеральная ассоциация медно-полиметаллическая, в качестве главных рудных фаз представленная триадой галенит-сфалерит-халькопирит, отмечается повсеместно, но наиболее характерна в метасоматитах вблизи западной стенки карьера. Каждый из минералов этой триады образует как минимум по две генерации. Галенит встречается в виде самостоятельных зерен, прожилковидных выделений и

сростков со сфалеритом, микропросечек в пирите, миллерите, агрегатных скоплений совместно со сфалеритом и гринокитом (структуры распада твердого раствора?) по краям миллеритовых зерен, содержащих включения халькопирита. Характерны обрастания галенитом отдельных рудных минералов и многофазных срастаний. Поздний галенит обычно имеет высокие концентрации серебра (до 10 %), меди (до 3 %) и селена (до 4 %) (табл. 5), содержит микровключения и вроски висмута самородного. Сфалерит наиболее характерен для мелкозернистых кварц-хлорит-пиритовых метасоматитов в западной части карьера. Он представлен двумя генерациями – ранней более железистой (до 11 % Fe), содержащей примеси Cu (до 9 %), и поздней безжелезистой клейофановой с повышенными концентрациями Cd (до 2 %). Часто находится в срастаниях с халькопиритом, пирротинном, галенитом, пиритом (см. рис. 8, в; 9, г; 10, а, д, е), виоларитом, медистым пентландитом.

Наиболее поздней минеральной ассоциацией является висмuto-теллуридно-благородно-металлическая (табл. 6). Представители этой ассоциации встречаются преимущественно в виде микровключений и прожилков в пирите и других ранее выделившихся минералах или нарастают на их грани (рис. 11, а, г, д, е). Мелкодисперсное (1–10 мкм) самородное золото и электрум

пробностью 500–>900 (табл. 7) сосредоточены преимущественно в пирите (рис. 12). По данным [Лавров, Кулешевич, 2012], отмечается также золото пробностью <300, относящееся к кюстелиту. К этой же стадии минералообразования, вероятно, относится медь самородная, слагающая микропрожилки совместно с кальцитом (см. рис. 9, е), овихиит (микровключения в пирите) и борнит – микропрожилки в кварце и каймы обрастания вокруг зерен халькопирита.

Таблица 5. Состав селенсодержащего галенита и клаусталита проявления «Карьер Койкары»

	КК-В21-1	КК-О18-1	КК-О26-1	КК-В20-2	КК-В20-1	КК-В25-1	КК-В17-1
Pb	85,16	85,07	68,00	83,72	84,14	76,51	74,25
Se	1,47	2,02	3,38	3,78	3,99	20,01	21,12
S	13,37	12,91	19,81	12,50	11,87	3,47	4,63
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Формульные коэффициенты							
Pb	0,97	0,98		0,96	0,98	1,01	0,93
Se	0,04	0,06		0,12	0,12	0,70	0,70
S <sup>2</sup>	0,99	0,96		0,92	0,90	0,29	0,37

Примечание. Ан. КК-О26-1 опр. Cu – 2,43 %, Ag – 6,37 %.

Таблица 6. Состав редких рудных минералов (Bi-Te-Sb-Ag-Pb) проявления «Карьер Койкары»

	К11-16-2	КЖ-15-2	КЖ-5-2	КЖ-5-3	КЖ-15-1	К1-1-1	К1-2-1	К1-4-1	К1-4-3
Pb	37,89	18,97	6,66						
Bi	15,53	39,38	52,75	57,76	54,27				
Te		41,65	40,59	42,24	45,73	32,05	40,41	33,89	37,21
Se						5,67		3,67	
Sb	20,42								
Ag	7,28					62,28	59,59	62,44	62,79
S	18,88								
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Формульные коэффициенты									
Pb	6,27	1,06	0,25						
Bi	2,54	2,18	2,92	0,91	0,84				
Te		3,78	3,73	1,09	1,16	0,84	1,09	0,89	1,00
Se						0,24		0,16	
Sb	5,74								
Ag	2,31					1,92	1,91	1,95	2,00
S	20,15								
	овихиит	раклиджит	цу-моит	теллу-ровис-мутит	гессит				

Несмотря на столь разнообразную рудную минерализацию, по результатам детального опробования метасоматиты имеют только незначительно повышенное среднее содержание соответствующих элементов, более чем на порядок ниже приводимых максимальных: Mn – 1 %, Zn – 0,7 %, Cu – 2 %, Pb – 0,02 % и (в г/т): Co – 160, Ni – 410, V – 302, Cr – 217, As – 203, Sb – 130, Te – 2, Se – 25, Bi – 3, Cd – 49, Sn – 64, Mo – 25, W – 8, Nb – 20, Zr – 230, U – 14, Th – 15,  $\Sigma$ PЗЭ – 500 (ICP-MS, ИГ КарНЦ РАН, Парамонов А. С.).

Содержание золота – среднее по 27 ан. – 0,05 г/т (0,02–0,17 г/т) (ЦНИГРИ, пробирный

атомно-абсорбционный анализ), серебра – по 28 ан. – 0,16 г/т (<0,05–0,53) (ICP-MS, ИГ КарНЦ РАН, Парамонов А. С.).

Таблица 7. Состав золота самородного и электрума проявления «Карьер Койкары»

	$\Sigma$ 7 ан.	К19-40-1	G1/2-7	G1/2-8	G3/5-1	G3/5-1	G3/4-1
Au	100,00	93,60	77,83	71,49	71,05	55,94	54,90
Ag		2,14	22,17	28,51	28,95	44,06	45,10
Hg		4,26					
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Формульные коэффициенты							
Au	1,00	0,92	0,66	0,58	57,34	41,01	0,40
Ag		0,04	0,34	0,42	42,66	58,99	0,60
Hg		0,04					

## Рудная минерализация Койкарского колчеданного проявления

Сульфидная минерализация преимущественно мелкозернистая вкрапленная, местами массивная, сосредоточена в хлоритовых, амфибол-биотит-хлоритовых сланцах апотуфогенной природы. Породообразующие минералы: хлорит – пикнохлорит, brunsvigit (f – 0,43–0,63) (см. рис. 4), альбит, магнезиальная роговая обманка (Si – 6,7–7,5 ф. е.; Mg/(Mg+Fe) – 0,56–0,58), эпидот (f – 0,20–0,28), биотит (f – 0,45–0,49), гидробиотит, кварц, кальцит, доломит, анкерит, серицит, графит. Главные рудные минералы – пирит, пирротин; второстепенные – магнетит, халькопирит, сфалерит; редкие – галенит, клаусталит, молибденит, герсдорфит, кобальтин, арсенопирит, фаматинит, ковеллин, халькозин, ульманнит, ильменит, гессит, науманнит, эвкайрит, акантит, электрум (рис. 13), барит, титанит, апатит, рутил, монацит, циркон; гипергенные – гетит, гидрогетит, церуссит. Они подразделяются на три последовательно формирующиеся ассоциации – пирит-пирротин-магнетитовую, сфалерит-халькопиритовую и галенит-сульфоарсенидно-благородно-металлическую. Кобальтин, герсдорфит и фазы промежуточного состава герсдорфит-арсенопирит (см. рис. 6) слагают субидоморфные выделения размером до 0,2 мм, отчетливо корродирующие пирит, пирротин, халькопирит (см. рис. 13, в), в мелкокристаллической форме нарастают на грани этих минералов и рассекают их микропрожилками совместно с галенитом. Арсенопирит слагает сыпь мелких (1–10 мкм) зерен и идиоморфных кристаллов (до 30 мкм) вокруг пирита-II кубического габитуса. Селениды и теллуриды серебра представлены малоразмерными (до 30 мкм) выделениями, а фаматинит – более крупными (до 300 мкм), в ассоциации с халь-

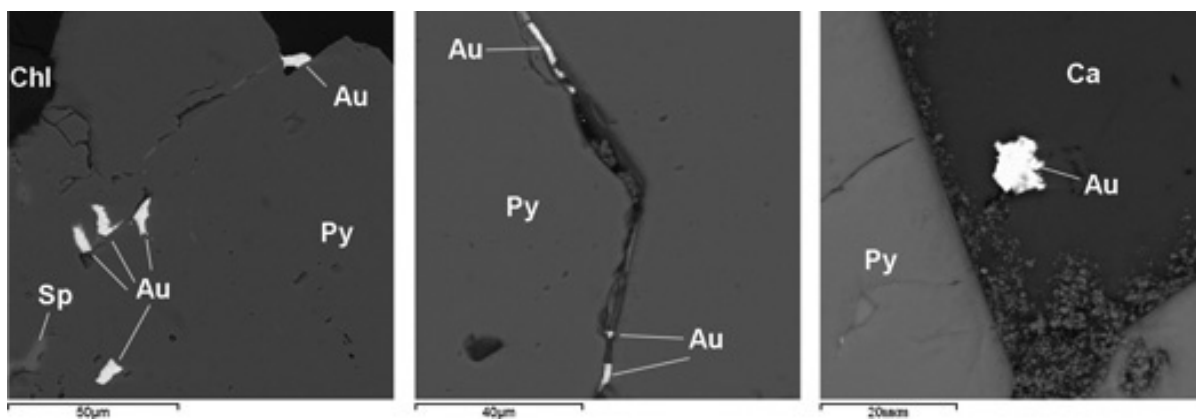


Рис. 12. Характерные морфотипы золота самородного в метасоматитах проявления «Карьер Койкары»

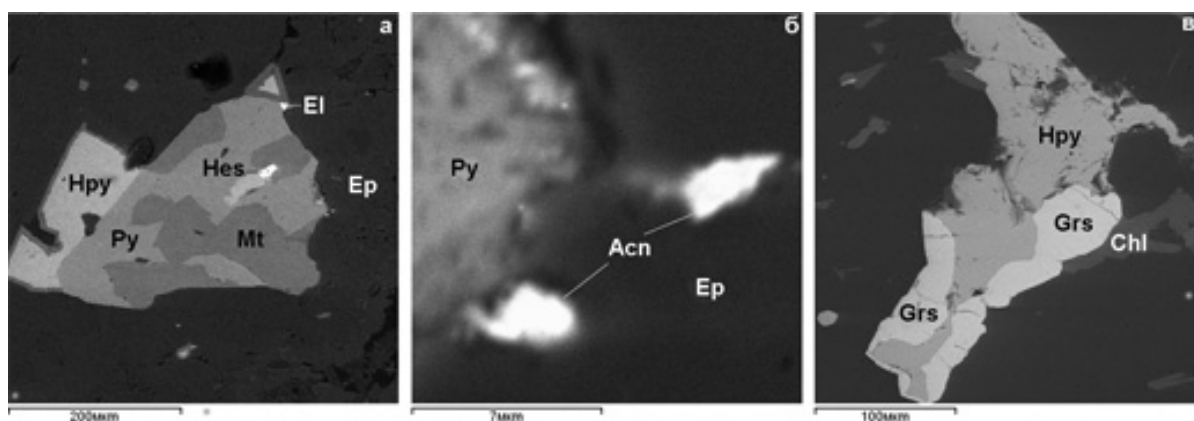


Рис. 13. Благороднометалльная, медная и сульфоарсенидная минерализация в рудах Койкарского колчеданного проявления:

Asп – акантит, El – электрум, Ep – эпидот, Mt – магнетит

копиритом. По данным микрозондового анализа, в герсдорфите изредка содержится сурьма (до 2,34 %) и полностью отсутствует кобальт.

Микровыделения электрума и акантита ассоциируются с пиритом, герсдорфитом, халькопиритом и эпидотом (см. рис. 13, а, б).

### РТ-условия образования рудоносных метасоматитов проявления «Карьер Койкары»

Оценка условий формирования рудной минерализации на рудопроявлениях в Койкарской структуре осуществлена по доломит-кальцитовому и сфалеритовому геотермометрам, хлоритовому, кобальтиновому, арсенипиритовому, электрум-сфалеритовому и анкерит-сидеритовому геотермометрам с учетом условий стабильности сульфидных парагенезисов по фазовым диаграммам.

На золотосодержащем проявлении «Карьер Койкары» температура метасоматических преобразований оруденения по хло-

ритовому термометру [Caritat et al., 1993] варьирует в пределах 200–410 °С, статистически разбиваясь на три температурных интервала – 200–230; 250–310 и 330–410 °С (рис. 14, а). На Койкарском колчеданном проявлении по этому же термометру температурные условия изменяются в диапазоне 200–310° с подразделением на интервалы 200–230° и 250–310° (рис. 14, б). Примерно такие же температурные параметры дает мусковит-парагонитовый геотермометр [Eugster, Yoder, 1955; Lambert, 1959] с разбиением в соответствии с содержанием парагонитового компонента в сериците (см. рис. 3) на два температурных интервала – 200–300 °С и >400 °С. Однако эти значения с учетом поправки на давление могут сильно измениться [Котов, 1975].

Согласно данным экспериментальных исследований системы Fe-Ni-S [Kitakaze et al., 2011], температура образования пентландита в метасоматитах проявления «Карьер Койкары» находится в интервале 400–600 °С.

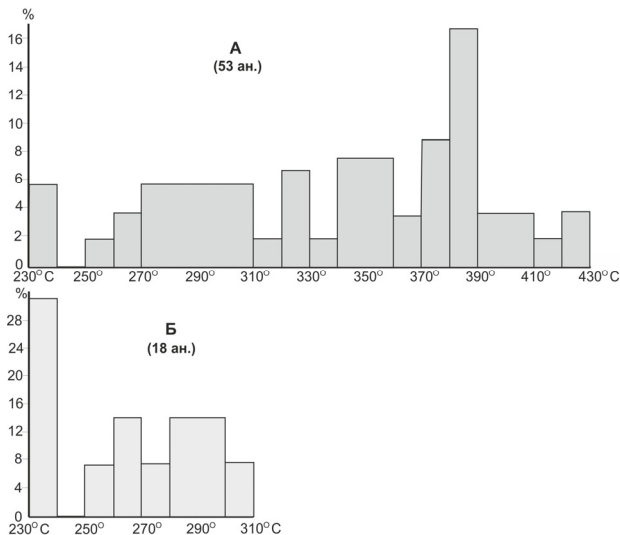


Рис. 14. Гистограммы распределения температур образования хлоритов из золотосодержащих метасоматитов рудопроявлений «Карьер Койкары» (А) и Койкарского колчеданного (Б). Хлоритовый геотермометр – [Caritat et al., 1993]

Температурные условия кристаллизации Co-Ni-сульфоарсенидов, учитывая несомненно гидротермально-метасоматическое их образование и термобарогеохимические данные по кобальтовым и арсенидно-кобальтовым месторождениям [Борисенко и др., 1984; Лебедев, 1998], не должны были превышать 400 °С. Однако согласно экспериментальным данным [Klemm, 1965] (см. рис. 6) температура их образования, возможно, была и гораздо более высокой (500–550 °С).

Температура образования арсенопирита по соответствующему геотермометру составляет 300–355 °С [Лавров, Кулешевич, 2012].

Оценка температурных условий формирования более поздних минеральных ассоциаций, сопровождающихся благороднометалльной минерализацией, показала следующие результаты. Аргентопентландит, вероятно, образовавшийся при распаде пентландитового твердого раствора, устойчив по [Воган, Крейг, 1981] ниже 455 °С.

В соответствии с фазовыми диаграммами систем Bi-Te, Ag-S [Лякишев и др., 1996] и Ag-Te [Stumpel, Rucklidge, 1968; Лякишев и др., 1996], цумоит в метасоматитах мог выделяться при температуре только <540 °С, теллурувисмутит – <585 °С, Ag<sub>2</sub>S (α-аргентит) – <800° с последующими полиморфными превращениями при температуре 600 и 115 °С (акантит), гессит – <959° с полиморфными преобразованиями при температуре 802–690° и 145–105 °С, штютцит – <460 °С с полиморфными изменениями при температуре 417–419° и 250–295 °С. Согласно

экспериментальным данным [Craig, Barton, 1973], менегенит в системе Pb-Cu-Sb-S образуется в температурном интервале 104–435 °С, а фаматинит – 25–540° [Skinner et al., 1972], матильдит устойчив при температуре <343 °С [Craig, 1967].

В гидротермальных системах пентландит устойчив при температуре <610 °С [Kullerud, 1963], зигенит – ~500 °С, виоларит – <461 °С [Воган, Крейг, 1981]. Отсутствие в пирротине пламенеvidных выделений пентландита свидетельствует о температурных условиях >300 °С [Naldrett, Kullerud, 1967].

По электрум-сфалеритовому термометру Н. А. Шиказоно [Shikazono, 1985], выделение золота и электрума происходило при температуре 254–370 °С (254-294-307-345-346-367-368-370°) на проявлении «Карьер Койкары» и 340 °С – на Койкарском колчеданном проявлении. Примерно в этом же температурном интервале, вероятно, кристаллизовались самородные висмут (T<sub>пл</sub> = 271 °С) и кадмий (T<sub>пл</sub> = 321 °С), установленный [Кулешевич, Лавров, 2012].

Карбонатные парагенезисы формировались при температуре 200–450 °С и давлении 1–2 кбар (доломит-кальцитовый геотермометр) [Таланцев, 1978] и 140–143 °С (анкерит-сидеритовый геотермометр) [Anovitz, Essene, 1987].

По сфалеритовому геобарометру [Toulmin et al., 1991] давление при формировании рудной минерализации оценивается в 2–6 кбар, а температура кристаллизации сфалерита по фазовым диаграммам [Barton, Toulmin, 1966] – 200–480 °С, [Balabin, Sack, 2000] – ~300 °С.

Для корректного использования в качестве температурных индикаторов спорадически встречающихся, по данным микрозондового анализа, нестехиометрических сульфидов меди (Cu/S 1,24–1,4) требуется прецизионная проверка другими методами [Габлина, 2008], исключающая их принадлежность к в различной степени гипергенно преобразованным халькозину и ковеллину.

Повышенные содержания Bi и Ag в галените являются свидетельством относительно высокотемпературных условий образования для данного минерала [Schroll, 1955].

Важное индикаторное значение для определения P-T-условий формирования минерализованных метасоматитов проявления «Карьер Койкары» имеет также широкое распространение в них маргарита.

Маргарит – кальциевая диоктаэдрическая слюда (род хрупких слюд) – хотя и известен с середины XIX века, встречаясь в метаморфизованных известково-глиноземистых осадочных породах, гидротермальных жилах, измененных

анортозитах и др., все же считается достаточно редким минералом, и в качестве породообразующего он был признан только после работ [Sagon, 1967; Frey, Niggli, 1972]. Для Карелии достоверные его находки, подтверждаемые аналитическими данными, по настоящее время не были известны.

Согласно экспериментальным данным [Velde, 1971; Chatterjee, 1976], редкость нахождения маргарита в природе объясняется узким температурным диапазоном (110–140°) его устойчивости – 350–450° при P 1 кбар, 380–530° при P 2 кбар и 560° до P 8,6 кбар, отвечающим условиям низкой и средней ступеней метаморфизма. На PT-диаграммах область парагенезиса *маргарит + кварц* ограничена линиями *Al-силикат+плагиоклаз* и *Al-силикат + клиноцоизит*, поэтому в присутствии плагиоклаза маргарит характерен только для пород с дефицитом кремнезема. При повышении  $P_{H_2O}$  выше 860 Мпа парагенезис кварц + маргарит сменяется более высокобарическим – цоизит + кианит, обычным для эколитов зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Следовательно, парагенезис *кварц + маргарит* является индикатором низкого и умеренного давления. Поле стабильности парагенезиса *маргарит + кварц* сдвигается в сторону еще более низких температуры и давления при повышенных концентрациях во флюидах газовой составляющей (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и др.).

### Обсуждение результатов

Главные структурно-морфологические особенности метасоматически преобразованной и минерализованной толщи на проявлении «Карьер Койкары», заключающиеся в субогласной ориентированности метасоматического осветления (кварц, карбонат, светлая слюда) пород субстрата с их первичной полосчатостью, свидетельствуют о совпадении направленности сдвиговых деформаций и фильтрации растворов, обусловливавших гидротермально-метасоматические изменения. Преобладающая часть карбонат-кварцевых прожилков, жил и линзообразных обособлений с сульфидами согласна со сланцеватостью, лишь изредка образуя брекчиевую текстуру. В совокупности с широко распространенным их линзовидно-кулисообразным расположением это свидетельствует о неравномерном пульсационном просачивании флюидов, что является одной из характернейших черт гидротермально-метасоматических преобразований пород в зонах сдвиговых деформаций [Русинов, 2005]. Отчетливо фиксируется несколько направлений (СЗ, СС, СВ), веро-

ятно, многофазовых и, предположительно, полихронных сдвиговых деформаций.

Зона смятия функционировала, по-видимому, как комплекс каналов флюидной конвекции, захватывающей и уровни формирования колчеданного оруденения, и более глубокие, о чем свидетельствует привнос в ходе метасоматического процесса элементов основных и ультраосновных магм (Ni, Co, V, Cu) и присутствие в золоте самородном ртути как индикатора глубинного источника рудного вещества [Patter, Barnes, 1978]. Согласно закономерностям формирования золотого оруденения в сдвиговых зонах [Groves et al., 2003], наиболее благоприятной обстановкой для локализации золоторудной минерализации в рассматриваемой зоне смятия должны быть участки резкого падения давления, т. е. места локального растяжения (флексурные перегибы, плейчатость, микробрекчирование, трещины отрыва и др.) с отчетливо калиевой направленностью проявленного фонового метасоматоза и формированием обширных зон березитов или кварц-серицитовых метасоматитов. На проявлении «Карьер Койкары» отмечается только крайне локальное развитие таких метасоматитов, а доминируют разнообразные кварц-хлоритовые метасоматиты при широком участии диоктаэдрической кальциевой слюды – маргарита и промежуточных фаз мусковит-маргарит-парагонит, свидетельствующих о несколько повышенных не вполне благоприятных для золоторудной минерализации барических и температурных условиях их формирования.

Это согласуется с данными наших расчетов по разнообразным геотермометрам, показывающим широкие вариации температуры (>500–140 °С) и давления (1–6 кбар) в ходе гидротермально-метасоматического процесса. Максимальные температурные значения (>500 °С) (см. рис. 6) дают Co-Ni-сульфоарсенидные и пентландитовые ассоциации, минимальные (~140 °С) – анкерит-сидеритовые. Акантит, гессит, штютцит и другие полиморфные разновидности соответствующих минералов в качестве температурных реперов не могут рассматриваться именно вследствие свойственного этим химическим соединениям явления температурного полиморфизма, с понижением температуры видоизменяющего при неизменном составе структуру первоначально выделившейся минеральной фазы. Исходные температурные условия образования таких минералов должны определяться другими способами.

Температура кристаллизации золота самородного, электрума, кюстелита и, вероятно, ассоциирующейся с ними серебряной минера-

лизации (гессит, штюцит, акантит, овихиит, матильдит и др.) по электрум-сфалеритовому термометру [Shikazono, 1985] варьирует в пределах 250–370 °С, что значительно превышает температурные условия <250–260 °С, наиболее благоприятные для промышленного по запасам и содержанию оруденения золота в архее Фенноскандинавского щита (Пампало).

В совокупности температуры образования рудных (>500–140 °С) и породообразующих (560, 410–140 °С) парагенезисов на проявлении «Карьер Койкары» определяют его отнесение к высокотемпературной ступени мезотермальной фации. Возможно, такие температурные параметры являются следствием проявления здесь двух гидротермально-метасоматических процессов – раннего, формирующего колчеданное оруденение в пропилитах (хлорит, альбит, эпидот, кварц), и позднего, более высокотемпературного золотонесущего (кварц, серицит, карбонат, маргарит, хлорит), связанного с развитием региональной сдвиговой зоны. В пользу этого свидетельствует совпадение двух статистически выделяемых температурных интервалов по хлоритовому термометру (200–230 °С; 250–310 °С) (см. рис. 14) на проявлениях Койкарском колчеданном и «Карьер Койкары» при отсутствии на первом из них значений 330–410 °С, наиболее характерных для второго. Эти рудопроявления отличаются и по характеру изоморфизма в сульфоарсенидах: кобальтин-герсдорфит – «Карьер Койкары» и кобальтин-герсдорфит-арсенипит – Койкарское колчеданное.

Результаты определения давления по минеральным геобарометрам (1–6 кбар) представляются менее достоверными, чем температурные данные, вследствие невысокой точности самих применяемых геобарометров (сфалеритовый, доломит-кальцитовый) и вероятной обусловленности параметров давления в сдвиговых зонах не только литостатическим фактором, но и динамическим.

Приведенные комплексные данные, характеризующие главные особенности золотосодержащего проявления «Карьер Койкары», определяют его принадлежность к одному из ведущих в докембрии [Groves et al., 2003] генетических типов оруденения золота – орогенному мезотермальному, главным рудоконтролирующим фактором для которого являются системы разноранговых сдвиговых зон, объединяющихся в региональные зоны сдвиговых дислокаций, имеющие, как правило, полихронное развитие. В соответствии с генетической типизацией золоторудных месторождений Фенноскандинавского щита данное проявление классифицируется как орогенное мезотермальное с атипичной ме-

талльной ассоциацией, свидетельствующей о гетерогенном источнике рудного вещества.

В пределах Карельского кратона региональные сдвиговые зоны в большинстве своем наследуют глубинные разломы, контролировавшие изначально размещение колчеданных месторождений [Колодяжный, 2006; Леонов, 2008]. Впоследствии они неоднократно подновлялись, обеспечивая тепло- и массоперенос из глубинных геосфер и способствуя в благоприятных обстановках, к каковым относятся участки развития колчеданного оруденения – своеобразного «коллектора» благородных металлов [Иващенко, Голубев, 2011], образованию благороднометалльной минерализации орогенного мезотермального типа. В вертикальном строении региональных сдвиговых зон отмечается несколько уровней магмогенерации и интрузивного магматизма, начиная с мантийно-корового [Groves et al., 2003; Русинов, 2005], но прямой генетической связи золоторудной минерализации с определенными интрузиями не устанавливается. Однако слабо эродированные перспективные рудные объекты орогенного мезотермального типа, как правило, пространственно ассоциируют с субвулканическими и гипабиссальными интрузиями или дайками среднего и кислого состава (Пампало, Суурикуусикко, Хатуноя, Пякюля и др.), отвечающими верхнекоровому уровню магмообразования в сдвиговых зонах. В этом аспекте золотосодержащее проявление «Карьер Койкары», ввиду отсутствия в его пределах непосредственного развития такого магматизма и его признаков, представляется малоперспективным.

## Выводы

1. Золотосодержащее проявление «Карьер Койкары» относится к орогенному мезотермальному типу с атипичной металльной ассоциацией, свидетельствующей о гетерогенном источнике рудного вещества. Оно приурочено к длительно развивавшейся Койкарско-Выгозерской региональной сдвиговой зоне в сочетании со сдвиговыми дислокациями более низкого порядка.

2. Зона смятия, контролирующая оруденение, функционировала, по-видимому, как комплекс каналов флюидной конвекции, захватывающей и уровни формирования колчеданного оруденения, и более глубинные с привносом элементов основных и ультраосновных магм (Ni, Co, V, Cu, Pt), а также Au, Ag и их элементов-спутников – Bi, Te, As, Se, Sb.

3. Фоновый характер метасоматических преобразований в пределах зоны отвечает преимущественно промежуточной фации между березитами и хлоритовыми пропилитами с

участием маргарита (первые аналитические описания для Карелии).

4. Рудная минерализация на проявлении исключительно разнообразна (более 60 минералов), с широким развитием помимо главных рудных минералов (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит) также Ni-, Fe-, Cu-сульфидов, сульфоарсенидов Fe, Co, Ni, висмута-теллуридов, сурьмяных сульфосолей свинца и др. редких минералов, ряд из которых установлены на территории Карелии впервые.

5. РТ-параметры проявленного гидротермально-метасоматического процесса ( $T = 140\text{--}500\text{ }^\circ\text{C}$ ;  $P = 1\text{--}6\text{ кбар}$ ) были не вполне благоприятными для формирования золотого оруденения. Температура кристаллизации золота самородного, электрума, кюстелита и ассоциирующейся серебряной минерализации по электрум-сфалеритовому термометру составляла  $250\text{--}370\text{ }^\circ\text{C}$ .

5. благороднометалльная минерализация (золото, электрум, кюстелит, гессит, науманит, эвкайрит, акантит, аргентопентландит, овихиит, брэггит и др.) представлена исключительно в микровыделениях (до  $10\text{--}15\text{ мкм}$ ). Максимальное содержание золота и серебра составляет соответственно (г/т) 0,2 и 0,53.

6. По геологическим, минералого-геохимическим и петрологическим особенностям золото-содержащее проявление «Карьер Койкары» характеризуется как малоперспективное. Однако в совокупности с установленной благороднометалльной минерализацией в койкарских колчеданных рудах и вероятным конвективным характером циркуляции флюидов в Койкарско-Выгозерской сдвиговой зоне данное рудопроявление представляется в качестве комплексного положительного признака потенциальной золотоносности данной зоны в целом.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 27.*

## Литература

Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1984. 172 с.

Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 575 с.

Габлина И. Ф. Минералы систем Cu-S и Cu-Fe-S как индикаторы условий образования сульфидных руд // Матер. годич. собр. ВМО. 2008. С. 26–29.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М.: Мир, 1966. 317 с.

Егорова А. И. Отчет о геолого-поисковых работах на серный колчедан в Петровском районе КФССР в 1951 г. // ТГФ РК. Петрозаводск, 1952.

Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. 368 с.

Иващенко В. И., Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Ибрагимов М. М. Минералогия золоторудного проявления «Карьер Койкары» (Карелия): генетические и металлогенетические аспекты // Матер. годич. собр. РМО. СПб., 2012. С. 122–124.

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

Котов Н. В. Мусковит-хлоритовый палеотермометр // Докл. РАН. 1975. Т. 222, № 3. С. 700–704.

Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Золоторудная минерализация Койкарской структуры, Центральная Карелия // Тр. КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 87–99.

Лебедев В. И. Рудномагматические системы эталонных арсенидно-кобальтовых месторождений. Новосибирск: Изд. СО РАН, 1998. 136 с.

Леонов М. Г. Горизонтальные протрузии в структуре литосферы Земли // Геотектоника. 2008. № 5. С. 3–36.

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

Лякишев Н. П., Банных О. А., Рохлин Н. Р. и др. Диаграммы состояния двойных металлических систем. Справочник в 3-х томах. М.: Машиностроение, 1996. Т. 1. 992 с.

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

Робонен В. И., Рыбаков С. И., Ручкин Г. В. и др. Серноколчеданные месторождения Карелии (геология, метаморфизм, генезис). Л.: Наука, 1978. 192 с.

Русинов В. Л. Зоны сдвиговых деформаций в литосфере и их роль в эндогенной активности Земли // Геотектоника. 2005. № 3. С. 66–79.

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Корреляционные реперные уровни в верхнеархейском Хаутавааро-Койкарском стратотипе // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. Вып. 6. С. 3–12.

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.

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

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

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

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

Щипцов В. В., Голубев А. И., Иващенко В. И., Трофимов Н. Н. Минерагения Онежского рудного района: основы прогнозирования месторождений стратегических видов минерального сырья и новых их типов в Карельском регионе // Пробл. минераг. России. М.: ГЦ РАН. 2012. С. 86–98. URL: <http://onznews.wdcb.ru/ebooks/minerageny/> (дата обращения: 10.09.2013)

Anovitz L. M., Essene E. J. Phase Equilibria in the System CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub>-FeCO<sub>3</sub> // Journal of Petrology. 1987. Vol. 28, part 2. P. 389–414.

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

Barton P. B., Toulmin P. Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system // Econ. Geol. 1966. Vol. 61. P. 815–849.

Caritat P., Hutcheon L., Walshe J. L. Chlorite geothermometry: a review // Clays and Clay Minerals. 1993. Vol. 41, N 2. P. 219–239.

Chatterjee N. D. Margarite stability and compatibility relations in the system CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O as a pressure-temperature indicator // American Mineralogist. 1976. Vol. 61. P. 699–709.

Craig J. R. Phase Relations and Mineral Assemblages in the Ag-Bi-Pb-S System // Mineralium Deposita. 1967. N 1. P. 278–306.

Craig J. R., Barton P. B. Thermochemical approximations for sulfosalts // Econ. Geol. 1973. N 68. P. 493–506.

Eugster H. P., Yoder H. S. The join muscovite-paragonite // Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1954–1955. 1955. 124 p.

Frey M., Niggli E. Margarite, an important rock-forming mineral in regionally metamorphosed low-grade rocks // Naturwiss. 1972. N 59. P. 214–215.

Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F., Hart C. J. R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 1–29.

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

Klemm D. D. Synthesen und Analysen in den Dreiecks diagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS<sub>2</sub>-CoS<sub>2</sub>-NiS<sub>2</sub> // Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Abhandlungen. 1965. N 103. P. 205–255.

Kullerud G. Thermal stability of pentlandite // Can. Mineral. 1963. N 7. P. 353–366.

Lambert R. St. J. The mineralogy and metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire // Trans. Roy. Soc. Edin. 1959. Vol. 63. 553 p.

Naldrett A. J., Kullerud G. A study of the Strathcona Mine and its bearing on the origin of the nickel-copper ores of the Sudbury district, Ontario // J. Petrol. 1967. N 8 (3). P. 453–531.

Patter R. W., Barnes H. L. Phase relation in the Binary Hg-S // Amer. Mineralogist. 1978. Vol. 63, N 11–12. P. 1143–1153.

Sagon J. P. Le metamorphisme dans le nord-est du bassin de Chateaulain: decouverte de chloritoide et de margarite dans les schistes devoniens. C. R. Soc. Gbol. France, 1967. N 5. P. 206–207.

Shikazono N. A comparison of temperatures estimated from the electrum-sphalerite-pyrite-argentite assemblage and filling temperatures of fluid implications from epithermal Au-Ag vein-type deposits in Japan // Econ. Geol. 1985. Vol. 80, N 5. P. 1415–1424.

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

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

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

Velde B. The stability and natural occurrence of margarite // Mineral. Mag. 1971. N 38. P. 317–323.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### **Иващенко Василий Иванович**

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

### **Голубев Анатолий Иванович**

зав. лаб. магматизма, палеовулканологии  
и металлогении, к. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: golubev@krc.karelia.ru  
тел.: (8142) 769824

### **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

### **Golubev, Anatoly**

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

**Ибрагимов Михаил Мухамедович**

аспирант

Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910

**Ромашкин Александр Евгеньевич**

научный сотрудник

Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
тел.: (8142) 769824

**Ibragimov, Mikhail**

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

**Romashkin, Alexandr**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
tel.: (8142) 769824

УДК 553.462576:550.812 (470.22)

## МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЛОБАШ – КРУПНЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ОБЪЕКТ В РЕСПУБЛИКЕ КАРЕЛИЯ

**В. М. Тытык<sup>1</sup>, П. В. Фролов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ГУП РК «Карельская геологическая экспедиция»

<sup>2</sup>Институт геологии Карельского научного центра РАН

Приводятся обобщенные данные о крупном месторождении молибдена Лобаш в Центральной Карелии. Месторождение относится к группе эндогенных гидротермальных штокверковых объектов молибденовой формации. Объект представляет собой линейный штокверк зонального строения, приуроченный к неэродированной гранитной интрузии, находящейся на глубине более 100 м. Промышленная рудная залежь локализуется в ближайшем экзоконтакте над апикалью интрузии в толще зеленокаменных вулканогенных пород верхнего архея и прослеживается по простиранию на расстоянии более 2 км, при ширине порядка 600 м и мощности в осевой части 100–200 м и более. Руды месторождения являются прожилково-вкрапленными сульфидными монометалльными с рядовыми концентрациями (сред. 0,06–0,07 %) молибдена и относятся к легкообогатимым.

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** Лобаш, месторождение, молибден, штокверк, руды, запасы.

### **V. M. Tytyk, P. V. Frolov. LOBASH MOLYBDENUM DEPOSIT: A BIG PROMISING ECONOMIC DEPOSIT IN THE REPUBLIC OF KARELIA**

Data on the Lobash molybdenum deposit located in Central Karelia are summarized. It is an endogenous hydrothermal stockwork deposit of a molybdenum formation. It occurs as a large linear zonal-structured stockwork confined to a non-eroded granitic intrusion which occurs at a depth of over 100 m. The minable ore body is located at the nearest endocontact above the apical portion of the intrusion in Upper Archean greenstone volcanogenic rocks, and is traced along a strike length of over 2 km and across a width of 600 m and is at least 100–200 m thick in its axial portion. Lobash ore is of streaky-disseminated sulphide monometal type with routine molybdenum concentrations (average 0.06–0.07 %) and are readily dressed.

**Key words:** Lobash, deposit, molybdenum, stockwork, ores, reserves.

Восполнение и дальнейшее развитие минерально-сырьевой базы страны является одной из важнейших задач, стоящих перед геологической службой. Это относится и к сырьевой базе цветной металлургии, в том числе и к молибденовой промышленности, продукция которой имеет большое значение

для технического прогресса металлургии, машиностроения и других отраслей. По статистике, свыше 80 % всего добываемого молибдена потребляется в черной металлургии, где он используется в качестве легирующей добавки при производстве высококачественных сталей. Выпуск молибдена в России зна-

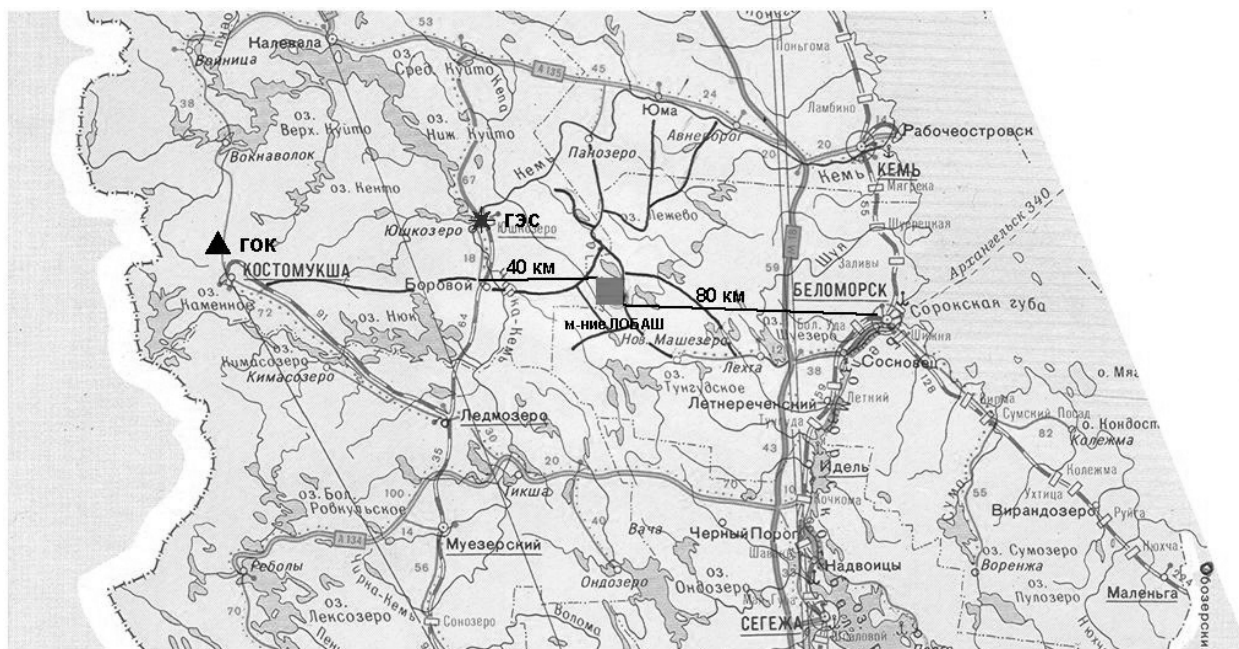


Рис. 1. Обзорная карта района с расположением месторождения Лобаш

чительно отстает от потребности в нем. В целом по стране валовый удельный расход молибдена на 1 тонну выплавляемой стали в 2,5–3 раза ниже, чем в развитых странах, где этот показатель составляет 260–270 г/т. Достижение этого уровня не может быть компенсировано ориентацией на большее потребление вольфрама, традиционное использование которого в нашей стране не обеспечивало должного качества выплавляемой стали. Кроме того, молибден заменяет вольфрам в металлургии с существенным экономическим эффектом [Покалов, 1984; Малая горная энциклопедия..., 2004].

Объем производства молибдена в России в последние годы обеспечивался несколькими действующими горнодобывающими предприятиями, сырьевые ресурсы которых неуклонно исчерпываются, и составлял менее половины потребности нашей промышленности, остальное покрывалось за счет импорта. В то же время Российская Федерация занимает одно из ведущих мест в мире по общим и разведанным запасам молибдена, преобладающая часть которых заключена в недрах Восточной Сибири – Красноярском и Забайкальском краях. Месторождение Лобаш, расположенное в Северо-Западном федеральном округе, может стать весьма экономически эффективным объектом добычи молибдена, учитывая его непосредственную близость к таким крупным потребителям, как Череповецкий (ОАО «Северсталь») и Новоли-

пецкий (ОАО «НЛМК») металлургические комбинаты, находящимся в европейской части страны, которые могут являться и потенциальными инвесторами, заинтересованными в реализации проекта разведки месторождения Лобаш.

Молибденовое месторождение Лобаш расположено в северо-западной части Беломорского района Республики Карелия (рис. 1).

Данный объект является типичным примером эндогенных гидротермальных штокверковых месторождений молибденовой формации [Покалов, 1984; Тытык, 1991; Минерально-сырьевая база..., 2006]. Месторождение пространственно и генетически связано с незродированной интрузией биотитовых среднезернистых порфировидных гранитов и сопряженных с ней малых дайково-жильных тел лейкократовых мелкозернистых порфировидных плагиогранитов и плагиогранит-порфиров. Молибденовый штокверк представляет собой массу горных пород, насыщенную прожилково-вкрапленным сульфидно-кварцевым материалом. Оруденение локализуется в ближнем экзоконтакте интрузии – в толще зеленокаменных кристаллических пород лопийского комплекса верхнего архея (рис. 2).

Молибденоворудный штокверк, как и материнская интрузия, имеет линейно-вытянутую форму и расположен в непосредственной близости от кровли массива (рис. 3, 4). Прослеживаясь над сводом кровли на расстоянии более

2 км, рудный штокверк охватывает, главным образом, экзоконтактовую надынтрузивную зону боковых пород и, в значительно меньшей мере, эндоконтактовую часть гранитов. В осевой части штокверка вертикальный размах геохимиче-

ского ореола молибденовой минерализации оценивается в 350–400 м. В пределах молибденоворудного штокверка выделяется промышленное рудное тело, представляющее собой сравнительно узкую (500–650 м) уплотненную

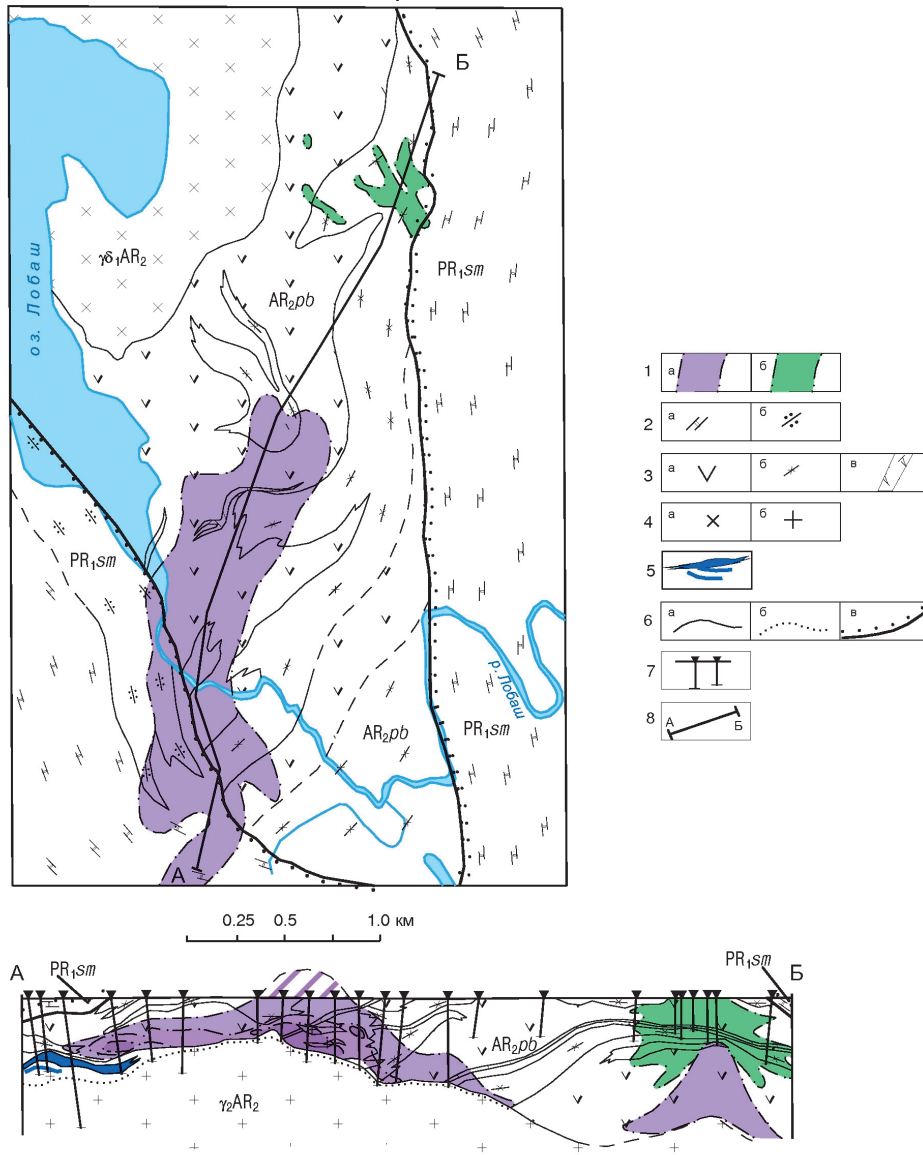


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Лобашского рудного поля (сост. В. М. Тытык): 1. Молибденовое месторождение Лобаш (а), золоторудное месторождение Лобаш-1 (б). 2. PR1sm – нижний протерозой, сумийский надгоризонт: сланцы кварц-полевошпат-карбонатные серицит-хлоритсодержащие зеленовато-серые неравномерно-зернистые порфиробластические линзовидно-полосчатые (а); кварциты и кварцито-песчаники светло-серые мелкозернистые от массивных до сланцеватых нечеткополосчатых (б). 3. AR2pb – верхний архей, лопий, пелозерская серия нерасчлененная: измененные эффузивные и интрузивные (субвулканические) породы основного состава – метадиабазы, метагаббро-диабазы зеленые мелко- и среднезернистые массивные (а); сланцевая толща метавулканитов нерасчлененная – зеленоватые амфиболовые плагиосланцы, серые биотитовые кварц-плагиоклазовые сланцы по вулканитам основного и среднего состава, мелкозернистые неяснополосчатые (б); измененные эффузивные и интрузивные (субвулканические) породы кислого состава – липариты (плагиопорфиры) серые тонко- и крипозернистые массивные с отчетливой порфировой структурой (в). 4.  $\gamma\delta_1AR_2$  – плагиограниты и гранодиориты биотитовые серые средне- и крупнозернистые порфировидные массивные (а);  $\gamma_2AR_2$  – рудогенные граниты биотитовые светло-серые среднезернистые порфировидные массивные (б). 5. Жильные сульфидно-кварцевые тела крупных размеров. 6. Геологические границы установленные (а), предполагаемые (б), структурно-стратиграфических несогласий (в). 7. Буровые скважины. 8. Линия геологического разреза

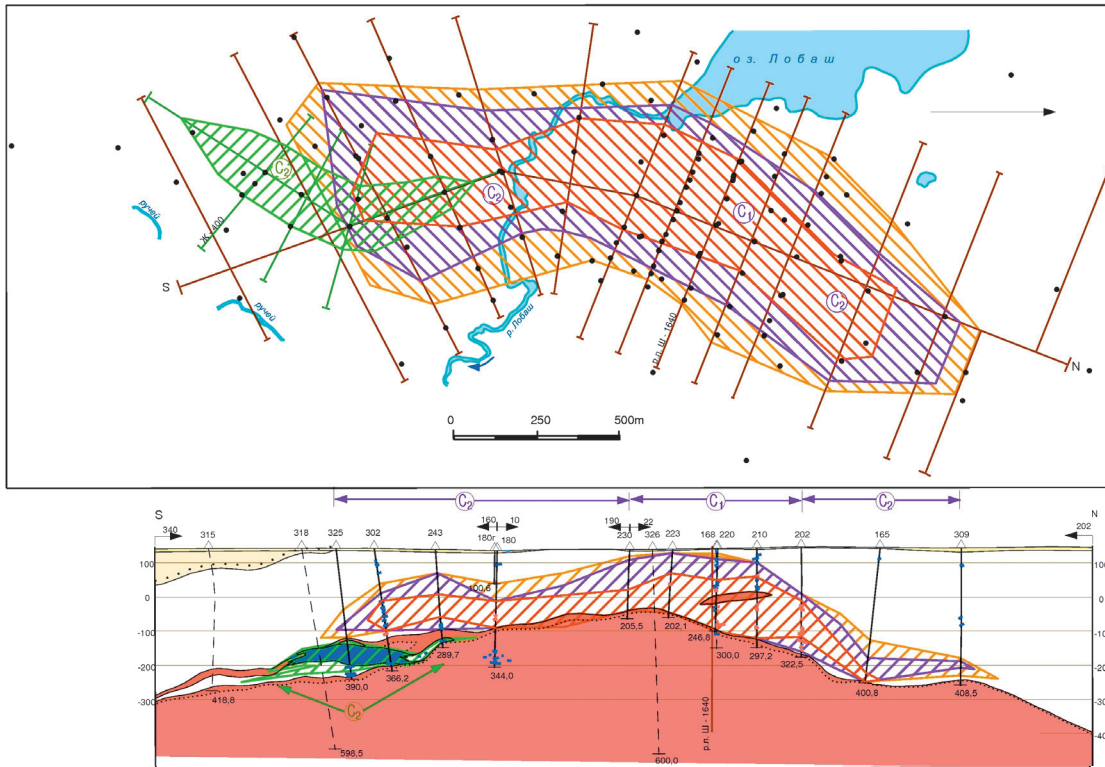


Рис. 3. Схематический план подсчета запасов и продольное вертикальное сечение рудной залежи по линии S-N месторождения Лобаш (условные обозначения – на рис. 4)

(100–200 м) залежь протяженностью более 2 км. Нижняя граница залежи в целом совпадает с поверхностью кровли гранитной интрузии, верхняя устанавливается по данным опробования. Рудная залежь, мощность которой в осевой части превосходит 200 м, по направлению к флангам постепенно выклинивается с одновременным снижением качества руд. Наиболее богатым и выдержанным оруденением характеризуется нижняя часть рудной залежи, где развита густая сеть рудных (молибденит, пирит, реже халькопирит и другие сульфиды) кварцевых прожилков. На флангах штокерковой залежи при крутом погружении склонов гранитного массива молибденовое оруденение резко «угасает», полностью выклиниваясь на коротком расстоянии; при пологом погружении склонов рудная залежь простирается на значительные расстояния от апикали материнской интрузии, постепенно расщепляясь на множество маломощных рудных тел и оруденелых участков до полного выклинивания.

При удалении от массива гранитов насыщенность боковых пород молибденитсодержащими прожилками постепенно снижается, происходит закономерная смена рудных минеральных ассоциаций: исчезает молибденит, пирит вытесняется пирротинном, который, наряду с халькопиритом, уже доминирует в пери-

ферийных частях штокерка, здесь же появляются галенит, сфалерит, золото, серебро (золоторудное месторождение Лобаш-1), что обусловлено рудно-метасоматической зональностью, характерной для данного типа месторождений (см. рис. 2).

На южном фланге месторождения под штокерковой рудной залежью на глубине 250–350 м буровыми скважинами вскрыто крупное жильное кварцевое тело с богатым гнездово-вкрапленным молибденовым оруденением жильного типа (см. рис. 3, 4). Кварцевая жила представляет собой полого залегающее, со склонением на север, линзообразное вытянутое в субмеридиональном направлении тело размерами 150–200 × 750 м и мощностью в осевой части до 40–60 м. Кварцевая жила сопровождается множеством оперяющих более мелких жил и прожилков, образуя обособленную от штокеркового оруденения кварцево-жильную рудную зону мощностью до 130 м и шириной до 300 м, прослеживающуюся на расстоянии около 1 км, с постепенным выклиниванием по направлению к флангам.

Штокерковые руды месторождения являются прожилково-вкрапленными сульфидными монометалльными с рядовыми концентрациями (0,7–0,1 %) молибдена и по своим технологическим свойствам относятся к легкообогащаемым. Извлечение молибдена в концентрат со-

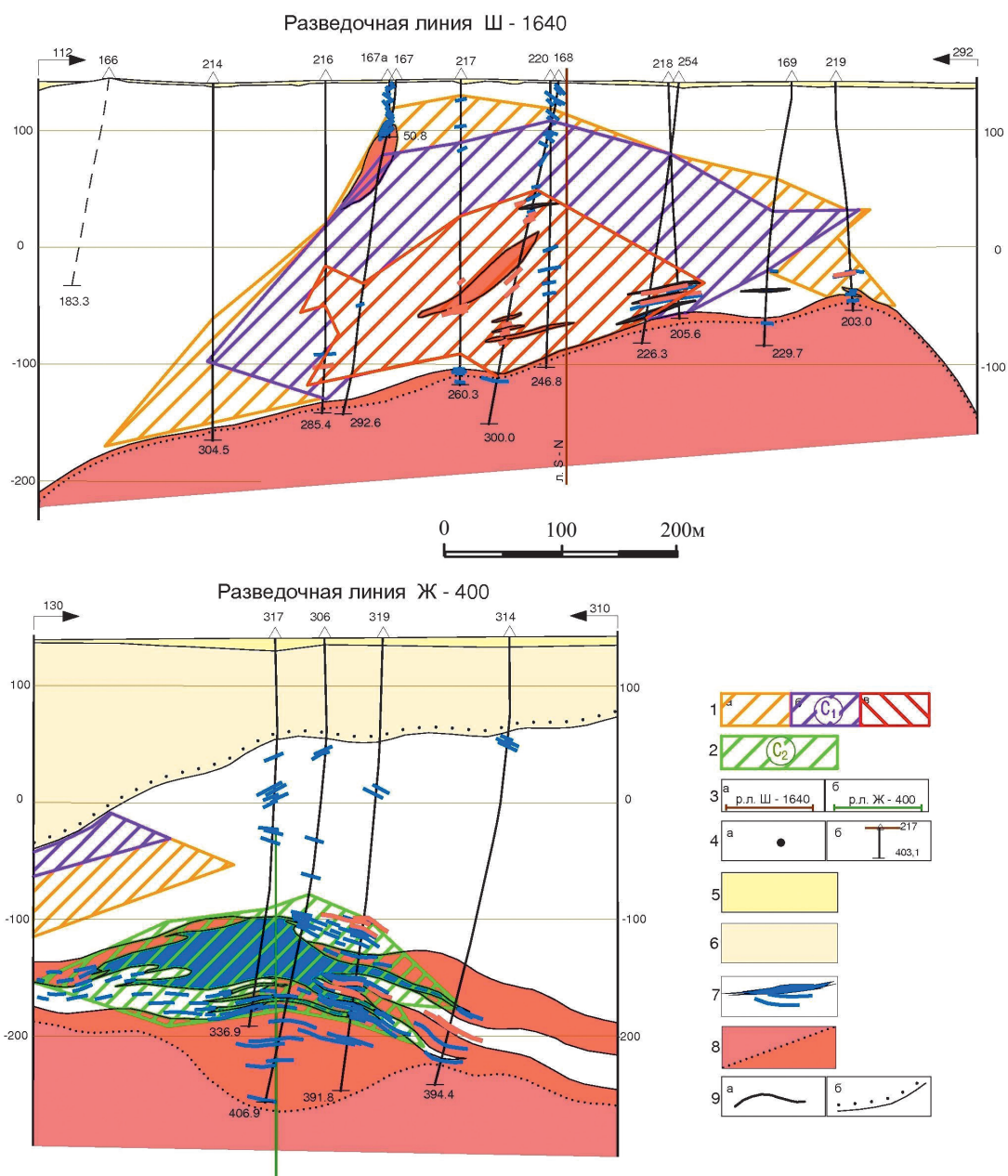


Рис. 4. Поперечные вертикальные сечения штокверковой рудной залежи по разведочной линии Ш-1640 и кварцево-жильной рудной залежи по разведочной линии Ж-400 месторождения Лобаш:

1. Границы штокверковой рудной залежи, оконтуренной по бортовому содержанию молибдена 0,02 % (а), 0,03 % (б), 0,05 % (в), и категория разведанности запасов; 2. Границы кварцево-жильной рудной зоны, оконтуренной по геологическим данным, и категория разведанности запасов; 3. Разведочные линии и их номера для штокверковой залежи (а), для жильной зоны (б); 4. Разведочные буровые скважины на плане (а), на разрезах, их номера и глубина в м (б); 5. Рыхлые четвертичные отложения, перекрывающие месторождение; 6. Скальные породы осадочно-терригенной толщи, перекрывающие месторождение; 7. Скальные породы зеленокаменной толщи, вмещающие штокверковые и жильные рудные тела; 8. Скальные породы гранитного массива, вмещающие и подстилающие штокверковые и жильные рудные тела; 9. Геологические границы между разновозрастными геологическими образованиями (а), они же, залегающие со стратиграфическим и структурным несогласием (б)

ставляет 86–96 % при содержании его в продукте 48–52 %. Кроме молибдена в отдельный концентрат извлекается в небольшом объеме медь, а также незначительное количество вольфрама. В качестве сопутствующих компонентов, повышенное содержание которых от-

мечается в молибденовом концентрате, могут рассматриваться висмут (>300 г/т), ниобий (>330 г/т), рений (15–55 г/т), осмий (~1 г/т).

Разведанные запасы поставлены на Государственный баланс (протокол ЦКЗ Мингео СССР от 14.02.1991 г. № 30) (табл. 1).

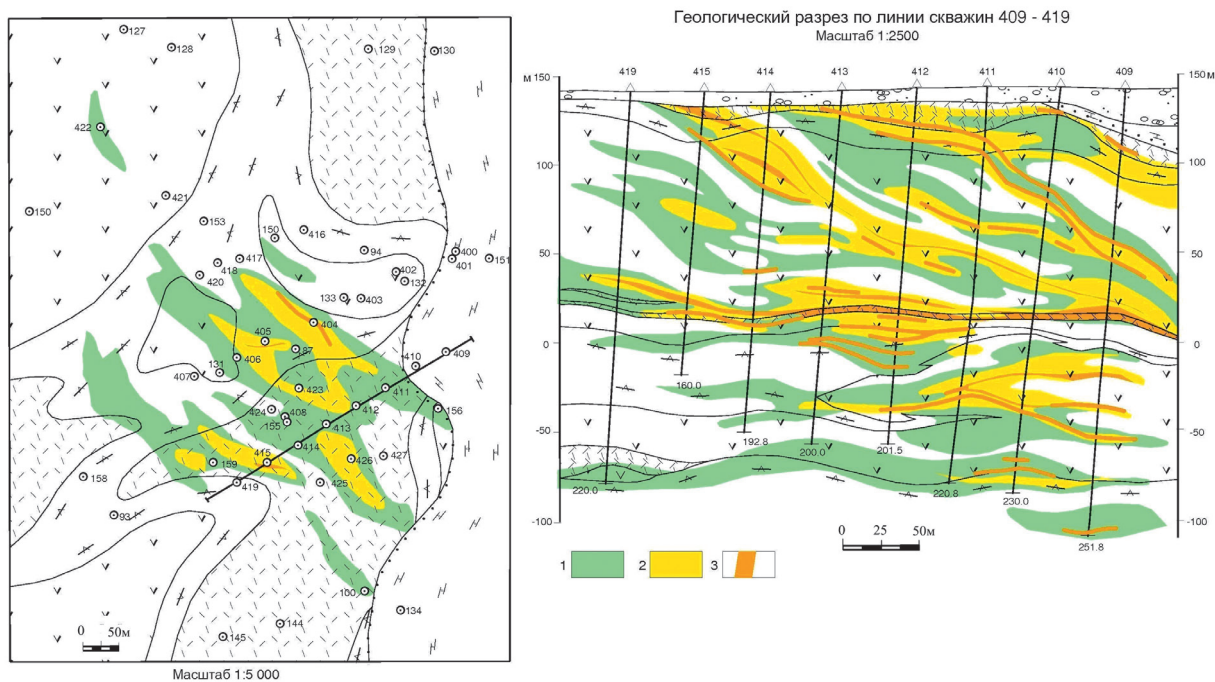


Рис. 5. Золоторудное месторождение Лобаш-1: 1. Минерализованные зоны ( $Cu > 0,1 \%$ ); 2. Продуктивные зоны ( $Au > 0,1 \text{ г/т}$ ); 3. Локальные золоторудные тела ( $Au > 0,1 \text{ г/т}$ ); остальные условные обозначения – см. рис. 4

Таблица 1. Разведанные запасы

Запасы, содержание	Штокверковые руды			Кварцево-жильные руды
	балансовые		забалансовые	
	кат. С <sub>1</sub>	кат. С <sub>2</sub>		
Запасы руды, тыс. т	83418	121436	18466	3685
Запасы молибдена, тыс. т	56,9	71,2	7,0	3,7
Среднее содержание молибдена, %	0,068	0,059	0,038	0,102

Таблица 2. Основные параметры оценки

Показатель	Значение
Объем переработки руды, млн т/г	21,8
Срок эксплуатации месторождения, лет	10
Содержание Mo в руде, %	0,060
Извлечение Mo в концентрат, %	85
Содержание Mo в концентрате, %	50
Чистый выход металлургической переработки, %	98

Геологические запасы молибдена в кварцево-жильной зоне южного фланга месторождения оцениваются в 10,3 тыс. т с содержанием молибдена 0,138 % и коэффициентом рудоносности 0,4.

Всего в 1,5 км к северо-востоку от молибденового месторождения Лобаш расположено золоторудное месторождение Лобаш-1 (см. рис. 2). Руды месторождения Лобаш-1 по содержанию основных и попутных полезных компонентов относятся к комплексным золото-сульфид-

но-кварцевым (рис. 5). Оба объекта являются частью единой рудно-магматической системы Лобашской гранитной интрузии [Тытык, 1998].

Геолого-экономическая оценка молибденового месторождения Лобаш, выполненная в 2008 г., свидетельствует о рентабельности промышленной добычи и переработки руд месторождения. Результаты проведенного анализа свидетельствуют о том, что наилучшие показатели доходности проекта достигаются при использовании варианта с бортовым содержанием 0,03 % молибдена. Отработка месторождения открытым способом была признана наиболее экономически целесообразной ввиду относительно низкой стоимости добычи и незначительного коэффициента вскрыши для предлагаемого контура карьера. Отработка месторождения может вестись быстрыми темпами, что позволяет добиться оптимизации операционных затрат.

Таблица 3. Ключевые финансовые показатели проекта

Показатель	Значение
Себестоимость, US\$/т обогащенной руды	10,58
Операционные затраты, включая налог на добычу и другие налоги, US\$/т обогащенной руды	11,31
Операционные затраты, включая налог на добычу и другие налоги, US\$/фунт произведенного Mo	10,05
Первоначальные капитальные затраты, млн US\$	869,5
Суммарные капитальные затраты, млн US\$	894,1
Суммарный чистый денежный поток, млн US\$	923,8
Чистый дисконтированный доход (10 %), млн US\$	233,3
Внутренняя норма рентабельности, %	18,7
Срок окупаемости, лет	3,2

Ключевые предположения, экономические параметры оценки и основные финансовые показатели проекта представлены в таблицах 2, 3.

Месторождение Лобаш будет отнесено к разведанным и подготовленным для промышленного освоения только после утверждения запасов (балансовых и забалансовых) по данным разведки в установленном порядке. Ожидаемый прирост запасов кат. В+С<sub>1</sub> может быть получен в процессе проведения разведочных работ на месторождении Лобаш, как разница между имеющимися запасами кат. С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> и будущими запасами, подсчитанными по завершении разведки. Прогнозируемый прирост запасов кат. В может составить 33 тыс. т молибдена при среднем содержании его в руде 0,07 %. Возможный прирост запасов кат. С<sub>1</sub> составит 88,5 тыс. т молибдена при среднем содержании его в руде 0,057 % и также будет получен путем перевода части запасов кат. С<sub>2</sub> в кат. С<sub>1</sub>. Итого по завершении планируемой разведки геологические запасы промышленных категорий В+С<sub>1</sub> штокверковых руд с учетом ранее разведанных (кат. С<sub>1</sub> – 27 тыс. т) составят порядка 150 тыс. т, а с учетом оставшихся запасов кат. С<sub>2</sub> суммарные запасы молибдена в штокверковых рудах месторождения Лобаш составят около 155 тыс. т (0,060 % Мо).

По жильной зоне южного фланга месторождения прирост промышленных категорий геологических запасов в недрах пока не предусматривается. Прирост запасов кат. С<sub>2</sub> в объеме около 12 тыс. т ожидается за счет до-

разведки жильной зоны по простиранию и на флангах. Итого в жильных рудах прогнозируются запасы молибдена в объеме порядка 20 тыс. т при среднем его содержании в руде 0,125–0,150 %.

Возможность совместной подготовки промышленной инфраструктуры для молибденового месторождения Лобаш и золоторудного Лобаш-1 существенно увеличит инвестиционную привлекательность того и другого проектов. Потенциал месторождения Лобаш оценивается ориентировочно в объеме 170 тыс. т молибдена.

## Литература

### Опубликованная

*Малая горная энциклопедия:* в 3-х томах / Под ред. В. С. Белецкого. Донецк: Донбасс, 2004. Т. 1. 620 стр.; т. 2. 652 стр.

*Минерально-сырьевая база Республики Карелия.* Книга 1 / Отв. ред. В. П. Михайлов, В. Н. Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2006. 280 стр.

*Покалов В. Т.* Поиски, разведка и оценка месторождений молибдена. М.: Недра, 1984. 196 стр.

### Фондовая

*Тытык В. М.* Отчет Беломорской партии о результатах предварительной разведки месторождения Лобаш, проведенной в 1988–1991 гг. Петрозаводск: ТФГИ по СЗФО (Карельск. ф-л), 1991.

*Тытык В. М.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на золоторудном месторождении Лобаш-1, проведенных в 1992–1997 гг. Петрозаводск: ТФГИ по СЗФО (Карельск. ф-л), 1998.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Тытык Владимир Михайлович

начальник Центральной партии  
ГУП РК «Карельская геологическая экспедиция»  
пр. А. Невского, 65, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185030  
эл. почта: tytyk.vladimir@yandex.ru  
тел.: +79214651477

### Фролов Петр Владимирович

научный сотрудник  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: pv.frolov@yandex.ru  
тел.: +79218004150

### Tytyk, Vladimir

State Unitary Enterprise of the Republic of Karelia  
"Karelian Geological Expedition"  
65 A. Nevsky St., 185030 Petrozavodsk, Karelia, Russia,  
e-mail: tytyk.vladimir@yandex.ru  
tel.: +79214651477

### Frolov, Pyotr

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: pv.frolov@yandex.ru  
tel.: +79218004150

УДК [552.322+550.42+553.411] (470.22)

## **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО ДИОРИТ-ГРАНИТ-ПОРФИРОВОГО КОМПЛЕКСА ТАЛОВЕЙС (КОСТОМУКШСКАЯ СТРУКТУРА, КАРЕЛИЯ)**

**Л. В. Кулешевич, А. В. Дмитриева**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Обсуждается петрохимический состав и металлогеническая (рудно-геохимическая) специализация гранит-порфирового комплекса Таловейс, рудная минерализация и перспективы на золото Костомукшской структуры докембрийского зеленокаменного пояса северо-западной Карелии.

Ключевые слова: диорит-гранит-порфировый комплекс, Таловейс, геохимия, золото, докембрий.

### **L. V. Kuleshevich, A. V. Dmitrieva. GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND GOLD MINERALIZATION OF THE LATE ARCHAEOAN TALOVEIS DIORITE-GRANITE-PORPHYRY COMPLEX, KOSTOMUKSHA STRUCTURE, KARELIA**

The authors discuss the petrochemical composition and metallogenic (ore-geochemical) specialization of the Taloveis diorite-granite-porphyr complex, ore mineralization and perspective for gold in a Precambrian greenstone belt (Kostomuksha structure) located in Northwest Karelia.

Key words: diorite-granite-porphyr complex, Taloveis, geochemical characteristics, gold, Precambrian.

В геологическом строении Костомукшской структуры, расположенной в западной Карелии, принимают участие гнейсы нюкозерской толщи, породы контоксской и гимольской серий (рис. 1). Изучением ее строения и магматизма занимались ряд исследователей [Горьковец и др., 1981, 1991; Кожевников, 1982, 2000]. Контокская серия представлена амфиболитами по базальтам (ниемиярвинская свита), толщей сланцев по породам кислого и среднего состава (шурловаарская свита), амфиболитами по базальтам и вариолитовым андезибазальтам, метакоматиитами (рувинваарская

свита). В северо-восточной части структуры нижняя часть геологического разреза (контокская серия) сменяется породами гимольской серии с горизонтами железистых кварцитов, которые образуют крупнейшее Костомукшское железорудное месторождение.

Формирование вмещающих толщ имеет длительную историю: от 2,84–2,8 (породы контоксской серии) до ~2,71 млрд лет (порфировые дайки, секущие гимольскую серию) [Лобач-Жученко и др., 2000; Samsonov et al., 1995]. Смятые и метаморфизованные вмещающие толщи секутся многочисленными дайками

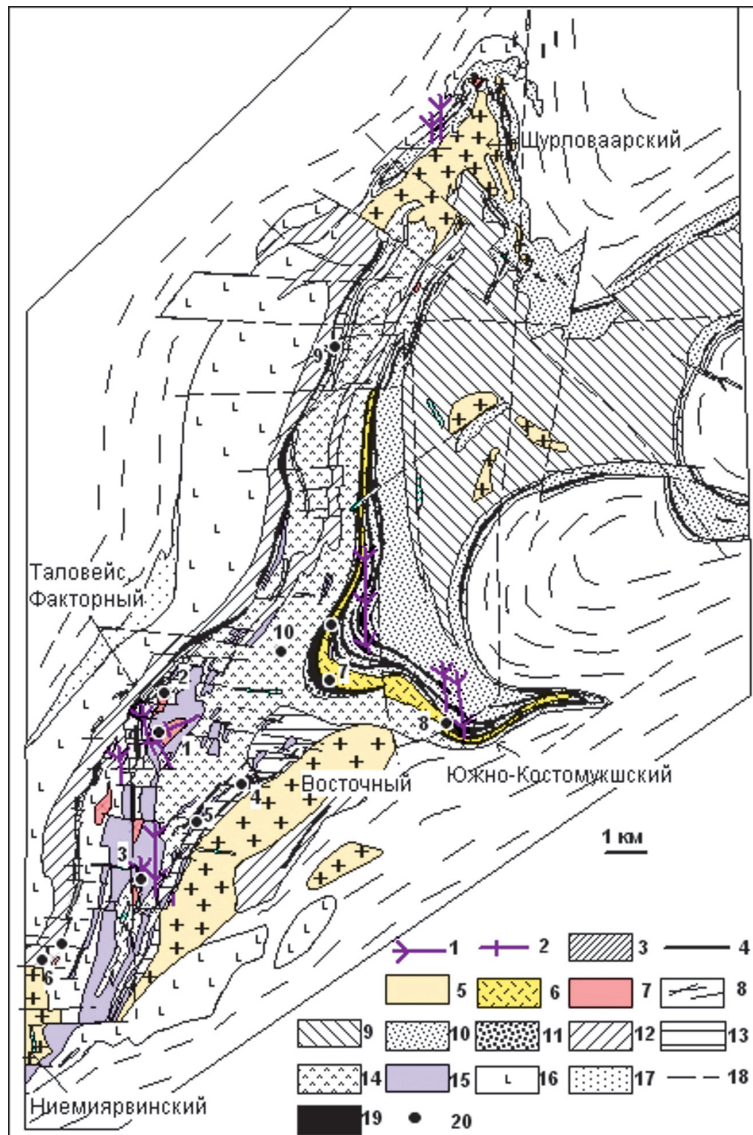


Рис. 1. Схема геологического строения и размещения золоторудных объектов в Костомукшской структуре (сост. по материалам КГЭ):

1 – лампроиты; 2 – лампрофиры; 3 – габбро; 4 – порфировые дайки; 5 – Na-K-граниты (2,7–2,68 млрд л., массивы Восточный, Ниemiaрвинский, Шурловаарский); 6 – геллефлинты; 7 – диориты – гранит-порфиры комплекса Таловейс (2,72 млрд л.); 8 – гранито-гнейсы обрамления; гимольская серия (9–11), свиты: 9 – сурлампинская, 10 – костомукшская, 11 – большозерская; контокская серия (12–16), свиты: 12 – шурловаарская, 13 – полосчатая железисто-кварцитовая толща восточного борта структуры, 14–15 – рувинваарская (14 – амфиболиты по базальтам, андезибазальтам, 15 – метакоматииты), 16 – ниemiaрвинская свита (амфиболиты по базальтам); 17 – нюкозерская серия; 18 – разломы; 19 – железистые кварциты; 20 – рудопроявления золота: 1 – месторождение Таловейс, проявления 2 – Факторное, 3 – Берендей, 4 – Кургелампи, 5 – Восточное, 6 – Ниemiaрви, 7 – Центрально-Костомукшское, 8 – Южно-Костомукшское, 9 – Западно-Рувинваарское, 10 – Рувинваарское

габбро и разновозрастными гранитоидами (см. рис. 1, 2). Дайки габбро имеют субширотное простирание, в более поздних складчато-разрывных деформациях бывают смещены и метаморфизованы. Возраст гранитоидов комплекса Таловейс ~2,72 млрд лет, массивов Восточного (гора Таловейс), Ниemiaрвинского и Шурловаарского ~2,68 млрд лет, субсогласные тела геллефлинт и порфировые дайки внедрились ~2,707 млрд лет назад.

**Комплекс Таловейс.** С внутривидовыми гранитоидами массивов Факторный, Центральный, а также порфировыми дайками участков Таловейс и Берендей, объединенными в комплекс Таловейс, связано золотое оруденение Костомукшской структуры (см. рис. 1, 2) [Кулешевич и др., 2000; Фурман, 2001; Кулешевич, 2002, 2004; Минерально-сырьевая база..., 2005; Кулешевич, Фурман, 2009]. Оруденение было обнаружено В. В. Ушковым и изу-

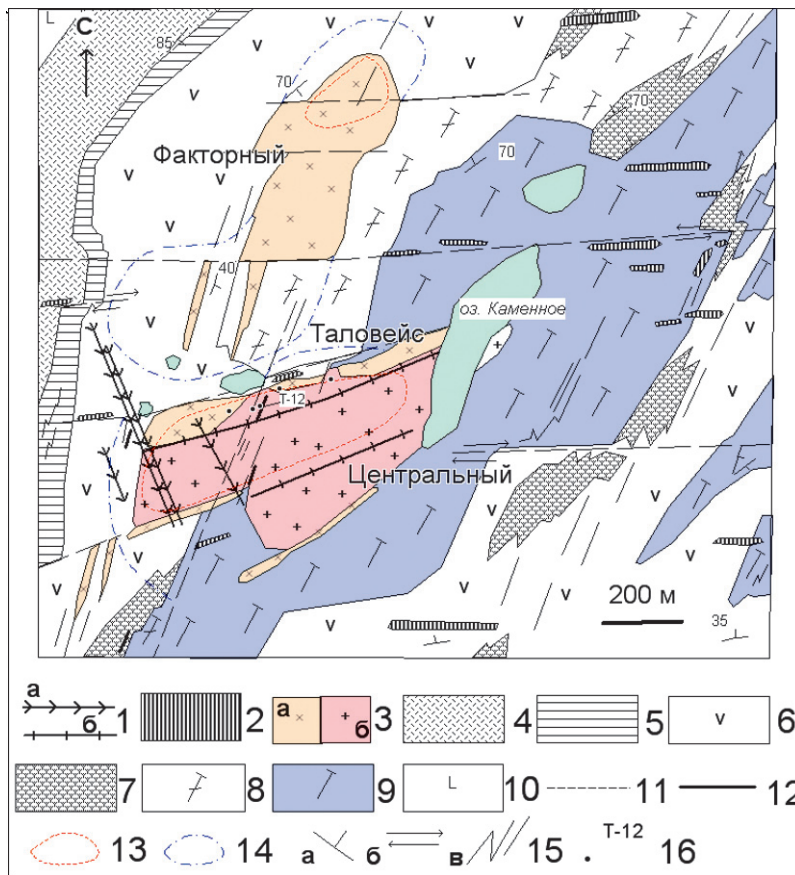


Рис. 2. Схема геологического строения участка Таловейс (сост. Л. В. Кулешевич с использованием материалов КГЭ):

1 – лампроиты (а), лампрофиры (б); 2 – габбро; 3 – диориты (а), гранит-порфиры (б); 4 – шурловаарская свита; 5 – железистые кварциты западной полосы; 6 – амфиболиты по базальтам (рувинваарская свита); 7 – вариолитовые метабазаальты; 8 – тремолитовые сланцы по коматиитобазальтам; 9 – метакоматииты; 10 – амфиболиты (ниемиярвинская свита); 11 – разломы и смещения; 12 – кварцевые жилы; 13 – штокверки в диоритах и гранит-порфирах и 14 – вмещающих толщах; 15 – элементы залегания (а), сдвиговые зоны (б), складчатость, расланцевание (в); 16 – рудные образцы

чалось геологами Карельской геологической экспедиции (КГЭ) [Ушков, 1984; Ушков и др., 1999; Фурман, 2001] и ЦНИГРИ в конце 90-х годов прошлого столетия.

Массив Центральный имеет размеры 250–400 x 1000 м. Его главные фазы представлены диоритами – кварцевыми диоритами и гранит-порфирами, близкими по времени внедрения. Диориты прорываются гранит-порфирами. В апикальной части гранит-порфиров встречаются ксенолиты диоритов и метаморфизованных вмещающих пород (рис. 3, А). В южной части массива канавами вскрыт крупный ксенолит биотитизированных хлорит-талк-карбонатных сланцев по коматиитам с вкрапленностью пирита (рис. 3, Б).

Диориты и кварцевые диориты (1 фаза) имеют субмеридиональное и субширотное простирание, гранит-порфиры штока Центрального (2 фаза) – субширотное и погружаются на северо-восток. С ними связаны дайки тонкозернистых диоритовых порфиритов (микродиоритов), натриевых риодацитов и аплитов, которые прорывают апикальную часть массива Центрального и вмещающие толщи в эндоконтакте. Гранитоиды таловейского комплекса были отнесены к санукитоидам – серии пород, выделяемых по повышен-

ной щелочности, магнезиальности (mg) и содержанию Ba и Sr [Samsonov et al., 1995; Lobach-Zhuchenko et al., 2005]. Гранит-порфиры прорываются более молодыми мало-мощными дайками лампрофиров и более поздними дайками лампроитов. Рифейские дайки лампроитов (1,23 млрд лет) имеют ССЗ простирание, секут гранит-порфиры массива Центрального и железистые кварциты Костомукшского месторождения.

Золоторудная минерализация ассоциирует с гранит-порфирами штока Центральный (месторождение Таловейс), кварцевыми диоритами штока Факторный (проявление Факторный), частично выходит за их пределы в амфиболиты (жила Ушкова), а в южной части площади приурочена к зонам с сульфидной вкрапленностью на контактах тонкозернистых даек андезидацитовых порфиритов (проявление Берендей) [Кулешевич и др., 2000]. В ореоле массивов Центральный и Факторный развиты изменения вмещающих пород (биотитизация, эпидотизация), сопровождающиеся пиритовой вкрапленностью и некоторым повышением содержания золота относительно фона. С Главной жилой ассоциирует рудное тело № 1 (см. рис. 3, А), южнее жилы находится участок пород с ксенолитами ме-

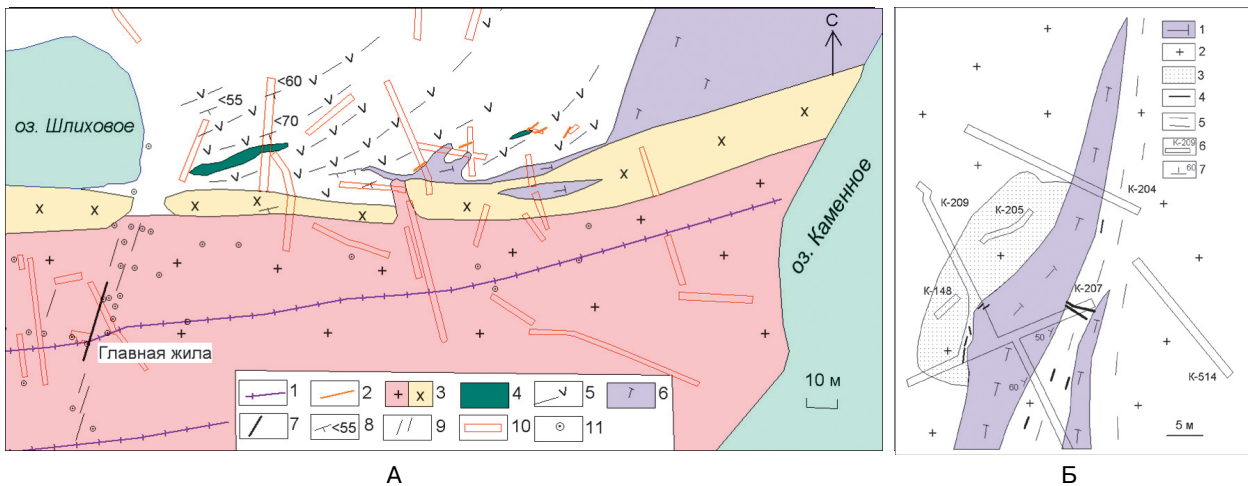


Рис. 3. Геологическая схема северного контакта штока Центрального участка Таловейс (А) и распространения ксенолитов метакоматиитов в южной части интрузии в контуре рудного тела № 2 (Б):

А. 1 – лампрофиры; 2 – дайки микродиоритов; 3 – комплекс Таловейс (а – диориты, кварцевые диориты, б – гранит-порфиры); 4 – габбро; 5 – амфиболиты по базальтам; 6 – метакоматииты; 7 – кварцевые жилы (и номера рудных тел); 8 – элементы залегания; 9 – зона рассланцевания; 10 – канавы; 11 – скважины. Б. 1 – метакоматииты; 2 – гранит-порфиры; 3 – зона окварцевания; 4 – кварцевые жилы и прожилки; 5 – зона рассланцевания; 6 – канавы; 7 – элементы залегания

такоматиитов и штокверк с многочисленными золото-пирит-кварцевыми прожилками – рудное тело № 2 (см. рис. 3, Б).

При проведении поисковых работ высказывались предположения о возможном «соединении» на глубине двух массивов – Факторного и Центрального. Однако скважины, пробуренные в промежутке между ними до глубины 150–200 м, не выявили этого, хотя между массивами в районе небольших озер наблюдаются интенсивные изменения вмещающих амфиболитов (биотитизация и эпидотизация) и сульфидная вкрапленность.

Вмещающие толщи участка Таловейс представлены хлорит-талек-тремолитовыми и серпентин-тремолитовыми сланцами по ультраосновным породам, амфиболитами по коматиито-базальтам, базальтам и вариолитовым андезибазальтам (табл. 1/15–18, рис. 4). Вмещающие породы встречаются в ксенолитах апикальных частей массивов, входящих в таловейсский комплекс. Метаморфические преобразования в Костомукшской структуре достигли амфиболитовой фации, повышенное давление фиксируется в стрессовых структурах сжатия [Горьковец и др., 1991; Володичев и др., 2002], к локальным зонам деформаций приурочены метаморфогенные метасоматиты и окварцевание.

**Петрохимические особенности таловейсского комплекса.** Комплекс Таловейс имеет нормальную щелочность и дифференцирован от диоритов до гранитов (табл. 1/1–7). Характеристика пород комплекса проводилась

в сравнении с гранитами, прорывающими вмещающие толщи и в обрамлении Костомукшской структуры – массивами Ниemiaрвинским, Восточным, Шурловаарским и геллефлинтами (табл. 1/8–13, рис. 5–6).

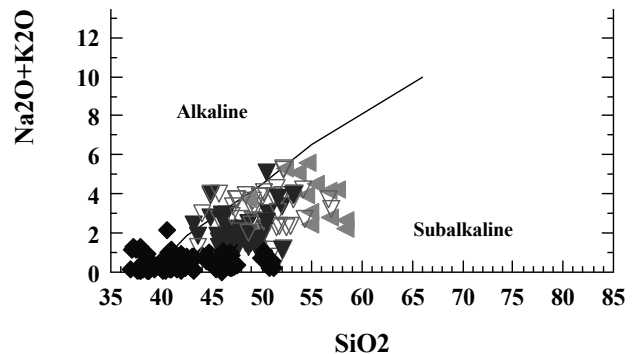


Рис. 4. Состав вмещающих пород контоксской серии (южная часть Костомукшской структуры и участок Таловейс):

◆ – метакоматииты, ▼ – амфиболиты по коматиито-базальтам, ▽ – амфиболиты по базальтам, ◀ – амфиболиты по андезибазальтам

Для ведущих фаз таловейсского комплекса наблюдается корреляция по всем петрогенным компонентам. Содержание  $\text{SiO}_2$  меняется от 55,34–57,7 % в диоритах до 67,4 % в гранит-порфирах;  $\Sigma(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  от 6,1–6,47 до 7,22 % (рис. 5, а, б). Породы имеют повышенную магнетиальность ( $m_g = 0,48\text{--}0,54$ ). Содержание  $\text{MgO}$  в них гораздо выше, чем в массивах Na-K и K-типов гранитов (табл. 1). Как предполагается, это

Таблица 1. Химический состав кислых интрузивных пород Костомукшской структуры и вмещающих их толщ

Компонент	1	2*	3	4*	5	6*	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	57,70	55,34	60,51	60,10	67,34	67,41	75,38	70,92	73,94	67,85
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,74	0,52	0,59	0,33	0,37	0,10	0,11	0,16	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,56	17,41	15,96	15,87	14,81	15,29	13,18	16,61	12,73	15,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	3,68	1,64	2,89	1,04	1,90	0,40	0,46	1,26	1,16
FeO	4,53	4,1	3,86	3,21	1,94	2,11	1,46	0,60	1,15	2,37
MnO	0,11	0,10	0,09	0,08	0,06	0,05	0,02	0,02	0,02	0,04
MgO	3,84	4,50	3,36	3,86	1,90	2,00	0,74	0,51	0,63	0,78
CaO	5,70	5,37	4,88	4,31	3,06	2,56	1,59	2,16	0,89	1,83
Na <sub>2</sub> O	3,83	4,53	4,14	4,79	4,24	4,61	6,00	6,79	3,49	3,82
K <sub>2</sub> O	2,26	1,94	2,39	1,76	2,98	2,32	0,46	0,90	4,91	4,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,09	0,29	0,16	0,16	0,17	0,06	0,06	0,08	0,24
H <sub>2</sub> O	0,10	0,25	0,11	0,07	0,06	-	0,11	0,06	0,1	0,13
ппп	2,23	3,25	1,97	1,85	1,63	1,26	0,42	0,01	0,43	0,81
сумма	99,70	99,82	99,75	99,53	99,62	100,05	99,91	99,54	99,79	99,72
n	1	14	4	42	3	28	2	1	1	2
Na <sub>2</sub> OK <sub>2</sub> O	6,09	6,47	6,53	6,55	7,22	6,93	6,46	7,69	8,4	8,73
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,69	2,33	1,73	2,72	1,42	1,99	13,04	7,5	0,71	0,77
al	1,60	1,42	1,80	1,59	3,03	2,54	5,07	10,6	4,19	3,56
mg	0,52	0,52	0,53	0,54	0,54	0,48	0,42	0,48	0,33	0,29
A/CNK	1,19	1,2	1,15	1,16	1,14	1,23	1,22	1,18	1,07	1,55

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	75,26	71,81	73,46	48,12	47,74	41,00	42,00	58,68	48,12	38,80
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,25	0,19	1,0	1,0	0,13	0,42	0,67	0,86	3,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,1	14,41	13,8	14,03	13,80	2,54	7,60	14,0	7,67	6,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,71	1,0	1,98	6,35	3,72	4,30	1,43	2,01	4,88
FeO	0,43	1,33	0,57	10,77	8,33	3,68	7,04	6,75	8,14	4,52
MnO	0,009	0,04	0,02	0,209	0,177	0,06	0,106	0,134	0,265	0,094
MgO	0,62	0,47	0,42	8,27	7,26	36,80	26,11	6,07	17,57	14,75
CaO	0,74	1,46	0,65	9,73	9,96	0,01	5,52	6,64	7,55	7,88
Na <sub>2</sub> O	4,08	3,78	3,8	3,60	3,38	0,03	0,30	2,76	0,36	0,21
K <sub>2</sub> O	4,56	4,67	5,0	0,19	0,21	0,03	0,03	0,21	3,76	6,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,11	0,07	0,09	0,12	0,03	0,05	0,04	0,80	1,25
H <sub>2</sub> O	0,06	0,26	0,17	0,11	0,13	0,20	0,21	0,21	0,28	2,64
ппп	0,49	0,53	0,65	1,45	1,35	11,54	6,03	1,94	2,43	7,60
сумма	99,75	99,83	99,8	99,55	99,87	99,76	99,71	99,78	99,98	99,83
n	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1
Na <sub>2</sub> OK <sub>2</sub> O	8,64	8,45	8,8							
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,9	0,81	0,76							
al	9,56	5,74	6,93							
mg	0,61	0,30	0,34							
A/CNK	1,06	1,15	1,12							

Примечание. Таловейский комплекс диоритов–гранит-порфиры: 1–2 – диориты, 3–4 – кварцевые диориты, 5–6 – гранит-порфиры, 7 – дайки Na-аплитов, секущие гранит-порфиры. 8 – геллефлинты Костомукшского карьера. Na-K-гранитоиды, массивы: 9–10 – Шурловаарский, 11–12 – Восточный, 13 – Ниemiaрвинский. 14 – метагаббро, дайки. 15 – метабазальты. 16 – ультрабазиты. 17 – карбонат-хлорит-талк-тремолитовые сланцы по коматиитам. 18 – вариолитовые метаандезиты (центральная часть подушек). 19 – лампрофиры. 20 – лампроиты. al = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MgO), mg = MgO/(MgO+FeO+ Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), A/CNK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O). Приводятся выборочные и средние значения (n) составов пород, \* – данные КГЭ.

может быть связано с выплавлением их из метасоматизированной мантии, что характерно для санукитоидов. Породы комплекса относятся к метаглиноземистым, отношение A/CNK = 1,14–1,23; формировались они в постколлизивной обстановке (рис. 5, в, г). Тонкозернистые аплиты, секущие штот Центральный, близки по составу геллефлинтам и плагипорфирам, секущим гимольскую серию, но отличаются микрокомпонентным составом (табл. 1/7–8, табл. 2).

По своим петрохимическим характеристикам комплекс Таловейс отличается от гранитов массивов Восточного и Ниemiaрвинского

(см. табл. 1, рис. 5). Лампрофиры и дайки более поздних лампроитов, секущие гранит-порфиры массива Центрального и железистые кварциты Костомукшского железорудного месторождения, имеют высокую К-щелочность, магнезиальность и титанистость (см. табл. 1/19–20).

По микрокомпонентному составу гранитоиды Костомукшской структуры можно разбить на несколько геохимических типов (см. табл. 2): 1 – комплекс Таловейс (с повышенным содержанием Ba, Sr, халькофильных элементов, золота). Для гранитоидов этого комплекса отдельно

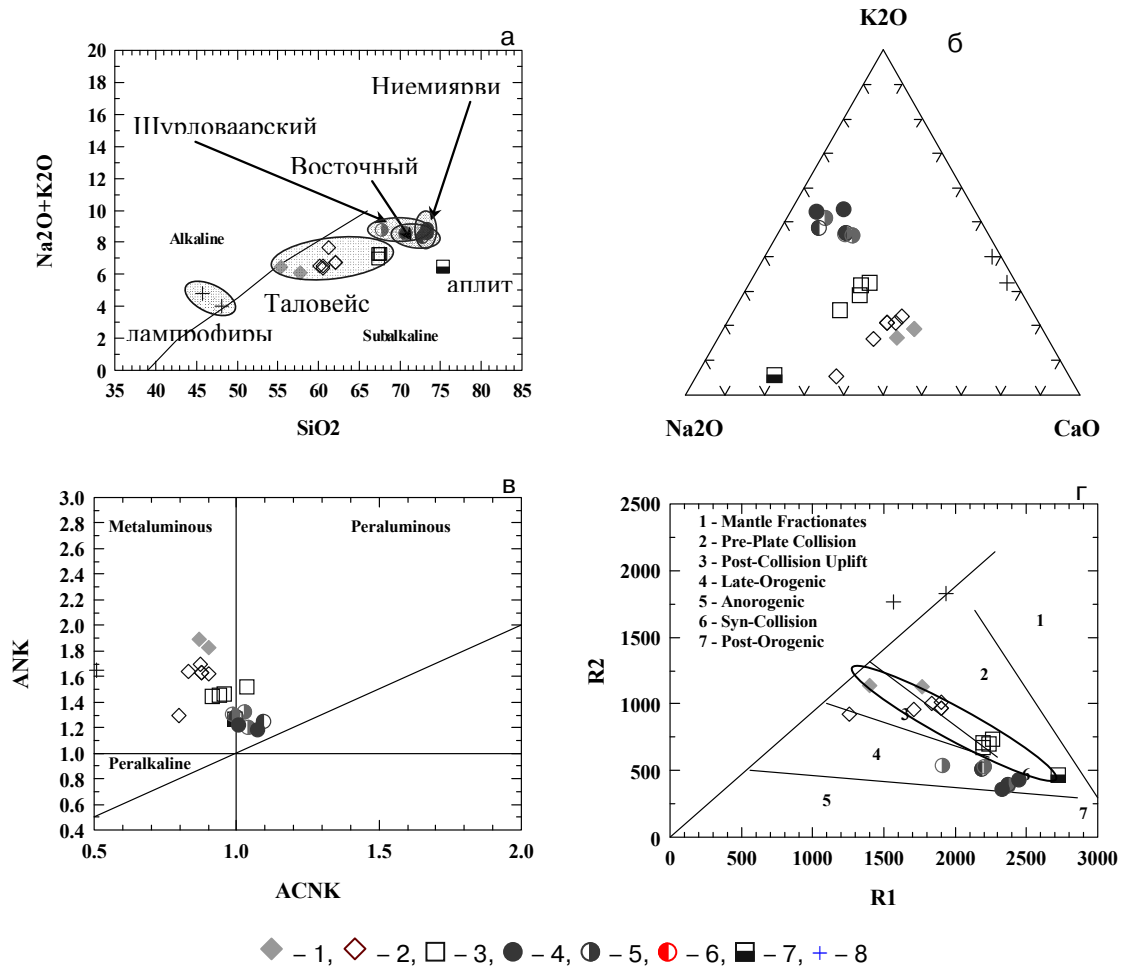


Рис. 5. Петрохимические диаграммы гранитоидов Костомукшской структуры:

Комплекс Таловейс (1–3): 1 – диориты, 2 – кварцевые диориты, 3 – гранит-порфиры. К-граниты, массивы: 4 – Ниemiaрви, 5 – Шурловаарский, 6 – Восточный. 7 – дайки Na-аплитов, секущие гранит-порфиры. 8 – лампрофиры, секущие гранит-порфиры массива Центрального.  $ANK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ ,  $ACNK=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ,  $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ ,  $R2=6Ca+2Mg+Al$

рассматривается геохимия измененных и окварцованных пород с рудными ассоциациями; 2 – тип Шурловаарский (субщелочной комплекс с высоким содержанием Ba, Sr, Zr, Y, Hf,  $\Sigma REE$ ); 3 – тип Ниemiaрвинский (и южная часть массива Восточного). Граниты этого комплекса содержат повышенные концентрации Rb, Ba, Th. С ними связаны аплиты, обогащенные Mo, Nb, Pb; 4 – тип редкометалльный (северная часть Восточного массива, гора Таловейс) выделяется высоким содержанием Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, Zn, повышенным – Bi, Te, сопровождается грейзенизацией. С ними связаны золотосодержащие Bi-Te-Mo-рудопоявления Восточное и Кургелампи в восточной части структуры. Аплиты и геллефлинты приведены для сравнения, они отличаются низким содержанием всех рудогенных элементов (см. табл. 2/8).

**Распределение редкоземельных элементов, Ba, Sr.** Сумма REE во всех типах по-

род комплекса Таловейс не превышает 160–226 ppm (см. табл. 2, рис. 6). Для них характерен фракционированный спектр распределения редких земель, отмечается обогащение в области легких элементов и обеднение тяжелыми с небольшими положительными аномалиями Gd и Yb (см. рис. 6, а). Подобие спектров наблюдается также и для других гранитов Костомукшской структуры – массивов Ниemiaрви и Восточного, но по микрокомпонентному составу они сильно различаются между собой (см. табл. 2). Диориты и гранит-порфиры обогащены Ba 810–1230 ppm и Sr 560–844 ppm, для них установлена корреляция Ba-Sr (см. рис. 6, г).

Среди собственных минералов REE в диоритах и гранит-порфирах встречаются монацит и более поздний бастнезит. Их количество несколько увеличивается вблизи рудных прожилков в околорудно-измененных породах. Ba кон-

центрируется в породообразующих силикатах, но его повышенные концентрации бывают связаны с поздними гидротермальными процессами преобразования пород и появлением барита в ореоле жил и в рудных ассоциациях.

Таблица 2. Содержание микроэлементов (ppm) в кислых интрузивных породах Костомукшской структуры

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Li	29,56	35,5	38,55	857,04	39,15	11	15,33
Rb	64,15	119,3	256,8	1560	205,5	158,8	101,84
Cs	6,24	6,6	1,84	78,5	3,5	1,96	0,9
Ba	1206,3	1351	670,7	403,4	833,3	14,3	2783,9
Sr	830,1	695,6	71,7	1,92	257,8	20,44	533,7
Y	12,2	9,6	15,31	4,55	14,4	4,9	20,96
Zr	152,9	158,4	196,3	27,5	138,3	45,1	224,25
Hf	4,25	4,8	3,3	1,26	5,06	2,61	6,41
Ta	0,34	0,6	1,5	2,37	1,87	3,25	0,96
Nb	4,02	5,4	19,4	82,29	15,3	27,5	11
Th	10,33	12,8	36,6	7,03	22,4	15,85	0,03
Mo	0,92	1,6	0,31	1,1	0,96	57	1,16
W	0,89	2,3	0,28	0,89	0,28	0,46	0,29
Sn	0,59	1,2	2,73	17,8	2,64	0,48	2,24
As	10,11	62,9	120,6	120	261,6	148,2	342,7
Sb	0,37	1,6	0,15	0	0,55	0	2,58
Te	0,1	0,1	0,68	1,35	1,08	0,67	1,25
Bi	0,17	0,14	0,04	0,12	0,06	0,05	0,03
Pb	17,37	59,2	22,44	23,22	48,3	98,44	52,77
Co	16,84	11,4	1,82	31,63	3,75	2,4	4,63
Ni	26,61	27,9	8,65	17,14	11,7	27,2	14,19
Cu	31,25	24,5	7,41	21,54	17,34	22,37	26,29
Zn	80,64	84	24	750,14	59,1	22,37	65,17
Cd	2,34	2,4	1,98	0,57	0,51	0,62	0,83
ΣREE	191,48	159,6	195,31	140,31	215,92	12,18	342,7
n	3	2	2	2	3	1	3

Примечание. N – количество образцов. Комплекс Таловейс: 1 – диориты, 2 – гранит-порфиры. 3 – массив Ниемиярви, граниты. Массив Восточный: 4 – редкометалльные граниты (гора Таловейс), 5 – граниты, 6 – молибденсодержащие аплитовидные граниты. 7 – массив Шурловаарский, граниты.

В процессе геологических исследований высказывалось мнение о существовании генетической связи субширотных даек габбро (см. табл. 1/14) с диорит-гранит-порфировым комплексом Таловейс, занимающим близкую структурную позицию. Однако геохимия габброидов и иное распределение в них REE не подтверждают этого (см. рис. 6, в). Дайки габброидов и вмещающие их основные породы (метабазальты и амфиболиты, в том числе с наложенной сульфидной минерализацией в ореоле массива Центрального) имеют совершенно иные спектры распределения REE, характерные для океанических базальтов (MORB). Габбро, прорывающее граниты массива Восточного, незначительно обогащены легкими REE, что, по-видимому, связано с их контаминацией компонентами гранитов.

Лампрофиры, секущие гранит-порфиры, в распределении REE имеют некоторое подобие с диоритами и гранит-порфирами комплекса,

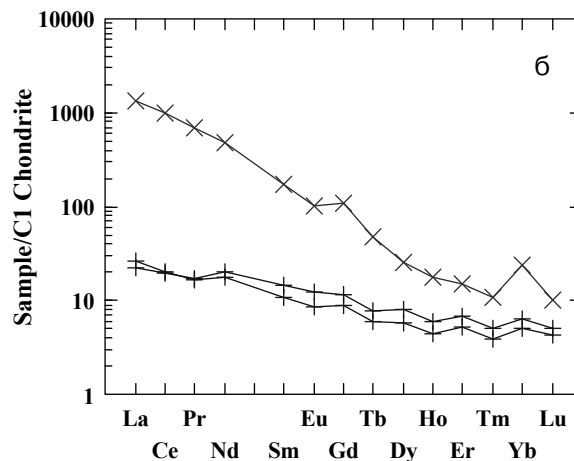
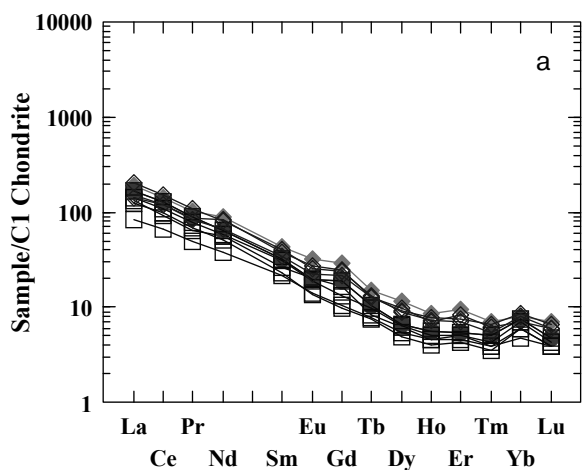
но более низкое их содержание и слабо дифференцированные спектры, что бывает характерно для основных пород (см. рис. 6, б). В отличие от них рифейские дайки лампроитов выделяются максимально высокими концентрациями всех редких земель и имеют резко фракционированное их распределение во всем интервале (см. рис. 6, б), что характерно для щелочных пород, содержащих монацит, ксенотим и поздние REE-карбонаты. В своем внешнем ореоле воздействия они могут оказывать существенное влияние на вмещающие их породы, выраженные в интенсивной биотитизации и обогащении REE.

Распределение литофильных и халькофильных элементов в гранитоидах и рудах массива Центрального комплекса Таловейс представлено на рис. 7 и в табл. 3. Отчетливо видно обогащение гранитоидов Cr, Co, Ni, Zr, Sr. Для руд и пород с вкрапленной рудной минерализацией наблюдаются следующие тенденции: обогащение 1) W, Bi, Te либо 2) As, (Bi, Te, Ag); 3) Zn, Cd, Ag, Bi, Te, Pb (в полиметаллических рудах); 4) и 5) Bi, Te, Ag (в золото-сульфидно-кварцевых прожилковых рудах).

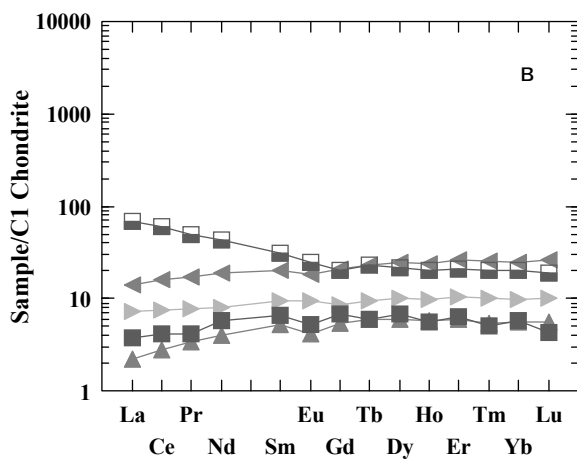
#### Метасоматические изменения пород.

Внедрение массивов Факторного и Центрального сопровождалось эпидотизацией вмещающих базитов и хлорит-талк-тремолитовыми изменениями ультрабазитов. В эндоконтакте по амфиболитам образуются биотит, эпидот, актинолит, карбонат. В участках с сульфидами фон и ореол золота несколько повышенный – 0,01–0,4 г/т. В отличие от этих интрузивов формирование массива Восточного (гора Таловейс в юго-восточной части Костомукшской структуры) сопровождалось грейзенизацией вмещающих пород.

Изменения самих диоритов и гранит-порфиров комплекса Таловейс происходили по типу пропилитизация-березитизация. Породы содержат бедную вкрапленность пирита. В западной и северо-западной части штока Центрального, а также в северной части Факторного гранитоиды насыщены сетью разноориентированных полевошпат-кварцевых прожилков с пиритом. Ранние изменения сопровождаются кварцем, альбитом, микроклином, эпидотом, серицитом, незначительным количеством пирита (до 1–3 %) и более позднего кальцита. Содержание Au в гранит-порфирах с убогой вкрапленностью пирита колеблется (0,01–0,5 г/т, реже до 5 г/т). Область штокверка представлена сетью разноориентированных полевошпат-кварцевых прожилков (0,3–1 см). Прожилки выполняют сколовые (пр. СВ 40°, СЗ 320°) и концентрические тре-



◆ - 1, ◇ - 2, □ - 3, ○ - 4, ● - 5, ⊙ - 6, + - 7, x - 8



▲ - 1, ◀ - 2, ■ - 3, ◻ - 4, ▶ - 5

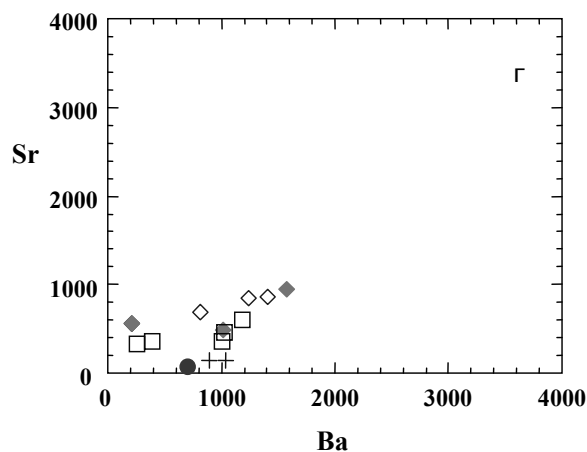


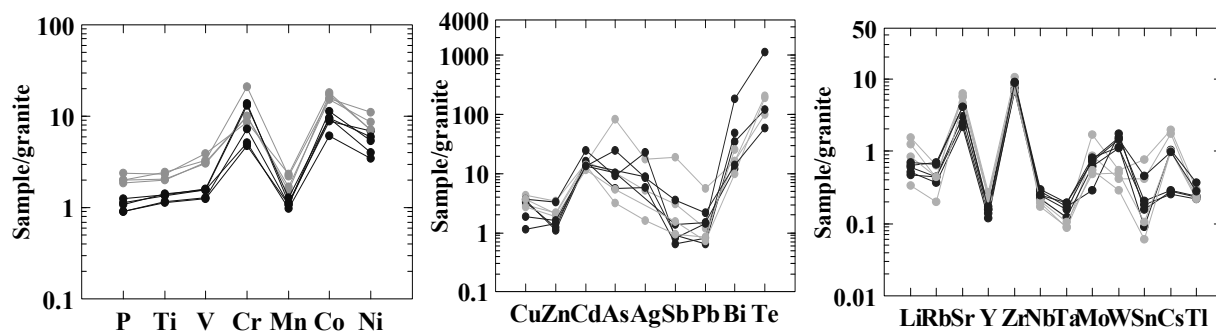
Рис. 6. Распределение РЕЕ, Ва и Sr в породах комплекса Таловейс (а), лампрофирах, лампроитах (б), габбро и вмещающих метабазальтах (в)

а, б, г: 1 – диорит, 2 – кварцевый диорит, 3 – гранит-порфир, 4 – гранит (массив Восточный), 5 – гранит (массив Ниемиярви), 6 – гранит (гора Таловейс), 7 – лампрофир, 8 – лампроит. в: 1 – амфиболиты по базальтам, 2 – метабазальты (в северном экзоконтакте массива Центральный), 3 – габбро (широтные дайки), 4 – габбро, измененные, 5 – амфиболиты с пиритом в экзоконтакте массива Центральный

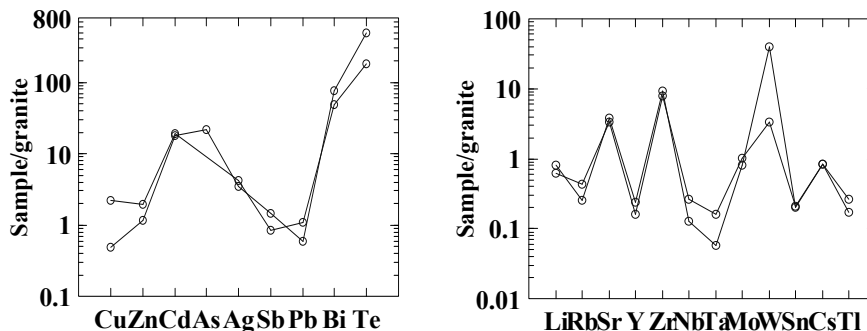
щины. В них обычен пирит (5–10 %) и установлено золото: от 0,1 до 2–10 г/т (Центральный), 0,4–6,4 г/т (Факторный) [Фурман, 2001; Минерально-сырьевая база..., 2005].

Кроме разноориентированных прожилков шток Центральный по субмеридиональной зоне разбит линейными трещинами (простираение ССВ 10–20°), они и фиксируют зону сдвига. Центральная ССВ шир-зона выполняется Главной кварцевой жилкой, мощность которой от 0,1–2 до 7–10 м. В зальбандах жилы развиты кварц, альбит, микроклин, мусковит, эпидот, хлорит. С Главной кварцевой жилкой связано золото-пирит-кварцевое (малосульфидное) оруденение – наиболее богатый тип руд месторождения Тало-

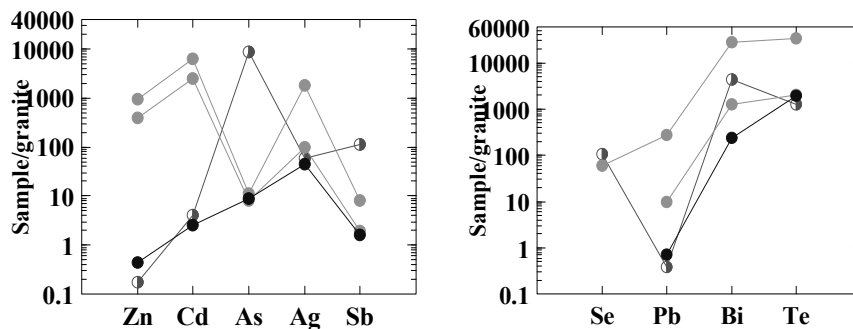
вейс. Жила имеет крутое СВ падение и разветвляется на глубину. Она состоит из белого кварца, а в зальбандах содержит обломки рассланцованных и измененных гранит-порфиров и пирит. В околожильных метасоматитах преобладает альбит, микроклин, кварц, мелкочешуйчатая слюда, реже эпидот, хлорит, кальцит. Золоторудная минерализация тяготеет к зальбандам жилы. Рудное тело-1 прослежено на глубину 50 м и по простиранию на 100 м, его мощность участками иногда оценивается до 10 м, по работам КГЭ [Фурман, 2001; Минерально-сырьевая база..., 2005; Кулешевич, Фурман, 2009]. Среднее содержание Au составляет 4,5–5,6 г/т, мак-



Диориты, кварцевые диориты и гранит-порфиры



Диориты окварцованные с пиритом и шеелитом



Рудные образцы: кварцевые жилы со сфалеритом (серые), арсенопиритом (черно-белые) и золото-сульфидно-кварцевые (черные)

Рис. 7. Распределение микрокомпонентов в диоритах, гранит-порфирах и рудных образцах массива Центрального комплекса Таловейс (нормализовано относительно среднего состава гранитов по Н. Л. Овчинникову [Скляров и др., 2001. С. 24])

симальное – 32–60 г/т. В южной части участка на продолжении шир-зоны выделено рудное тело-2 мощностью от 2–3 м до 10–20 м (С-65, глубина 40 м), его протяженность 100 м, по падению – 80 м. Содержание Au 1,6–4,26 г/т (ср. 3,5 г/т).

По данным изучения газовой-жидких включений из кварца Главной жилы и прожилков было установлено, что  $T_{обп}$  прожилков штокверка и кварца-1 и -2 из жилы составляла ~360–380° [Кулешевич, Васюкова, 2005]. В Главной жиле золото отлагалось при снижении температуры и вскипании растворов, что сопровождалось образованием более позднего мелкозернистого флюидонасыщенного кварца-3 при  $T = 190–140$  °С и снижении давления почти до 0,1 кбар.

### Рудная минерализация и распределение рудогенных элементов.

С диоритами и гранит-порфирами массива Центрального связано несколько типов руд и вкрапленная рудная минерализация (рис. 8, 9). В диоритах установлены: 1 – пиритовая и шеелит-пиритовая вкрапленная и 2 – арсенопиритовая вкрапленно-прожилковая минерализация. Эти типы рудной минерализации (см. рис. 8/1–4) наиболее высокотемпературные и малозолотоносные. С пиритом или арсенопиритом встречаются Ag-Pb-Bi-S-сульфосоли. Рудная минерализация в диоритах выделяется высокими концентрациями W или As, повышенными Bi, Sb, Ag (табл. 3, рис. 9).

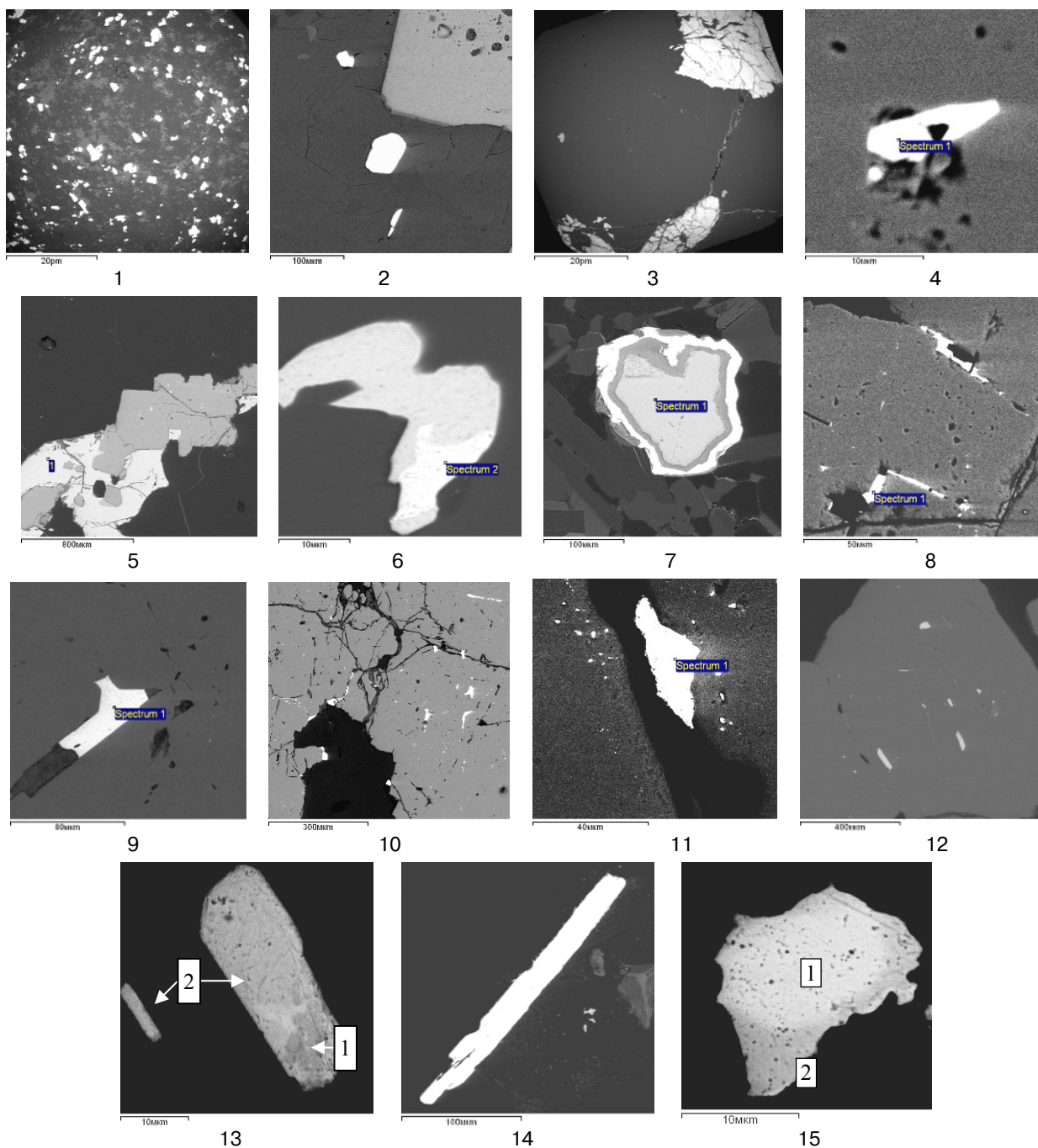


Рис. 8. Рудная минерализация в диоритах и гранит-порфирах:

Шеелит-пиритовая вкрапленность, 1-й тип руд: 1 – общий вид; 2 – пирит (серый) и шеелит (белый). Арсенопиритовая вкрапленность, 2-й тип руд: 3 – арсенопирит (белый) в кварце; 4 – трезерит (sp. 1) в арсенопирите (серый). Пирит-сфалеритовые прожилковые руды: 5 – пирит (серый), сфалерит (белый); 6 – сростание галенита (светло-серый) и хедлейита (sp. 2), 7 – зональное зерно: пирит (sp. 1), замещается гематитом (темно-серый) и баритом (белый). Прожилковые руды штокверка: 8 – пирит с включениями галенита (sp. 1) и тонкого золота (белое), 9 – золото (sp. 1). Рудная минерализация Главной жилы: 10 – золото в пирите; 11 – золото (белое) в трещинке в пирите; 12 – включения пластинок петциты (белые) в пирите; 13 – сростание петциты (белый) и гессита (светло-серый); 14 – кристалл пильзенита; 15 – золото (1), электрум (2)

К гранит-порфирам 2-й фазы приурочены прожилковые руды штокверка и субмеридиональная Главная золото-кварцевая жила. С ними связаны продуктивные типы руд: 3 – прожилковое золото-пирит-кварцевое оруденение штокверка; 4 – золото-пирит-кварцевые (мало-

сульфидные) руды Главной жилы и реже встречается 5-й тип – золотосодержащие галенит-пирит-сфалеритовые руды. Полисульфидные прожилковые руды (см. рис. 8/5, 6) были вскрыты в канаве К-74. Они содержат сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, висмут, вис-

Таблица 3. Содержание микрокомпонентов в рудах и околорудных измененных породах, шток Центральный (ppm)

№	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Cd	W	Pb	Bi	Sb	Te
1	18,1	24,9	29	84,7	16,4	1,3	0,2	2,64	0,92	22,4	0,16	0,62	0,1
2	9,6	20,7	18,5	63,5	38,9	1,1	0,32	2,32	3,2	41,9	0,14	0,7	0,06
3	25,8	28	4,94	45	34,2	1,2	0,13	3,1	86,9	11,32	0,76	0,29	0,49
4	8,8	12,7	55,2	37316	17,9	1,4	67,4	1053	0,54	5188	276	1,63	33,1
5	5,8	29,4	48,9	15216	12,9	4,11	3,72	415	0,65	189,2	12,8	0,38	2,1
6	7,9	18,2	22,4	75,9		1,54	0,16	3,3	7,41	20,42	0,49	0,17	0,18
7	15,6	39	43,8	133	133,1	2,6	0,67	2,56	1,22	107,5	0,16	3,8	0,21
8	11,3	19	35,7	43,5		1,13	0,34	2,5	3,4	12,4	0,35	0,18	0,12
9	9,2	13,6	13,7	57,3	8,9	0,46	0,22	2,6	3,1	20,5	0,81	0,12	0,25
10	6,2	12	32,6	48,2	8,9	0,43	0,22	2,76	3,9	15,3	0,48	0,13	
11	9,6	13	37,2	131	14,9	0,93	0,87	4,1	2,43	27,2	1,8	0,16	1,12
12	4	28,5	26,5	17,2	14,0	4,35	1,68	0,44	0,68	13,5	2,4	0,32	1,91
13	20	28,1	28,2	6,72	13612	3,4	2,3	0,68	1,1	7,4	43	22,2	4,08

Примечание. Ррт = г/т. 1 – кварцевые диориты. 2–3 – диориты с шеелит-сульфидной минерализацией (обр. Т-3, Т-3-1). 4–5 – золотосодержащая галенит-сфалерит-пирротиновая минерализация (К-74/1, К-74/2), 6 – сфалерит-пиритовая минерализация (К-74/4). 7 – гранит-порфир (обр. Т-8/2). 8–9 – золото-сульфидная прожилковая минерализация в гранит-порфирах (обр. Т-12/3, Т-12/3а). 10–12 – малосульфидная золото-кварцевая жила Главная (Т-12-4, Т-12-5). 13 – арсенипиритовые руды.

мутин, хедлейит и реже золото. После формирования рудная минерализация подвергалась окислению: встречаются зональные кристаллы пирита, замещенные гематитом, баритом и затем вновь гематитом (см. рис. 8/7). Сфалеритовые прожилковые руды выделяются по высоким концентрациям элементов-спутников – Pb, Cd, Ag, Bi, Te (см. табл. 3, рис. 9), но в ассоциациях с высоким содержанием пирита содержание этих элементов снижается.

Кварцевый штокверк представлен мало-мощными прожилками. Они содержат пирит с многочисленными мелкими включениями галенита и золота, реже халькопирита и Ag-Pb-Bi-сульфосолей, проникающих в пирит по микро-трещинкам (см. рис. 8/8, 9).

Состав малосульфидных руд Главной жилы подобен прожилковым рудам штокверка и отличается лишь незначительно повышенным содержанием Te, Bi, Ag, Pb (см. табл. 3, рис. 8/10–15, рис. 9). Среди рудных минералов – спутников золота в кварцевой жиле установлены галенит, халькопирит, гессит, реже встречаются теллурожозеит, теллуrowисмутит  $Bi_2Te_3$ , хедлейит  $Bi_2Te$ , пильзенит  $Bi_4Te_3$ , висмут, сульфоцумоит, Ag-Pb-Bi-S-сульфосоли, алтаит и акантит. Минералы золота представлены высокопробным золотом (с пробностью >850 – 73 %), петцитом  $AuAg_3Te_2$ , реже электрумом, калаверитом  $(Au,Ag)Te_2$  и мутманнитом  $AuAgTe_2$  [Кулешевич и др., 2013]. Количество наиболее низкотемпературных Au-Ag-Te фаз (с  $T_{обр.} \sim 50^\circ C$ ) отчетливо увеличивается в Главной жиле меридиональной зоны. Пульсационный характер растворов и снижение температуры образования до  $50^\circ C$  подтверждается данными изучения газовой-жидких включений [Кулешевич, Васюкова, 2005].

## Закключение

В Костомукшской структуре выделяются несколько типов гранитоидов – комплекс Таловейс, Ниемиярвинский, Восточный, Шурловаарский. Каждый тип гранитоидов имеет свою определенную геохимическую специализацию. Массивы диоритов и гранит-порфиров комплекса Таловейс, перспективные на золото, сформировались на постколлизционном этапе развития (см. рис. 5, г). Они обычно бывают приурочены к ССВ зонам и узлам ССВ-СЗ деформаций в пределах Костомукшской структуры. Изменения в их ореоле обычно зависят от состава вмещающих пород и по РТ-параметрам ниже метаморфизма вмещающих толщ, достигающего амфиболитовой фации. Массивы сопровождаются штокверками и секутся линейными ССВ кварцевыми жилами, выходящими иногда во вмещающие толщи. Околожилные изменения отвечают условиям пропилитов-березитов, оруденение формировалось в несколько стадий и связано с пульсационным поступлением растворов с температурой, меняющейся от  $380\text{--}340^\circ C$  до  $140\text{--}50^\circ C$ . Поздний кварц в зальбандах жил, ассоциирующий с золотом, насыщен многочисленными газовой-жидкими включениями. Флюидный режим рудоотложения менялся от хлоридных, углекислотноводных растворов с примесью метана на начальном этапе до существенно водных в конце процесса [Кулешевич, Васюкова, 2005]. Эта смена режима условий рудообразования сопровождалась сменой ассоциаций золото-сульфидных – золото-серебро-теллуrowыми (золото-пиритовой рудной минерализации – выделениями гессита, петцита, электрума). Увеличение количества таких рудогенных

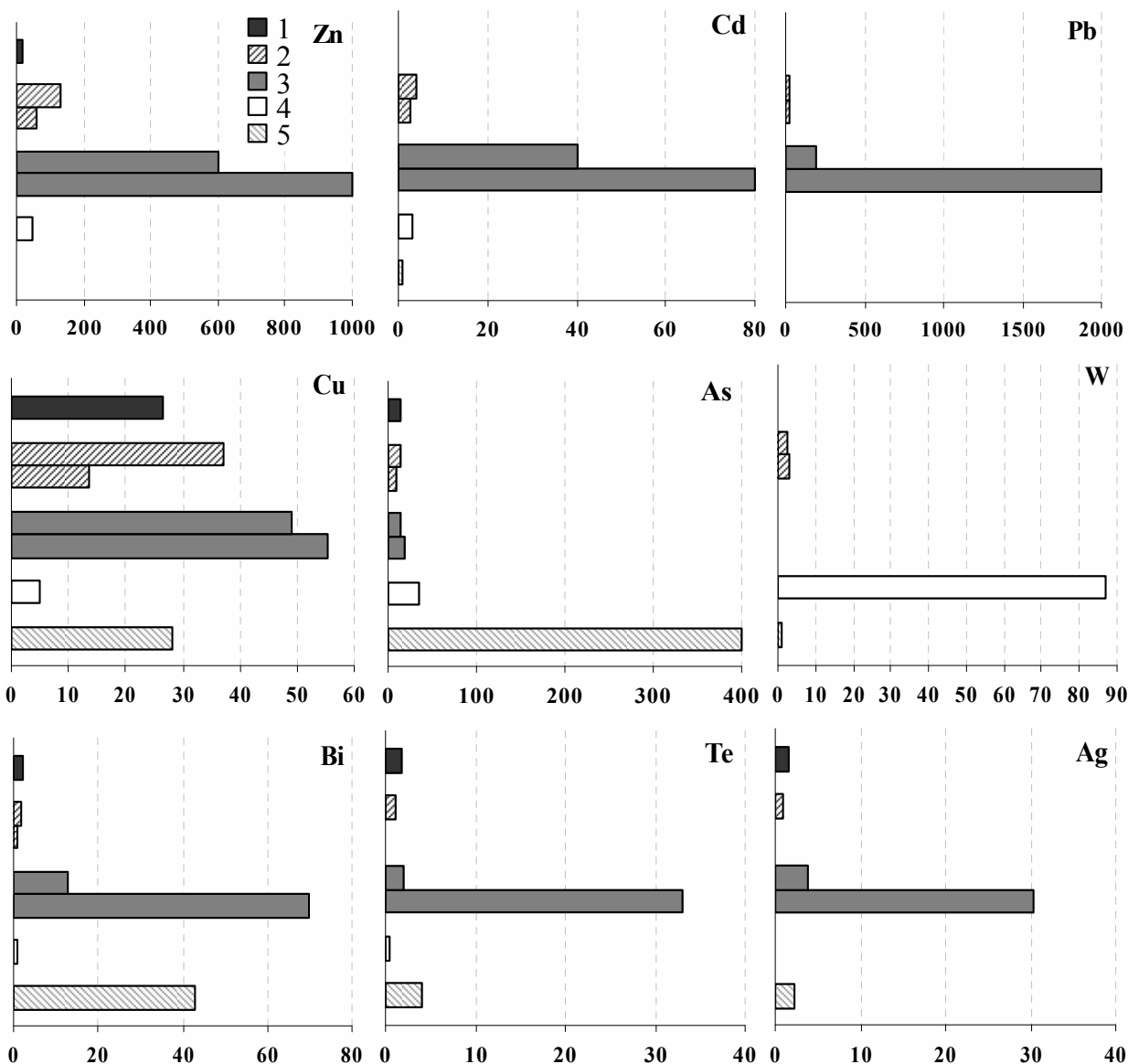


Рис. 9. Содержание некоторых элементов в рудах и зонах минерализации штока Центрального (в ppm): 1 – золото-сульфидно-кварцевые руды, Главная жила (5-й тип); 2 – вкрапленно-прожилковые руды штокверка (4-й тип); 3 – Au-содержащая сфалерит-пирротин-пиритовая минерализация (3-й тип); 4 – шеелит-пиритовая минерализация (1-й тип); 5 – арсенопирит-кварцевые жилы (2-й тип)

элементов, как Te, Bi, Ag, Pb, и появление минералов – спутников золота в малосульфидно-кварцевых жильных и штокверковых рудных объектах порфиривого типа может служить минералого-геохимическим индикатором при поисках золота в Карелии. При этом наблюдается смена более высокотемпературных рудных ассоциаций (с шеелитом, арсенопиритом), сульфидами полиметаллов, затем прожилковых типов, содержащих пирит с высокопробным золотом (проба >850) и более низкотемпературными Au-Ag-Te-ассоциациями, представленными петцитом  $AuAg_3Te_2$ , калаверитом  $(Au,Ag)Te_2$ , мутманни-

том  $AuAgTe_2$ , реже электрумом. Золотое оруденение относится к мезотермальному типу, с температурой образования 380–50 °С.

В связи с площадным развитием кварцевых жил и прожилков в апикальных частях массивов Центральный и Факторный, установленной зональностью оруденения, нахождением на верхних уровнях эрозионного среза более низкотемпературных минералов – теллуридов золота и серебра, свидетельствующих о верхнерудном срезе, можно предполагать о возможно большем размахе штокверка и его перспективности, а также необходимости доразведки.

## Литература

Володичев О. И., Кузенко Т. И., Козлов С. С. К структурно-метаморфическому изучению метавулканитов контоксской серии Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2002. С. 15–26.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б. и др. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.

Горьковец В. Я. и др. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.

Кожевников В. Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л., 1982. 184 с.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 222 с.

Кулешевич Л. В. Кислый магматизм и золотое оруденение Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2002. С. 59–72.

Кулешевич Л. В. Эволюция эндогенных режимов и стадийность золотого рудообразования в Костомукшской структуре // ДАН. 2004. Т. 396, № 6. С. 808–812.

Кулешевич Л. В., Васюкова О. В. Условия формирования золоторудного месторождения Таловейс в докембрии Карелии // ДАН. 2005. Т. 403, № 6. С. 848–851.

Кулешевич Л. В., Лавров О. Б., Дмитриева А. В. Типоморфные минеральные ассоциации руд докембрийского месторождения золота Таловейс (Карелия) / Руды и металлы. № 4. 2013. С. 9–15.

Кулешевич Л. В., Фурман В. Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология рудных месторождений. 2009. № 1. С. 58–76.

Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Коротаева Н. Н. Золоторудное проявление Берендей (Южно-Костомукшское рудное поле) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2000. Вып. 2. С. 50–59.

Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 3–10.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия / В. П. Михайлов и др. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.

Скляр Е. В. и др. Интерпретация геохимических данных / Учебное пособие под ред. Е. В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг. 2001. 288 с.

Ушков В. В. Уточнение перспектив золотоносности Костомукшского рудного района // Отчет по теме «Типизация зеленокаменных поясов Карельского региона и оценка перспектив их рудоносности». Фонды КГЭ. Петрозаводск. 1984.

Ушков В. В., Кулешевич Л. В., Рыбаков С. И. Золотометалльное оруденение // Металлогения Карелии. 1999. С. 191–206.

Фурман В. Н. Отчет о результатах поисковых работ на золото, проведенных в южной части Костомукшской структуры в 1998–2001 гг. Фонды КГЭ. 2001.

Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Cherkulaev V. P. et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Elsevier. 79. (2005). 107–128. <http://www.elsevier.com/locate/lithos> (дата обращения: 12.10.2013).

Samsonov A. V., Puchtel I. S., Bibicova E. V., Zhuravlev D. Z. Petrology and geochronology of felsic volcanic and plutonic rocks of the Kosomuksha greestone belt, W Karelia // Precambrian of Europe. Abstracts. MAEGS 9. St.-Petersburg: IPGG RAS. 1995. P. 95.

Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. Magmatism in the ocean basins. Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Кулешевич Людмила Владимировна

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

### Дмитриева Антонина Васильевна

аспирант  
Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: dmitrieva-v@yandex.ru

### Kuleshevich, Lyudmila

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

### Dmitrieva, Antonina

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

УДК 549.514.51.81.283:551.71 (470.22)

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ РУДНЫХ АМФИБОЛИТОВ МАССИВА ТРАВЯНАЯ ГУБА, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

**В. Н. Кожевников, В. А. Земцов**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Впервые в регионе проведено комплексное изучение локальными методами гидротермальных цирконов из рудных (ЭПГ, Au) амфиболитов в массиве Травяная Губа, расположенном в Беломорском мобильном поясе. Изучение твердых минеральных включений в цирконах и роговых обманках и содержания микроэлементов в цирконах с последующим статистическим анализом позволило наметить связи в группах элементов с REE и с золотом, откладывавшимся совместно с платиноидами. В ходе длительного гидротермального процесса были сформированы две ассоциации амфиболов и гидротермальных цирконов. Многофазные включения сложных соединений Pd и Pt обнаруживаются в крупных амфиболах поздней более низкотемпературной генерации, с которыми ассоциируют крупные зерна гидротермального циркона. На завершающем этапе гидротермального процесса, сопровождаемого привнесом неформульных элементов (Fe, Al, Ca, Na и др.), радикально изменилась структура корреляционных связей Au с другими микроэлементами. Последующее изотопное датирование цирконов позволит разрешить дискуссионный вопрос о возрасте гидротермального рудного процесса и самого массива Травяная Губа.

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** гидротермальные цирконы, рудные амфиболиты, золото, редкоземельные элементы, корреляция, минеральные включения, массив Травяная Губа.

**V. N. Kozhevnikov, V. A. Zemtsov. HYDROTHERMAL ZIRCONS FROM ORE AMPHIBOLITES OF THE TRAVYANAYA GUBA MASSIF, NORTH KARELIA**

Hydrothermal zircons from ore-bearing (PGE, Au) amphibolites of the Travyanaya Guba massif located at the Belomorian mobile belt, were studied for the first time in the region by local methods. Having studied solid mineral inclusions in zircons and hornblende, and the content of trace elements in zircons, with subsequent statistical analysis we identified associations in the groups of elements with REE and with gold deposited together with PGE. Two amphibole and hydrothermal zircon assemblages formed through a long hydrothermal process. Multi-phase inclusions of complex Pd and Pt compounds are encountered in a late lower-temperature generation of coarse amphibole with which coarse hydrothermal zircon grains are associated. At the end of the hydrothermal process, accompanied by the addition of non-formula elements (Fe, Al, Ca, Na, etc.), the structure of the correlations of Au with other trace elements changed radically. Subsequent isotopic dating of zircons is expected to resolve a debatable problem – the age of the hydrothermal ore process and the Travyanaya Guba massif itself.

**К e y w o r d s:** ore amphibolites, multi-element geochemistry of hydrothermal zircons, correlation, mineral inclusions, Travyanaya Guba massif.

## Введение

Интенсивное геохимическое изучение цирконов из пород порфириновых, эпи- и мезотермальных золоторудных месторождений позволило наряду с магматическим типом выделить гидротермальные и гидротермально-измененные цирконы, обладающие рядом специфических морфологических, минералогических и геохимических признаков [Claoué-Long et al., 1990; Rubín et al., 1993; Kerrich, Kyser, 1994; Ballard et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Mernagh et al., 2004; Hoskin, 2005; Kebede et al., 2007; Guo et al., 2011]. Изучение популяций цирконов всех типов дало возможность реконструировать временную последовательность магматических и постмагматических процессов, включая время отложения рудного вещества [Vakh et al., 2011; von Quadt et al., 2011]. Однако некоторые из геохимических характеристик цирконов, например Th/U отношение, как оказалось, не всегда являются четким дискриминирующим признаком, позволяющим различать их природу. Важным признаком гидротермальных цирконов из золоторудных объектов является наличие в них включений золота, рудных минералов и богатых летучими компонентами минералов, кристаллизовавшихся в условиях малоглубинных низкотемпературных гидротерм [Кожевников, Сафронов, 2012]. Показано, что гидротермальный циркон может быть использован для датирования процессов инфильтрации флюидов и взаимодействия в системе «вода-порода» в золоторудных процессах [Claoué-Long et al., 1990; Oreskes, Einaudi, 1990; Kerrich, King 1993; Lawrie, Mernagh, 2003; Pettke et al., 2005; McNaughton et al., 2005; Pelleter et al., 2007; Schaltegger, 2007; Fu et al., 2009; Schneider et al., 2012]. Прямым указанием на рост цирконов в золоторудных гидротермальных системах является наличие в них значимого содержания золота и других элементов – индикаторов рудных процессов.

Изучение изотопных возрастов, минеральных включений и геохимии детритовых гидротермальных цирконов из палеопротерозойских кварцитов и конгломератов Карельского кратона позволило наметить в его архейской истории несколько рубежей гидротермальной активности, с некоторыми из них было связано формирование золоторудных кварцевожильных систем. В связи с этим встал вопрос об изучении гидротермальных цирконов из известных на сегодняшний день благороднометалльных объектов, связанных с

гидротермальными процессами. В качестве такого объекта был выбран базит-гипербазитовый массив Травяная Губа в Северной Карелии, с которого у авторов имелся собранный в ходе полевых исследований каменный материал, необходимый для выделения цирконов из горизонта рудных амфиболитов. Хорошая изученность геологии и петрологии массива, его рудной минералогии является необходимым базисом для проведения прецизионного изучения цирконов. Особый интерес к изучению цирконов из этого рудного объекта был вызван тем, что до настоящего времени отсутствуют данные по изотопному возрасту как самого гипербазитового тела, так и метаморфогенного рудного процесса, а геолого-петрологические оценки их возрастов (неоархей? сумий?) являются дискуссионными. Принципиально важным было получить результаты по мультиэлементной геохимии гидротермальных цирконов из базитов, поскольку подобная информация для докембрия Фенноскандинавского щита на сегодняшний день отсутствует и такие данные могут рассматриваться как первые для цирконов подобного типа.

### Краткая геологическая и минералогическая характеристика объекта опробования

В Беломорском подвижном поясе (рис. 1), в субмеридиональной полосе развития гранатовых и гранат-полевошпатовых амфиболитов к востоку от оз. Кереть на участке Травяная Губа выявлены реликты дифференцированного габбро-анортозитового массива, сложенного габбро, оливинowymi и рудными вебстеритами и амфиболитами по ним [Степанов, Карпова, 1991; Степанов, 2001]. Рудные тела, в которых руды представлены двумя типами – ильменит-титаномагнетитовым (тип 1) и ильменитовым (тип 2), имеют пластообразную форму. Богатые вкрапленные и сидеронитовые руды типа 1 сложены титаномагнетитом, ильменитом и их симплектитовыми сростаниями с оливинином и ортопироксеном. Руды ильменитового типа 2 в гранатовых амфиболитах и прожилковая минерализация вблизи контакта с пегматитами были перекристаллизованы и переотложены при метаморфизме. К титаномагнетитовым рудам приурочена малосульфидная благороднометалльная минерализация (ЭПГ до 1,58 г/т, Au до 2,5 г/т, по [Степанов, 2001]), представленная ассоциацией халькопирита, борнита, Pd-Pt-стибиоарсенидов, в т. ч. с Bi и Te, сульфидов Pt и Pd,

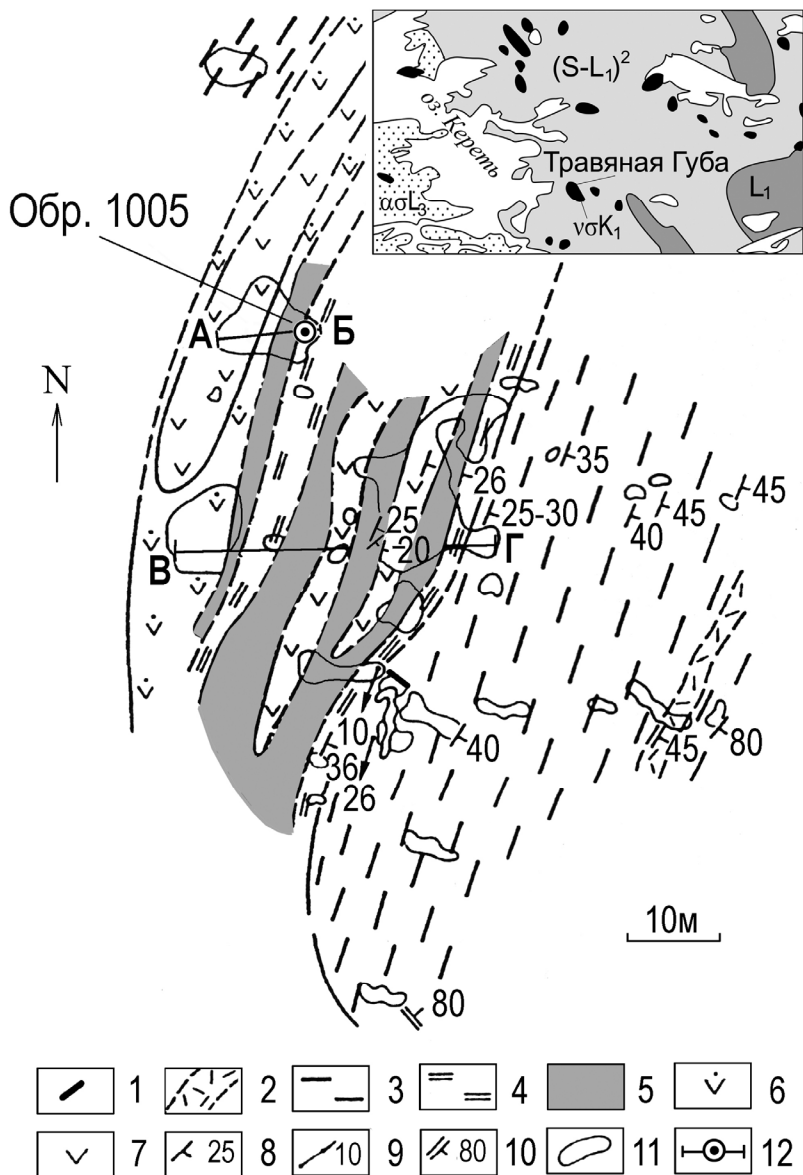


Рис. 1. Геологический план участка Травяная Губа, по [Степанов, Карпова, 1991]. Усл. обозн.: 1 – пегматитовые жилы; 2 – светлые плагиоклазовые амфиболиты; 3 – гранатые и гранат-полевошпатовые амфиболиты; 4 – рудные амфиболиты (Орх и Срх); 5 – рудные вебстериты; 6 – рудные перидотиты с участками симплектитового строения; 7 – рудные перидотиты; 8 – элементы залегания контактов; 9 – минеральная линейность; 10 – ОП мелких складок; 11 – контуры обнажений; 12 – место отбора пробы на геофизическом профиле А-Б. На врезке – фрагмент карты размещения месторождений и проявлений металлических полезных ископаемых Республики Карелия, М 1:1000000, 2005 г. (Приложение к [Минерально-сырьевая база..., 2006]), на которой показано положение массива Травяная Губа

редких интерметаллидов (Pd-Cu-Sn), самородной платины и селена [Земцов и др., 2007; Кулешевич и др., 2007; Kuleshevich, Zemtsov, 2009]. В ильменитовых рудах и прожилках вблизи пегматитов в основном встречаются арсениды палладия и платины, но появляются галенит, самородные серебро и висмут и нерудные минералы – торит, апатит, циркон, барит, монацит и др., по-видимому, связанные с влиянием гранитоидов [Кулешевич, Земцов, 2009].

Монофракции цирконов были выделены из отобранной В. А. Земцовым по геофизическому профилю А-Б пробы рудных амфиболитов (см. рис. 1, обр. 1005). Кроме того, по разрезу этих амфиболитов была отобрана серия аншлифов для их изучения на СЭМ VEGA-TESTKAN.

### Методические аспекты исследования

**Приготовление препаратов.** Цирконы выделяли из раздробленных проб весом 5–7 кг, используя гравитационные и магнитные методы разделения. По схеме, разработанной в лаборатории технической минералогии ИГ КарНЦ РАН, были получены чистые монофракции цирконов без использования жидкости Клеричи, с тем чтобы избежать заражения проб таллием. Выделенные зерна имплантировались в эпоксидную смолу в шайбы в виде серии дорожек. После вскрытия зерен шайбы полировались и декорировались углеродом.

**Минеральные включения.** Состав твердых минеральных включений в цирконах, содержание в них главных элементов, их вариации, связанные как с первичной геохимической гетеро-

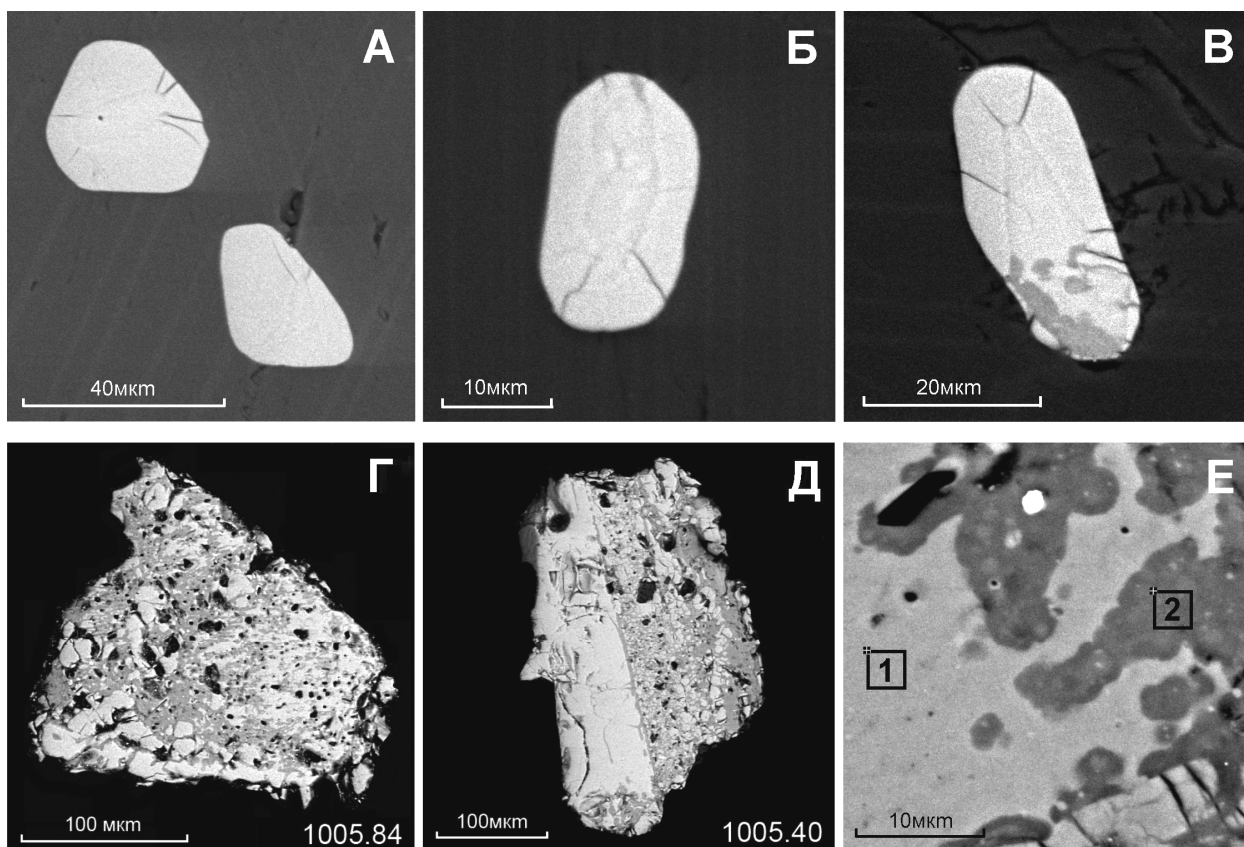


Рис. 2. BSE-изображения мелких цирконов, включенных в роговую обманку A2 (А–В), и крупных гидротермальных цирконов (Г, Д) с обильными включениями роговой обманки А1, биотита и других минералов, светлые неизмененные домены (1), темные, измененные поздним гидротермальным процессом домены (2) с микронными включениями содержащего селен галенита (Е – белое включение)

генностью, так и с поздним гидротермальным изменением зерен цирконов, определялись на СЭМ VEGA II LSH (фирма TESKAN) в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН (аналитики – вед. физики А. Н. Сафронов и А. Н. Терновой). При выборе участков изучения внутренне гетерогенных зерен использовались электронные изображения зерен в обратнорассеянных электронах (BSE-имидж). Диаметр анализируемого участка составлял 2–5 мкм, относительная погрешность определения содержания элементов 5–10 %. В аналогичном режиме изучались цирконы, амфиболы, пироксены и рудные минералы в полированных аншлифах.

*Прецизионная геохимия – LA-ICP-MS.* Анализ содержания золота, малых, редких и редкоземельных элементов в зернах цирконов, предварительно изученных на СЭМ VEGA II LSH, проводился квадрупольным масс-спектрометром X-SERIES 2 (Thermo scientific) с приставкой лазерной абляции UP-266 MACRO (New Wave Research) (аналитик – вед. физик А. С. Парамонов). Система UP MACRO включает в себя учетверенный по частоте лазер Nd:YAG с длиной волны 266 нм. Анализ химическо-

го состава проводился при параметрах работы лазера: энергия – 0,133 мДж, скорость сканирования – 70 мкм/сек, частота повторения импульсов – 10 Гц. Диаметр лазерного пучка в эксперименте составлял около 30 мкм. В качестве внешнего калибровочного стандарта для микроэлементов использовалось стекло NIST 612, которое многократно анализировалось в каждой индивидуальной измерительной сессии. Точность и достоверность анализов NIST 612 для большинства элементов составляли 1–5 %. Количественные результаты были получены для 39 элементов, пределы обнаружения для которых составляли (в ppm): 0,02–0,80 (Mn, Nb, Ag, Sb, Ba, Mo, La-Lu, Hf, Au, Pb, Bi, Th, U); 0,90–8,85 (Li, P, Sc, Co, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Y); 11,00 (Cd); 22,00 (Ti); 150,00 (Te).

Гетерогенность зерен цирконов, обусловленная минеральными включениями, в том числе микронными, наличием гидротермально измененных доменов и, наконец, гидротермальной природой значительной части зерен, сделала необходимым в каждом зерне определять содержание элементов по двум импульсам, каждый из которых выжигал кратер на глубину

3–4 мкм. Таким способом анализировалось вещество, полученное с интервалов 0–4 и 6–8 мкм. Большой разброс полученных значений и корреляционные связи между элементами, свидетельствующие о присутствии в анализе крупных минеральных включений, определяли выбраковку таких результатов. По этим данным можно было приблизительно оценивать размеры таких включений. Холостое измерение состава эпоксидной смолы, в которую имплантировались зерна, показало, что содержание каждого из элементов в ней пренебрежимо мало по сравнению с их минимальным содержанием в зернах циркона. Содержание REE нормировалось на состав хондрита C1 [McDonough, Sun, 1995].

### Результаты микронзондового изучения аншлифов рудных амфиболитов

Микронзондовое изучение аншлифов на СЭМ VEGA II LSH (фирма TESKAN) показало, что существуют по две морфологические группы амфиболов и цирконов, находящихся в сложных соотношениях между собой и с рудными гидротермальными минералами, в том числе с минералами платиновой группы (МПГ).

Наличие двух морфологических групп и амфиболов, и цирконов обосновывается тем, что в аншлифах крупные зерна роговых обманок, условно обозначенные как амфиболы А2, слагающие основную массу рудных амфиболитов, содержат включения мелких (до 20 мкм) преимущественно неограниченных округлых зерен цирконов (рис. 2, А–В). В крупных зернах роговой обманки, условно обозначенных как А3, содержатся многочисленные микронные включения разнообразных ранее описанных МПГ, редко золота. Некоторые примеры таких полифазных включений благороднометалльных минералов в крупных зернах роговой обманки приведены на рисунке 3. Роговые обманки, обозначенные как амфиболы А1, представляют собой округлые, реже идиоморфные включения размером 10–30 мкм в крупных зернах гидротермальных цирконов, содержащихся в основной массе амфиболита (рис. 2, Г, Д). Химический состав (в ат. %) всех трех групп роговых обманок приводится в таблице 1. Крупные роговые обманки А2 и А3 практически не различаются по составу, в то время как мелкие амфиболы А1, включенные в зерна циркона, являются более железистыми, глиноземистыми и заметно чаще содержат натрий (рис. 4). Таким образом, мелкие зерна роговой обманки А1 – включения в крупных цирконах – и крупные породообразующие зерна А2 и А3, включающие и мелкие гидротермальные цирконы, и МПГ, являются представителями двух генераций амфибола.

Таблица 1. Составы амфиболов из рудных амфиболитов

	Na	Mg	Al	Si	Ca	Fe	O, OH
Мелкий амфибол (А1), включенный в крупный циркон							
11 m	1,10	3,36	4,24	15,96	3,39	5,41	66,27
11,1 m	0,94	4,20	4,33	16,89	3,96	5,91	63,52
13 m	н. о.	4,28	3,87	17,11	3,50	6,21	65,03
13,1 m	1,44	4,00	4,97	17,73	4,12	5,90	61,84
26 m	н. о.	4,79	3,57	17,83	4,39	6,56	62,85
33 m	н. о.	4,18	4,88	18,49	4,05	6,54	61,87
41 m	н. о.	4,73	4,64	18,11	4,20	6,63	61,68
55 m	н. о.	3,82	5,27	16,96	3,38	6,72	63,86
64,1 m	н. о.	5,01	3,87	18,03	4,39	5,88	62,83
66 m	н. о.	4,37	4,53	18,42	4,13	6,58	61,98
68 m	н. о.	4,34	5,36	17,47	5,03	7,39	60,41
71 m	н. о.	4,59	4,34	18,76	5,17	6,67	60,47
71,1 m	н. о.	4,45	3,74	15,25	3,82	4,99	67,74
76 m	н. о.	4,42	5,64	18,37	4,81	7,35	59,41
93 m	н. о.	3,98	4,56	17,04	4,73	6,63	63,07
106 m	н. о.	4,83	4,54	16,96	3,90	5,68	64,09
122 m	н. о.	4,64	2,79	18,19	4,33	6,10	63,95
130 m	н. о.	3,70	5,57	16,80	4,35	6,64	62,94
131 m	1,32	3,80	4,88	16,18	3,84	5,85	63,76
136 m	н. о.	4,58	4,00	16,50	4,23	5,43	64,96
136,1 m	1,37	4,59	4,24	16,73	4,41	6,21	61,98
139 m	н. о.	3,73	5,22	17,63	4,40	5,91	63,11
Крупный амфибол (А2) с включениями мелкого циркона							
A8	1,27	6,75	3,74	19,13	3,29	5,48	60,13
A14	1,14	5,9	3,14	19,09	3,55	7,13	60,04
A17	0,76	5,4	3,50	19,17	4,28	6,45	60,22
A18	1,05	4,97	4,82	17,76	4,57	7,01	59,82
A20	1,31	6,04	3,13	18,97	3,90	6,49	59,86
A25	0,77	5,34	3,24	19,32	4,13	6,92	60,28
A29	0,99	5,62	3,93	18,84	4,37	6,10	60,15
A34	н. о.	6,15	3,70	18,71	4,18	6,99	60,28
A45,1	н. о.	5,12	3,97	17,23	4,32	5,82	63,56
A45	н. о.	5,3	3,11	17,31	4,17	6,18	63,94
Крупный амфибол (А3) с включениями МПГ							
A5	1,1	5,52	3,47	16,97	4,31	5,69	62,94
A7	0,9	5,08	3,12	17,37	4,50	5,91	62,96
A32	0,92	5,36	3,54	16,76	4,07	5,632	63,72
A40	н. о.	6,32	2,5	18,59	2,89	7,10	62,60
A41	н. о.	6,3	2,92	18,43	3,79	6,96	61,58
A53	н. о.	5,67	3,13	17,34	4,85	5,23	63,38
A62	н. о.	5,49	3,32	18,77	3,82	6,75	61,86
A66	н. о.	6,07	2,61	17,66	3,48	6,15	64,02
A68	1,29	5,73	3,30	17,00	4,50	5,49	62,69
A71	1,55	5,18	3,66	16,69	4,19	5,43	63,31
A72	н. о.	6,02	3,28	17,00	4,30	5,43	63,97
A73	н. о.	5,29	3,82	17,74	4,40	6,15	62,60
A74	н. о.	5,2	2,74	16,24	3,16	6,02	66,30
A76	н. о.	6,47	2,21	18,45	3,05	6,00	62,95
A79	1,34	5,44	3,23	17,60	4,06	5,80	62,51

Примечание. н. о. – элемент не обнаружен.

Специфика мелких цирконов, включенных в роговые обманки, изучалась только в аншлифах на СЭМ VEGA-TESKAN, поскольку из-за их малых размеров ни изготовление шайб, ни лазерная абляция были практически невозможны. Как уже отмечено, включенные зерна имеют преимущественно овальную форму. В них отсутствуют признаки осцилляционной или секториальной зональности, и по данным энергодисперсионного анализатора в свежих участках зерен обнаружи-

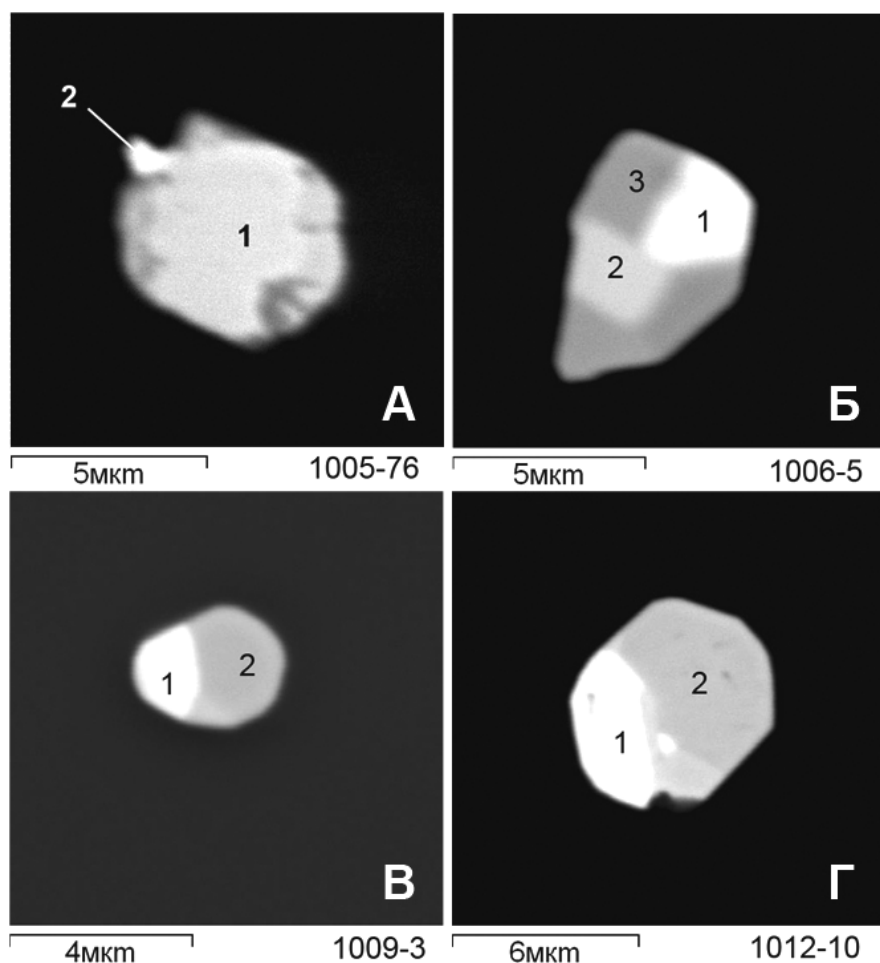


Рис. 3. BSE-изображения полифазных микронных включений рудных минералов в роговой обманке А2: А (1 –  $(\text{Pd}_{0.72}\text{Fe}_{0.03})_{0.75}(\text{As}_{0.16}\text{Sb}_{0.04}\text{Bi}_{0.03})_{0.25}$  – Ви-винцентит, 2 –  $\text{Au}_{0.53}\text{Ag}_{0.47}$  – электрум); Б (1 –  $\text{Pd}_{0.47}\text{Fe}_{0.05}\text{Bi}_{0.39}\text{Te}_{0.09}$  – котульскит, 2 –  $(\text{Pt}_{0.33}\text{Fe}_{0.06})_{0.39}\text{As}_{0.61}$  – сперрилит, 3 –  $\text{Pd}_{0.73}(\text{As}_{0.23}\text{Sb}_{0.03})_{0.26}$  – мертиит I); В (1 –  $\text{Pd}_{0.53}\text{Bi}_{0.47}$  – соболевскит, 2 –  $(\text{Pd}_{0.58}\text{Ni}_{0.04}\text{Cu}_{0.03}\text{Fe}_{0.07})_{0.72}\text{As}_{0.28}$  – стиллвотерит); Г (1 –  $(\text{Pd}_{0.48}\text{Fe}_{0.05})_{0.53}(\text{Bi}_{0.37}\text{Te}_{0.10})_{0.47}$  – котульскит, 2 –  $(\text{Pd}_{0.64}\text{Cu}_{0.03}\text{Fe}_{0.04})_{0.71}\text{As}_{0.29}$  – стиллвотерит)

ваются присутствие Fe и Au, что может отражать гидротермальную природу мелких зерен цирконов. Более поздние изменения (проявленные как темные области на BSE-изображении), обусловленные вхождением в решетку так называемых неформульных элементов – Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Y, P и др. [Geisler et al., 2003, 2007; Hay, Dempster, 2009], наблюдаются в цирконах этой генерации часто (см. рис. 2, А–В). Необходимо подчеркнуть, что в таких зернах не обнаружены диагностируемые твердые минеральные включения.

### Результаты микрозондового изучения крупных цирконов

Морфология крупных зерен цирконов, минеральные включения и предварительная геохимия свежих и измененных доменов изучались на СЭМ VEGA-TESKAN. Для морфологии всех (около 80) изученных зерен характерны:

отсутствие огранки; округлая или комковатая форма; отсутствие осцилляционной или секториальной зональности; широкое развитие темных измененных доменов самой разнообразной формы, обусловленных наиболее поздним гидротермальным изменением исходных зерен; обилие твердых минеральных включений; наличие зерен с комковатой структурой (рис. 2, Г–Е). Минеральные включения широко представлены мелкими (до 20 мкм) округлыми, редко ограненными зернами роговой обманки А1 и торита часто в ассоциации с биотитом. Отмечены единичные включения клино- и ортопироксена, хлорита, монацита, бадделеита, паризита и смеси гидратированных фаз, содержащих Th, Fe и кремнезем. Включения рудных минералов представлены обильными каплевидными округлыми микронными выделениями минералов ряда галенита PbS – клаусталлита PbSe, содержащего до 0,5 ф. е. Se,

и единичными зернами халькопирита и железистого сфалерита. Включения селенистого галенита обнаруживаются главным образом в темных участках позднего изменения крупных зерен (см. рис. 2, Е).

Наборы элементов-примесей в светлых и темных доменах крупных зерен заметно различаются. Так, в светлом домене (см. рис. 2, Е, спектр 1) значимое (для СЭМ VEGA) содержание определено для Au, Hf и W. В темных участках интенсивного изменения (см. рис. 2, Е, спектр 2) добавляются U, Ca, Fe, Mn и Na. Именно наборы этих элементов определяют геохимическую специфику наиболее поздних порций гидротермальных растворов, из которых происходило выделение селено-сульфидов свинца. Таким образом, по морфологии и большей частью по интенсивности свечения BSE-изображения вся совокупность изученных зерен была разбита на две группы – более ранние светлые и более поздние темные. Граница между ними является размытой, поскольку соотношение светлых и темных доменов представлено в разных зернах в разных

пропорциях, а сама структура является нерегулярно-сетчатой.

### Результаты изучения геохимии крупных цирконов методом LA-ICP-MS

В таблице 2 представлены интервалы содержания и средние для 24 микроэлементов в обоих типах цирконов – со светлым (52 анализа) и темным (18 анализов) свечением при BSE-съемке. Кроме представленных в таблице, было определено содержание нескольких других элементов, которые не вошли в обсуждение. Так, аномальное содержание Fe, Mg, Al, Ca, Na определялось крупными минеральными включениями роговой обманки, биотита, гидроокислов железа, а при определении содержания Ta и W наряду с аномальными величинами было много нулевых значений.

Для обеих групп элементов характерны широкие вариации значений содержания, которые могут достигать нескольких порядков, как, например, у Pb, Th, Y, Ba, что связано с невозмож-

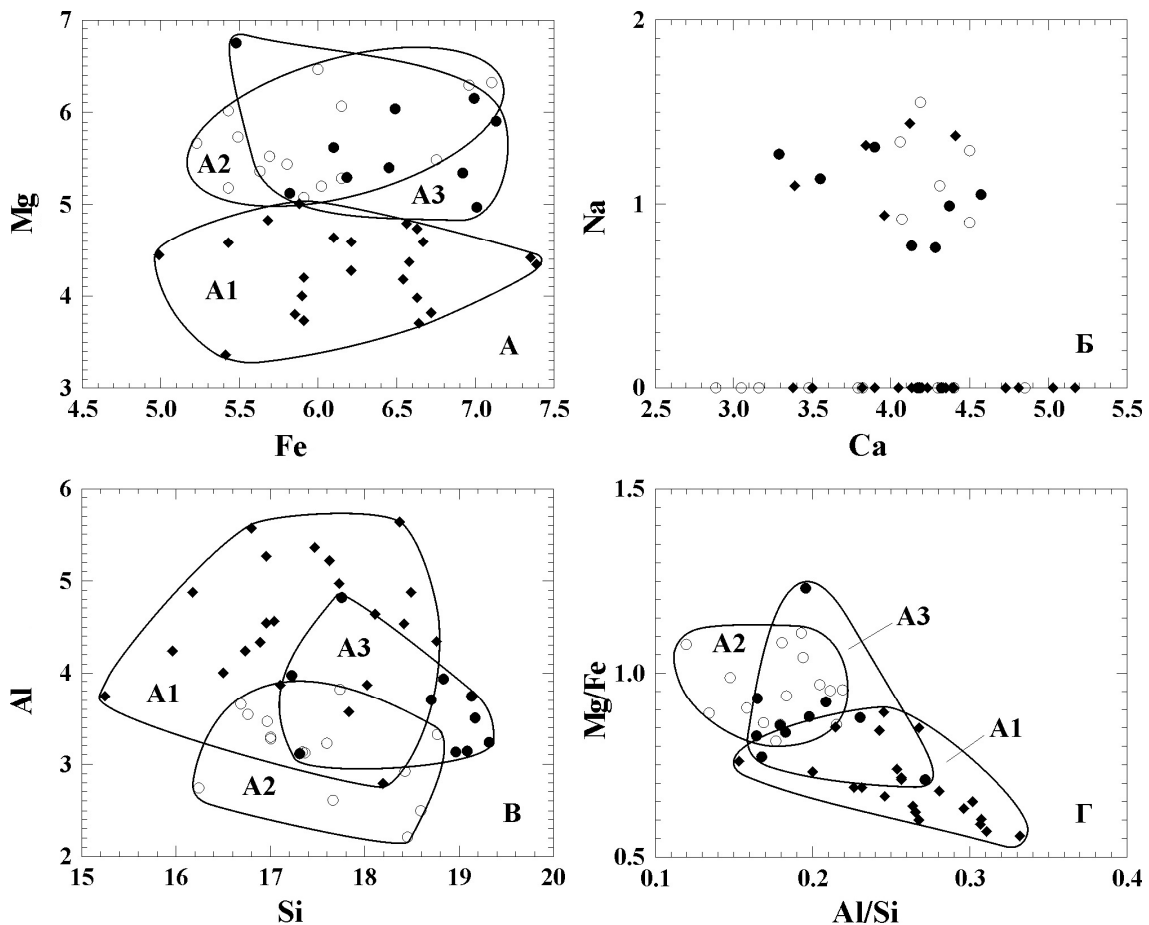


Рис. 4. Бинарные диаграммы, иллюстрирующие некоторые различия в химизме трех групп амфиболов, представленных микровключениями в крупных цирконах (A1), крупными зернами с микровключениями цирконов (A2) и крупными зернами с микровключениями платиноидов (A3)

Таблица 2. Диапазон и средние значения содержания (в ppm) ряда элементов в светлых (выделено полужирным) и в измененных темных зернах гидротермальных цирконов (курсив) из рудных амфиболитов в массиве Травяная Губа

<b>Au</b>	<b>Li</b>	<b>P</b>	<b>Sc</b>	<b>Ti</b>	<b>Mn</b>
<b>0,923–19,41*</b> <b>5,64**</b>	<b>34,23–78,78</b> <b>50,31</b>	<b>36,11–50,38</b> <b>44,80</b>	<b>40,74–73,32</b> <b>54,74</b>	<b>64,92–439,30</b> <b>145,16</b>	<b>33,54–122,80</b> <b>46,26</b>
<i>0,879–21,77</i> <i>7,16</i>	<i>28,42–66,46</i> <i>46,81</i>	<i>42,61–48,84</i> <i>45,07</i>	<i>45,74–76,21</i> <i>58,54</i>	<i>61,07–252,79</i> <i>170,91</i>	<i>36,91–202,40</i> <i>74,99</i>
<b>Co</b>	<b>Ni</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>As</b>	<b>Sr</b>
<b>11,99–62,45</b> <b>24,99</b>	<b>23,14–94,59</b> <b>41,91</b>	<b>35,75–95,91</b> <b>44,47</b>	<b>7,12–112,00</b> <b>36,88</b>	<b>23,11–50,88</b> <b>35,22</b>	<b>0,58–108,90</b> <b>19,61</b>
<i>8,805–191,80</i> <i>38,27</i>	<i>14,97–97,53</i> <i>37,61</i>	<i>35,70–78,12</i> <i>47,53</i>	<i>3,21–104,50</i> <i>41,87</i>	<i>24,91–48,57</i> <i>35,00</i>	<i>4,89–986,60</i> <i>210,63</i>
<b>Y</b>	<b>Nb</b>	<b>Mo</b>	<b>Ag</b>	<b>Cd</b>	<b>Te</b>
<b>65,70–4614,00</b> <b>1440,81</b>	<b>1,49–22,54</b> <b>8,76</b>	<b>10,53–43,39</b> <b>21,95</b>	<b>146,10–662,60</b> <b>337,95</b>	<b>79,99–772,6</b> <b>316,58</b>	<b>0–627,5</b> <b>175,94</b>
<i>343,3–9046</i> <i>2945,7</i>	<i>1,97–28,69</i> <i>9,73</i>	<i>10,58–43,74</i> <i>25,79</i>	<i>64,80–645,2</i> <i>342,06</i>	<i>73,5–600,1</i> <i>346,9</i>	<i>0–582,3</i> <i>246,03</i>
<b>Ba</b>	<b>Hf</b>	<b>Pb</b>	<b>Bi</b>	<b>Th</b>	<b>U</b>
<b>0,75–137,4</b> <b>15,88</b>	<b>6811–31090</b> <b>15200</b>	<b>4,81–1276</b> <b>259,16</b>	<b>0–4,93</b> <b>0,68</b>	<b>46,21–18120</b> <b>1503,3</b>	<b>368,7–5461</b> <b>1674,8</b>
<i>1,85–359,4</i> <i>85,76</i>	<i>2783–35620</i> <i>16490</i>	<i>109,9–7553</i> <i>1528,5</i>	<i>0–5,07</i> <i>0,90</i>	<i>223,8–6524</i> <i>2268,4</i>	<i>801,3–10730</i> <i>3714,4</i>

Примечание. \* – диапазон содержания, \*\* – среднее содержание.

ностью избежать влияния мелких включений минералов – концентраторов этих элементов. Средние значения содержания большинства элементов в обеих группах цирконов достаточно близки (см. табл. 2). Соотношение аналогичных показателей в темных и светлых зернах ( $X^{alt}/X^{in}$ )<sup>1</sup> для Li, P, Sc, Ti, Ni, Cu, Zn, As, Nb, Mo, Ag, Cd и Hf – около 1. Оно заметно выше для Mn, Co, Th, Te, Bi, Au и достигает аномальных значений 2–6,04 для Sr, Pb, Ba, U, Th и Y (рис. 5). Высокие значения  $X^{alt}/X^{in}$  могут быть обусловлены как привнесением элементов-изоморфов в измененные домены цирконов, так и наличием мелких микронных и субрентгеновских твердых минеральных включений. Обилие микронных включений галенита, содержащего селен, в темных доменах цирконов подтверждает это.

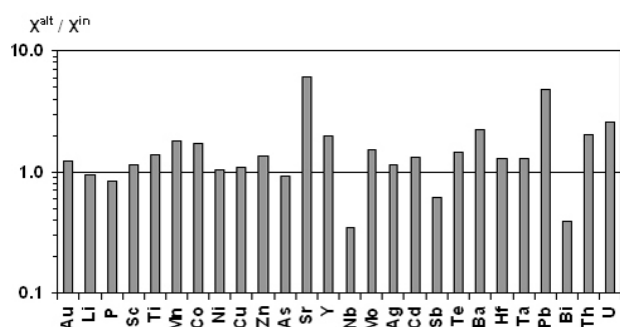


Рис. 5. Соотношение значений среднего содержания элементов в темных ( $X^{alt}$ ) и светлых ( $X^{in}$ ) зернах цирконов и доменах, иллюстрирующее изменение содержания элементов под действием поздних порций флюида

<sup>1</sup> Здесь и далее надстрочники: alt – от altered/измененный, in – от initial/исходный.

Различия в микроэлементной геохимии светлых и темных зерен или доменов наглядно иллюстрирует сопоставление рассчитанных для обеих этих групп коэффициентов корреляции Au с остальными элементами –  $R^{Au}$  (рис. 6). Последовательность элементов на абсциссе в группе светлых зерен выстроена в направлении возрастания величины  $R^{in}$  от –0,3 (Zn) до 0,66 (Ag). В этой группе существенная часть элементов имеет отрицательные (Zn, As, Ni и Mn) или низкие, не достигающие критического значения ( $R_{cr} = 0,25$ ) коэффициенты корреляции их с золотом (P, Li, Sc, Nb, Co, Bi, Sr, Sb, Te, Cd, U, Y). Выше критического значения  $R^{Au}$  имеют Ba, Mo, Pb, Ti, Cu, Th, Hf и Ag.

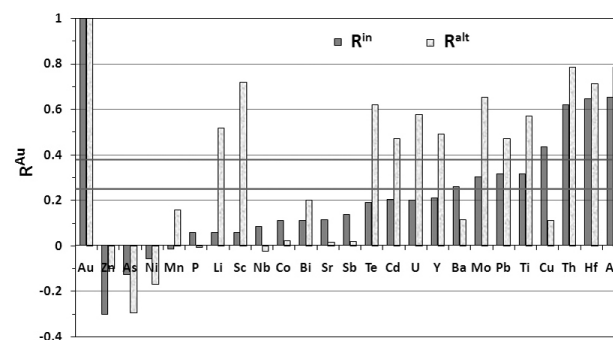


Рис. 6. Коэффициенты корреляции золота с остальными элементами для светлых ( $R^{in}$ ) и темных ( $R^{alt}$ ) зерен цирконов. Критические коэффициенты корреляции для светлых зерен – 0,25, для темных – 0,38

В группе темных зерен цирконов структура корреляционных связей элементов с Au заметно отличается. Значения  $R^{alt}$  для Zn, As, Ni, P, Nb, Co,

Таблица 3. Представительные анализы содержания REE и некоторые характеристики двух типов крупных гидротермальных цирконов

	СВЕТЛЫЕ НЕИЗМЕНЕННЫЕ / LIGHT NONALTERED								ТЕМНЫЕ ИЗМЕНЕННЫЕ / DARK ALTERED							
	68a.1	80a.1	128a.1	68a.2	93a.1	98a.1	128a.2	143a.1	103a.2	19a.2	19a.1	846.1	956.1	1066.1	446.2	986.2
<b>La</b>	3,411	7,773	10,08	3,111	150,1	59,86	25,67	7,281	122,1	627	17,94	367,9	581,1	551,1	60,97	13,30
<b>Ce</b>	29,88	64,2	42,95	40,72	306,4	358	40,94	55,8	598	704,2	147,6	1308	1464	2897	270,00	168,40
<b>Pr</b>	3,778	8,479	7,483	4,261	39,23	46,88	7,027	4,229	81,83	67,94	17,62	159,1	144,4	311,2	36,78	14,34
<b>Nd</b>	15,58	28,06	33,97	16,41	127,1	215,6	50,95	37,74	368,5	214,4	81,24	656,9	713,4	1782	153,80	83,09
<b>Sm</b>	7,845	19,71	8,538	15,69	35,56	87,55	22,77	7,115	80,88	28,59	40,29	167,1	223,7	441,9	45,06	45,65
<b>Eu</b>	1,009	15,79	1,251	1,012	24,29	37,72	4,379	4,171	33,62	6,643	10,44	82,06	90,66	187,8	4,67	13,45
<b>Gd</b>	16,74	8,972	11,57	18,65	29,89	101	11,57	30,84	60,66	129,8	171,4	110,5	151,1	348,8	24,70	47,60
<b>Tb</b>	7,961	2,868	0,9	7,561	9,509	45,38	2,52	5,76	10,93	24,07	48,14	22,06	22,22	70,04	4,57	21,17
<b>Dy</b>	111,3	16,03	7,619	138	120,4	414,2	12,28	69,84	62,65	348,2	498,9	128,5	186,5	860,2	45,66	195,70
<b>Ho</b>	45,73	4,027	1,951	57,68	43,87	152,3	3,242	30,26	16,12	141,8	215,7	51,87	49,63	290,2	12,39	79,32
<b>Er</b>	224,1	17,32	10,3	273,7	181,1	590	9,437	199,1	72,1	589,8	816,4	246,9	232	1147	56,39	351,20
<b>Tm</b>	45,29	3,435	0,364	50,35	37,38	122,1	3,236	45,51	12,14	122	179,5	72,71	42,59	224,8	13,00	66,20
<b>Yb</b>	397,8	33,02	14,68	442,3	363,4	988,7	30,82	531,3	111,4	1296	1575	756,3	446,1	1883	91,10	497,00
<b>Lu</b>	86,09	8,435	6,009	99,12	68,2	193,6	5,748	91,97	31,02	209,3	215,6	179,7	93,03	345,6	13,94	100,30
<b>∑REE</b>	996,5	238,1	157,7	1168,6	1536	3413	230,6	1120,9	1662	4510	4035	4310	4440	11341	833,0	1696,7
<b>LuN/LaN</b>	235,5	10,13	5,56	297,29	4,24	30,18	2,09	117,86	2,37	3,11	112,13	4,56	1,49	5,85	2,13	70,37
<b>SmN/LaN</b>	3,56	3,93	1,31	7,81	0,37	2,27	1,37	1,51	1,03	0,07	3,48	0,70	0,60	1,24	1,14	5,32
<b>LuN/GdN</b>	41,61	7,61	4,20	43,00	18,46	15,51	4,02	24,13	4,14	13,05	10,18	13,16	4,98	8,02	4,57	17,05
<b>Ce/Ce*</b>	1,80	1,72	1,16	2,30	0,96	1,57	0,73	2,42	1,42	0,68	1,85	1,32	1,20	1,69	1,37	2,66
<b>Eu/Eu*</b>	0,27	3,63	0,38	0,18	2,28	1,23	0,82	0,86	1,47	0,33	0,38	1,85	1,51	1,46	0,43	0,88

Sr, Sb сохранились отрицательными или приблизились к нулю. Также опустились ниже критического значения  $R^{Au}$  для Ba и Cu. Выросли, но не достигли критического ( $R_{cr} = 0,38$ ) значения коэффициенты корреляции Mn и Bi. В группе гидротермальных цирконов, претерпевших наиболее позднее изменение, возникли сильные корреляционные связи Au с Li, Sc, Te, Cd, U и Y и резко усилились связи с Mo, Pb, Ti, Th, Hf и Ag (рис. 6).

Геохимия редкоземельных элементов является одной из важнейших характеристик цирконов вообще и гидротермальных в частности. В таблице 3 из более семидесяти выполненных определений содержания REE приведены по восемь представительных анализов из обеих сравниваемых групп. Они отобраны таким образом, чтобы продемонстрировать максимальные вариации как в содержании отдельных элементов, так и в значениях важных характеристик, используемых обычно при описании геохимии этой группы эле-

ментов. Так, диапазоны значений  $\sum REE$  составляют для светлых зерен 157,7–3413 ppm, для темных – 833–11341 ppm, отношение LuN/LaN соответственно 4,25–297,29 и 2,13–112,13, отношение SmN/LaN соответственно 0,37–7,81 и 0,07–5,32, отношение LuN/GdN соответственно 4,02–43,0 и 4,14–17,05. Вариации значений цериевой и европиевой аномалий также очень велики (в светлых зернах  $Ce/Ce^* = 0,73–2,30$ ,  $Eu/Eu^* = 0,18–3,63$ ; в темных –  $Ce/Ce^* = 0,68–2,66$ ,  $Eu/Eu^* = 0,33–1,85$ ). В обеих группах цирконов наряду с типичными для магматических цирконов положительными значениями цериевой аномалии есть зерна с отрицательными ( $<1$ ) значениями этого параметра, а атипичных для магматических цирконов положительных значений европиевой аномалии в обеих группах очень много.

На рисунке 7 представлены нормированные по хондриту C1 распределения REE в светлых зернах, разделенных на две подгруп-

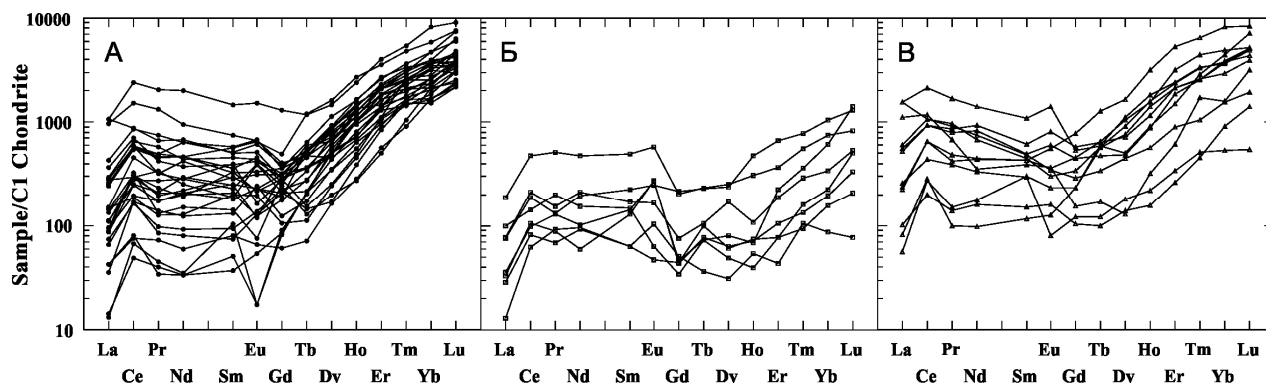


Рис. 7. Нормированное по хондриту C1 распределение редкоземельных элементов в светлых зернах с сильнофракционированным (А) и слабофракционированным (Б) профилями и в темных зернах (В)

пы – с резко фракционированным распределением элементов в диапазоне Gd-Lu (см. рис. 7, А) и с более «плоским» профилем за счет меньшего фракционирования HREE (см. рис. 7, Б). В темных зернах можно отметить плоское с более высоким содержанием LREE распределение, положительные аномалии церия и европия и наличие зерен с U-образным распределением (см. рис. 7, В). В целом можно констатировать, что четких границ между разными группами крупных зерен цирконов установить по топологии REE не удастся, что связано с их первичной гидротермальной природой. Намеченные различия носят статистический характер и обусловлены интенсивностью проявления поздних изменений.

Отчетливо различия между обеими группами цирконов по REE проявлены по изменению структуры их корреляционных связей с Au (рис. 8). Для светлых зерен наиболее сильно эти связи проявлены в интервале La-Gd, в то время как в темных зернах этот интервал характеризуется очень низкими, вплоть до отрицательных (La, Ce, Pr) значениями  $R^{Au}$ . И наоборот, в интервале Tb-Lu величины  $R^{Au}$  намного превышают  $R_{Cr} = 0,38$ , достигая для Er величины 0,58. Таким образом, судя по значениям  $R^{alt}$  (см. рис. 8), La и Er резко по-разному отреагировали на позднее изменение цирконов. Поэтому анализ структуры связей этой пары элементов со всеми остальными позволяет оценить, как изменилась микроэлементная геохимия исходных гидротермальных цирконов под воздействием наиболее поздних порций гидротермальных растворов.

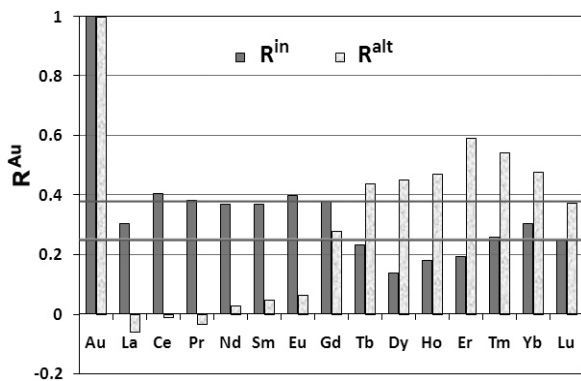


Рис. 8. Коэффициенты корреляции Au с REE в светлых и темных зернах цирконов

В группе светлых зерен по силе связи с La и Er выделяются четыре ассоциации элементов (рис. 9). В первую ассоциацию входят элементы со слабыми ( $R^{in} < 0,25$ ) связями с обоими элементами – Li, Zn, As, Mo, Te и Bi; во вторую – элементы, имеющие сильные связи и с La, и с Er – Sc, Sr, Nb, Cd и Th; в третью – элементы, у которых

$R^{La} > R^{Er}$  – Au, P, Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Ag, Ba и Hf; четвертая ассоциация представлена элементами, у которых  $R^{Er} \gg R^{La}$ , – Y, Pb и U. В группе темных зерен структуры корреляционных связей La и Er радикально отличаются от связей в светлых зернах (рис. 10). Выделенные по тому же принципу ассоциации элементов выглядят так: ассоциация 1 ( $R^{alt} < 0,38$ ) – Li, P, Co, Ni, Zn, As; ассоциация 2 ( $R^{La} \approx R^{Er} > 0,38$ ) – Mn, Sr, Ba и Bi; ассоциация 3 ( $R^{La} > R^{Er}$ ) – Nb; ассоциация 4 ( $R^{Er} \gg R^{La}$ ) – Au, Sc, Ti, Cu, Y, Mo, Ag, Cd, Te, Hf, Pb, Th и U. Попарное сопоставление выделенных ассоциаций элементов свидетельствует о том, что существуют «сквозные» для обеих групп цирконов элементы, обладающие сходными корреляционными параметрами. К ним относятся: Li, Zn и As (ассоциации 1), Sr (ассоциации 2) и Y, Pb и U (ассоциации 4). Важным фактом является наличие в группе измененных темных цирконов сильных корреляционных связей Er, т. е. HREE или редкоземельных элементов иттриевого ряда с Au и рядом рудных элементов – его спутников, включая Mo, Ag, Cd и Te. В группе светлых зерен, где Au коррелируется с La, т. е. с LREE или с редкоземельными элементами цериевого ряда, тесно связаны с La рудные элементы Co, Ni, Cu, Ag и Cd.

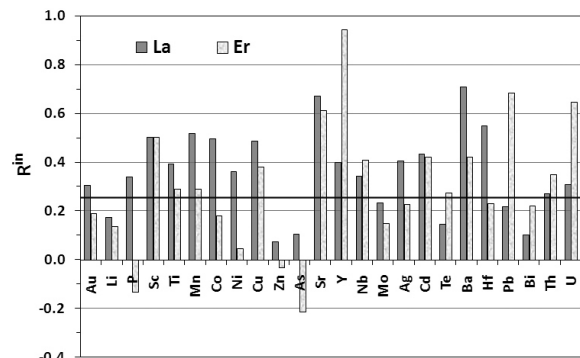


Рис. 9. Коэффициенты корреляции La и Er в светлых зернах цирконов

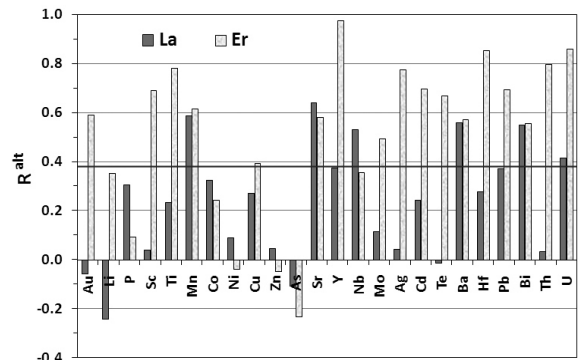


Рис. 10. Коэффициенты корреляции La и Er в темных зернах цирконов

## Обсуждение результатов

Результаты изучения взаимоотношений цирконов с породообразующими минералами рудных амфиболитов, их морфологии, прецизионной геохимии широкого спектра элементов в разных морфологических типах дают возможность проследить последовательность образования и преобразования гидротермальных цирконов как следствия эволюции элементного состава флюида, в котором происходил их рост и последующее изменение.

Формирование двух генераций цирконов – мелких, включенных в породообразующую роговую обманку, и крупных, ассоциирующих с ней, а также мелкой роговой обманки, включенной в крупные зерна цирконов, происходило, скорее всего, в рамках единого, но эволюционировавшего процесса. Об этом, в частности, свидетельствует состав обеих генераций роговых обманок. Более высокая железистость и глиноземистость мелкой роговой обманки, включенной в крупные цирконы, может быть указанием на более высокую температуру ее образования [Бабушкина, 2001]. Возможно, субсинхронно с ней формировались мелкие гидротермальные цирконы, включенные в крупную роговую обманку. Признаки присутствия Au в этих цирконах могут указывать на благороднометалльную специфику уже ранних порций флюида.

Обильные включения в породообразующей роговой обманке сложных минеральных фаз с ЭПГ, с которыми ассоциирует и Au, отражают рудную специфику основного этапа формирования рудных амфиболитов. Несмотря на то что в крупных цирконах не было обнаружено включений благородных металлов (что вообще является редким явлением), геохимические характеристики этих цирконов свидетельствуют о том, что их рост происходил в присутствии флюида, содержавшего Au и ряд элементов – его спутников.

Гидротермальная природа всех светлых крупных зерен цирконов не вызывает сомнений, которые могли бы возникнуть при рассмотрении, например, нормированных по C1 распределений REE (см. рис. 7, А). Часть зерен имеет близкое к магматическому распределение с характерными для него положительной цериевой и отрицательной европиевой аномалиями и фракционированным трендом. Долгое время считавшееся классическим для гранитоидов, такое распределение, как выяснилось при изучении REE в ядрах и оболочках цирконов, формировавшихся в гидротермальных золоторудных системах, не является обязательным. Так, в ситуации, которую можно обозначить как «парадокс Yankee Lode», оболочки зерен цирконов из

гранитов на порядки обеднены REE, особенно легкими, относительно ядер [Hoskin, 2005], хотя обычно в цирконах из гранитов наблюдается противоположное распределение REE на нормированном по хондриту C1 их профилю. Распределение REE в оболочках цирконов из австралийских гранитоидов Yankee Lode является типично «магматическим», с низким содержанием REE, с фракционированным обедненным LREE профилем, с интенсивной положительной аномалией Ce и с отрицательной аномалией Eu [Pettke et al., 2005]. По-видимому, именно к такому типу относятся светлые гидротермальные цирконы, нормированные по C1 профили REE которых представлены на рис. 7, Б.

Вообще, с аномально высоким содержанием REE в гидротермальных цирконах обычно сопряжено аномальное содержание других малых элементов – Hf, Nb, Ta, U, Th, W, Ag, Cd, Pb, Ba, Sr, Te, Sb [Балашов, Скублов, 2011; Сергеев и др., 2008; Скублов и др., 2011; Hoskin, 2005; Schaltegger, 2007]. Большая часть этих элементов, будучи неформульными, могут входить в состав криптокристаллических минеральных включений. В любом случае такие включения могут рассматриваться как сингенетичные, отражающие состав флюида, в присутствии которого кристаллизовался циркон. Сопоставление полученных результатов с новейшими опубликованными данными показало, что по такой характеристике, как широкие вариации до аномально высоких содержаний в гидротермальных цирконах REE, HFSE, рудных элементов и благородных металлов, изученные зерна очень близки к гидротермальным цирконам из осадков тимискаминг и из фельзит-порфиров в синформе Поркьюпайн, вмещающих крупные позднеархейские золоторудные месторождения Ramour и Hoyle Pond в Абитибии [Schneider et al., 2012], а также цирконов из гранитоидов Yankee Lode и Boggy Plane, контролировавших золоторудные процессы в Австралии [Hoskin, 2005; Pettke et al., 2005].

Самостоятельный интерес представляет наметившаяся смена структуры связей микроэлементов, особенно золота и рудных сидерофильных элементов с редкоземельными элементами цериевой группы для светлых зерен и золота и рудных халькофильных элементов с редкоземельными элементами иттриевой группы для темных зерен. Учитывая, что светлые зерна представляют более раннее состояние цирконов (это особенно наглядно видно при доменном строении зерен), а темные часто представляют собой частично или полностью измененные светлые, можно предположить, что геохимическая специфика рудоносного флюида эволюционировала

от LREE-Au-Co-Ni-Cu-Ag-Cd на начальной более высокотемпературной стадии гидротермального процесса до HREE-Au-Mo-Ag-Cd-Te на завершающей низкотемпературной его стадии. Смена халько-сидерофильной ассоциации элементов на сидеро-литофильную может отражать именно платинометалльную специфику раннего гидротермального процесса в мафической среде, когда эти элементы связывались с платиноидами, образуя собственные многочисленные полиэлементные минеральные фазы. С другой стороны, очень сильные связи Au с лито/гранитофильными элементами могут отражать связь гидротермальных рудообразующих и рудопреобразующих процессов с гранитоидным магматизмом или с метаморфогенными растворами – продуктами гранитизации. Оценка возраста этого процесса (этих процессов) является первоочередной задачей, решение которой важно как в фундаментальном, так и в сугубо практическом плане.

## Заключение

Впервые проведенное комплексное изучение локальными методами, включая прецизионную мультиэлементную геохимию, гидротермальных цирконов из рудных амфиболитов с последующим статистическим анализом, а также твердых минеральных включений в цирконах и роговых обманках и содержания микроэлементов в цирконах, позволило:

- выделить две ассоциации амфиболов и гидротермальных цирконов, сформированные в ходе длительного гидротермального процесса;
- установить, что многофазные включения сложных соединений Pd и Pt обнаруживаются в крупных амфиболах поздней, более низкотемпературной генерации, с которыми ассоциируют крупные зерна гидротермального циркона;
- наметить связи в группах элементов с REE и с Au, откладываясь совместно с платиноидами;
- продемонстрировать, что на ранних стадиях гидротермального процесса, когда происходила кристаллизация светлых цирконов, флюид обладал цериевой спецификой, и типоморфной для нее была ассоциация LREE-Au-Co-Ni-Cu-Ag-Cd;
- на завершающем этапе гидротермального процесса, когда происходили рост темных зерен и модификация светлых, сопровождаемые привнесением неформульных элементов (Fe, Al, Ca, Na и др.), специфика флюида сменилась на иттриевую с типоморфной ассоциацией HREE-Au-Mo-Ag-Cd-Te.

Авторы признательны сотрудникам ИГ КарНЦ: В. И. Кевличу, заведующему лабора-

торией технологической минералогии, и его коллегам за качественные выделение цирконов и подготовку препаратов для последующего анализа, ведущим физикам А. Н. Сафронову и А. Н. Терновому за исследование цирконов на энергодисперсионном анализаторе и А. С. Парамонову за результаты по геохимии цирконов. Особая благодарность – рецензентам чл.-корр. РАН, Советнику РАН В. А. Глебовицкому и д. г.-м. н. О. И. Володичеву, замечания которых способствовали улучшению качества представленного материала.

## Литература

- Бабушкина С. А. Типоморфные особенности амфиболов и пироксенов постколлизионных гранитоидов Верхояно-Колымской складчатой области // Тезисы докладов международной научной конференции (VII чтения А. Н. Заварицкого) «Постколлизионная эволюция подвижных поясов». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 224 с.
- Балашов Ю. А., Скублов С. Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2011. № 6. С. 622–633.
- Земцов В. А., Кулешевич Л. В., Цельмович В. А. Минералогия и магнетизм благороднометаллических титаномагнетитовых руд участка Травяная Губа (Северная Карелия) // Материалы семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент», М.: Геос, 2007. С. 59–63.
- Кожевников В. Н., Сафронов А. Н. Включения самородного золота и рудных минералов в обломочных цирконе и кварце из раннедокембрийских кварцитов и кварцевых гравелитов Карельского кратона // ДАН. 2012. Т. 444, № 2. С. 190–193.
- Кулешевич Л. В., Земцов В. А., Слюсарев В. Д. Минералогия и локализация благороднометаллического оруденения в Северной Карелии по геолого-геофизическим данным // Геология и минерагения Кольского региона // Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции и IV Ферсмановской научной сессии, посвященных 90-летию со дня рождения акад. А. В. Сидоренко и д. г.-м. н. И. В. Белькова. Апатиты, 4–6 июня 2007 г. Апатиты: К & М, 2007. С. 105–109.
- Кулешевич Л. В., Земцов В. А. Минералогия благороднометаллических ильменит-титаномагнетитовых руд проявления Травяная Губа (Северная Карелия) // Записки РМО, 2009. № 5. С. 51–62.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Книга 1. Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые / Отв. ред. В. П. Михайлов и В. Н. Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2006. 277 с.
- Сергеев С. А., Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Толмачева Е. В., Бережная Н. Г., Матуков Д. И., Лохов К. И., Антонов А. В. Возраст и геохимические особенности цирконов древних гранитоидов р. Выг (Юго-Восточная Карелия) // Геохимия. 2008. № 6. С. 1–13.

Скублов С. Г., Марин Ю. Б., Галанкина О. Л., Симакин С. Г., Мыскова Т. А., Астафьев Б. Ю. Первая находка аномально (Y+REE)-обогащенных цирконов в породах Балтийского щита // Доклады АН. 2011. Т. 441, № 6. С. 792–799.

Степанов В. С., Карпова А. К. Рудные вебстериты губы Травяной // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр АН СССР, 1991. С. 38–42.

Степанов В. С. благороднометалльное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2001. Вып. 4. С. 54–62.

Ballard J. R., Palin M. J., Campbell I. H. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 144. P. 347–364.

Clauúé-Long J. C., King R. W., Kerrich R. Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 98. P. 109–128.

Fu B., Mernagh T. P., Kita N. T., Kemp A. I. S., Valley J. W. Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: A case study from the Gidginbung high-sulphidation Au-Ag-(Cu) deposit, SE Australia // Chemical Geology / 2009. N 259. P. 131–142.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements. 2007. N 3. P. 43–50.

Geisler T., Pidgeon R. T., Kurtz R., van Bronswijk W., Schleicher H. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon // American Mineralogist, 2003. Is. 88. P. 1496–1513.

Guo H., Du Y. S., Yang J. H., Guo L. U-Pb geochronology of hydrothermal zircon from the Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation on the northern margin of the North China Block and its geological implications // Science China-Earth Sciences. 2011. Vol. 54, N 11. P. 1675–1685.

Hay D. C., Dempster T. I. Zircon behaviour during low-temperature metamorphism // Journal Petrology. 2009. Vol. 50. Iss. 4. P. 571–589.

Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69. P. 637–648.

Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / In Hanchar J., Hoskin P. W. O. (eds). Zircon. Mineralogical Society of America and Geochemical Society Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53: 2003. P. 27–62.

Kebede T., Horie K., Hidaka H., Terada K. Zircon ‘microvein’ in peralkaline granitic gneiss, western Ethiopia: origin, SHRIMP U-Pb geochronology and trace element investigations // Chemical Geology 2007. Vol. 242. P. 76–102.

Kerrich R., King R. Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d’Or Archaean mesothermal gold deposits: characteristics, composition and fluid inclusion properties with implication for timing of primary gold mineralization // Canad. J. Earth Sci. 1993. Vol. 30. P. 2334–2351.

Kerrich R., Kyser T. K. 100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi Greenstone Belt (Canada): new evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons // Geology. 1994. Vol. 22. P. 1131–1134.

Kuleshevich L. V., Zemtsov V. A. Early Paleoproterozoic intrusive magmatism and noble metal mineralization of the Travyanaya Guba occurrence in the Belomorian fold belt // Book of abstracts to 34 the 2-nd Inter. Conference on “Precambrian Continental Growth and Tectonism”, Bundelkhand U., Jhansi, India, February 2009. P. 172–173.

Lawrie K., Mernagh T. Hydrothermal zircon: a resistate mineral and pathfinder in exploration // Lemenews 2003. N 23. P. 3–4.

McDonough W. F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223–254.

McNaughton N. J., Mueller A. G., Groves D. The Age of the Giant Golden Mile Deposit, Kalgoorlie, Western Australia: Ion-Microprobe Zircon and Monazite U-Pb Geochronology of a Synmineralization Lamprophyre Dike // Economic Geology, 2005. Vol. 100. P. 1427–1440.

Mernagh T. P., Lawrie K. C., Belousova E. A., van Achterbergh E., Ryan C. G. The identification of hydrothermal zircons in mineral deposits // Eugen Stumpfl Memorial Symposium- Poster Abstracts SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover. P. 444–447.

Oreskes N., Einaudi M. T. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, S. Australia // Econ. Geol. 1990. Vol. 85. P. 1–28.

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Feraude G. Hydrothermal zircons: a tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit–Morocco) // Chemical Geology. 2007. Vol. 245. P. 135–161.

Pettke T., Audetat A., Schaltegger U., Heinrich C. A. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia)–Part II: evolving zircon and thorite trace element chemistry // Chemical Geology. 2005. Vol. 220. P. 191–213.

Rubin J. N., Henry C. D., Price J. G. The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration // Chem. Geol. 1993. Vol. 110. P. 29–47.

Schaltegger U. Hydrothermal Zircon // Elements. 2007. Vol. 3, N 1. P. 51–79.

Schneider D. A., Bachtel J., Schmitt A. K. Zircon Alteration in Wall Rock of Pamour and Hoyle Pond Au Deposits, Abitibi Greenstone Belt: Constraints on Timescales of Fluid Flow from Depth-Profiling Techniques // Economic Geology. 2012. Vol. 107. P. 1043–1072.

Vakh A. S., Avchenko O. V., Sergeev S. A., Presnyakov S. L. The first U-Pb data (SHRIMP-II) on the age of zircons from granitoids and ore-bearing rocks of the Berezitovoe gold- polymetallic deposit // Doklady Earth Sciences. 2011. Vol. 438, Is. 2. P. 819–824.

von Quadt A., Erni M., Martinek K., Moll M., Peytcheva I., Heinrich C. A. Zircon crystallization and the lifetimes of ore-forming magmatic-hydrothermal systems // Geology. 2011. Vol. 39, N 8. P. 731–734.

## **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:**

### **Кожевников Владимир Николаевич**

зав. лаб. региональной геологии и геодинамики,  
д. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, г. Петрозаводск, Россия, 185036  
эл. почта: kvn04@sampo.ru  
тел.: 89218000320

### **Земцов Виктор Александрович**

старший научный сотрудник лаб. региональной геологии  
и геодинамики, к. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, г. Петрозаводск, Россия, 185036

### **Kozhevnikov, Vladimir**

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian  
Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: kvn04@sampo.ru  
tel.: 89218000320

### **Zemtsov, Victor**

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

УДК 553.078.2:553.411 (470.22):550.379:550.837.31

## **ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ «НОВЫЕ ПЕСКИ»: РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ И ИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ**

**А. М. Ручьев, М. Ю. Нилов**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Приводятся новые сведения об особенностях строения, формирования и поисковых признаках рудоконтролирующих структур золото-сульфидного проявления «Новые Пески» (Ведлозерско-Сегозерский архейский зеленокаменный пояс, Шотозерский участок). В качестве этих структур выделены локализирующие сульфидную минерализацию разномасштабные пространственно дискретные, на некоторых участках исследованной площади сближенные (эшелонированные) крутопадающие зоны сдвиговых дислокаций северо-восточного и, главным образом, субмеридионального простирания. Геофизические исследования, выполненные на площади золоторудного проявления, свидетельствуют о применимости и целесообразности методики электротомографии сопротивления и вызванной поляризации для выявления рудоконтролирующих структур в коренных породах, перекрытых толщей четвертичных отложений.

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** золото, рудоконтролирующие сдвиговые зоны, структурно-парагенетический анализ, электротомография.

### **A. M. Ruch'yov, M. Yu. Nilov. NOVYE PESKI GOLD-SULPHIDE OCCURRENCE: ORE-CONTROLLING SHEAR DISPLACEMENTS AND THEIR GEOPHYSICAL TRAITS**

New data on the structure, formation and prospecting signs of the ore-controlling structures of the Novye Peski gold-sulphide occurrence (Archean Vedlozero-Segozero greenstone belt, Shotozero prospect) are reported. Spatially discrete NE- and dominantly near-N-S-trending steeply dipping shear zones of varying size, closely-spaced (echelon-like) in some parts of the study area, are identified as these structures. Sulphide mineralization is emplaced in these zones. The geophysical study of the gold occurrence shows that the resistance electrotomography and induced polarization methods can and should be used to reveal ore-controlling structures in bedrock covered by Quaternary deposits. The method tested can be employed to reveal shear zones by local low-resistance anomalies triggered by the elevated fracturing and inundation of rocks in intense deformation zones; to draw conclusions on the occurrence of ore components in the zones on the basis of analysis of the induced polarization parameter distribution; and to geometrize a geophysically anomalous prospect by interpreting geoelectrical sections.

**К e y w o r d s:** Gold, ore-controlling shear zones, structural-paragenetic analysis, electrotomography.

## Введение

Сдвиговая по своей физической сущности деформация горных пород является одним из главных механизмов тектонического структурообразования и в то же время фактором локализации процессов минерогенеза, приводящим, в частности, к концентрированию рудных компонентов в соответствующих тектонических структурах. По этой причине зоны сдвиговых дислокаций (сдвиговые зоны) рассматриваются в качестве наиболее важного типа деформационных рудоконтролирующих структур, универсального для разнообразных месторождений и проявлений полезных ископаемых. Определение особенностей строения, закономерностей формирования, идентификационных признаков рудоконтролирующих сдвиговых зон и систематизация информации о них – актуальное направление металлогенических исследований, а в прикладном отношении – неизбежная задача, правильное решение которой способствует успеху поисково-разведочных работ на каждом геологическом объекте.

Новые сведения о специфике рудоконтролирующих сдвиговых дислокаций и способе обнаружения их геофизическими методами, излагаемые далее, получены в результате изучения золоторудного проявления «Новые Пески» и могут быть применены при дальнейших работах на этом и аналогичных объектах.

## Сведения о рудопроявлении

Золото-сульфидное проявление «Новые Пески» выявлено специалистами Карельской геологической экспедиции ПГО «Севзапгеология» [Сиваев, Горошко, 1988] на северном побережье Шотозера, в двух с половиной километрах запад-северо-западнее одноименных железнодорожной станции и поселка в Пряжинском административном районе Республики Карелия. В геологическом отношении такое местоположение соответствует южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и площади в его пределах, наименее детально изученной из-за слабой обнаженности коренных пород.

Согласно первоисточнику информации [Сиваев, Горошко, 1988], золоторудный объект локализован в лопийских супракрустальных образованиях шотозерской толщи, которые выполняют обрамленную архейскими гранитоидами автономную Улялегскую субмеридиональную троговую структуру (протяженность – около 19 км, ширина – 1–3,5 км), ограниченную продольными разломами и «срезаемую» на юге протерозойским массивом гранитов рапакиви.

Шотозерская толща в окрестностях поселка Новые Пески имеет следующие особенности. К нижней подтолще (мощность около 200 м) относятся биотитовые, амфибол-биотитовые, сульфидизированные графитсодержащие биотит-мусковитовые, а также андалузит-мусковитовые гнейсы и сланцы; к средней подтолще (мощность 100–110 м) – гранатовые, плагиоклазовые, эпидот-скаполитовые амфиболиты, тремолитовые (разновидности содержат в разных сочетаниях и пропорциях магнетит, тальк, кальцит, хлорит), магнетит-грюнерит-кварцевые сланцы; к верхней подтолще (мощность не менее 30 м) – графит-, сульфидсодержащие мусковитовые и двуслюдяные сланцы с пирит-пирротиновыми рудными прослоями.

В районе золоторудного проявления выделены интрузивные образования: метапериодиты и метагабброиды архейского силлово-дайкового комплекса Кайнооя; нормальные (гранит-порфиры, плагиопорфиры первой фазы внедрения), субщелочные (турмалиновые граниты второй фазы внедрения) лейкограниты и пегматиты позднеархейского, возможно, протерозойского посторогенного комплекса Виртаоя; протерозойские граниты рапакиви Улялегского подкомплекса (рис. 1).

С формированием малых интрузий комплекса Виртаоя связывалось развитие метасоматитов. С первой фазой внедрения синхронизировалась пропилитизация, лиственитизация и березитизация пород; со второй – образование калишпатовых метасоматитов, альбититов и скарноидов [Сиваев, Горошко, 1988].

В результате поисковых работ на участке, сложенном амфиболитами средней шотозерской подтолщи, было выявлено и опробовано три пункта золото-сульфидной минерализации в жильных актинолит-хлорит-кварц-эпидотовых метасоматитах: «расчистка № 61» (содержание золота<sup>1</sup> 11,8 г/т в интервале 0,3 м), «канавы 189» (содержание золота 7,0 г/т в интервале 0,4 м), «обнажение № 4493» (содержание золота 3,9 г/т в интервале 1 м). Геофизические исследования методом заряженного тела позволили с учетом дисперсии показателя  $\rho_k$  оконтурить аномальную площадь 180×500 м с серией субпараллельных субмеридиональных электроосей, одна из которых совпадала со створом ССВ  $\approx 10^\circ$  «расчистки № 61» и «канавы 189», расположенных в 45 м друг от друга. Были сделаны выводы о принадлежности соответствующих пунктов минерализации к единой рудной зоне и о потенциальной рудоносности оконтуренной территории. Однако опробование заверочных канав, расчисток и обнажений не дало дополнительных фак-

<sup>1</sup> Здесь и далее – данные пробирного анализа.

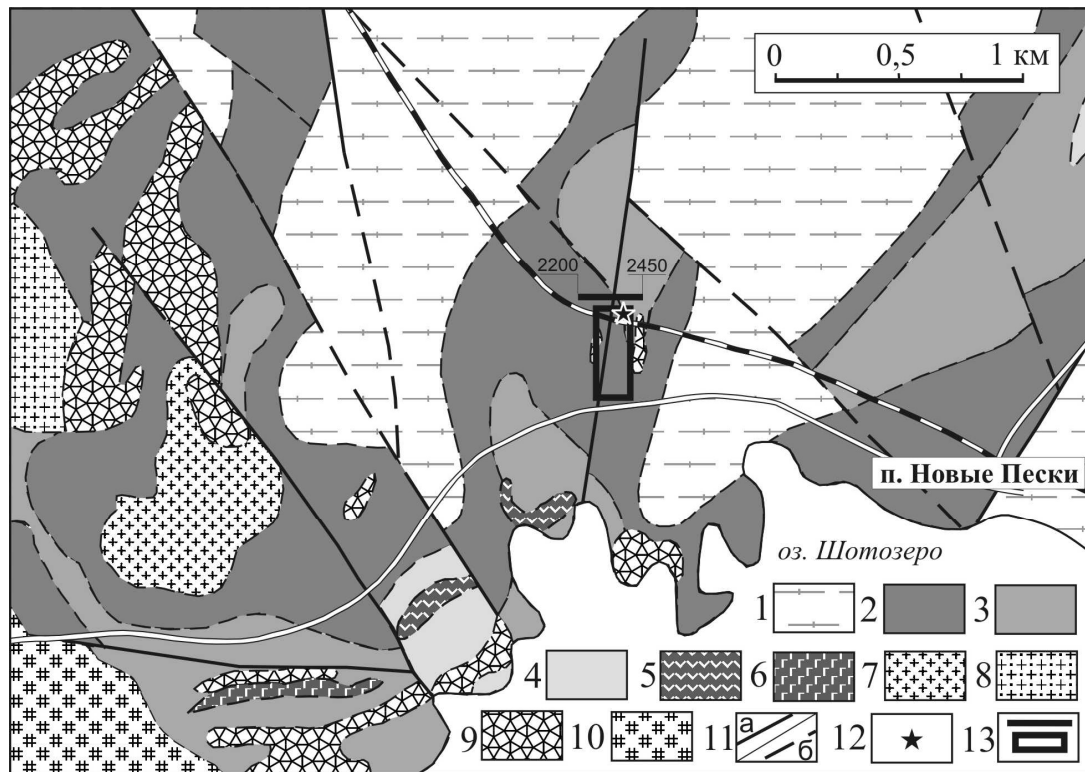


Рис. 1. Геологическая схема района золоторудного проявления «Новые Пески» (по [Сиваев, Горошко, 1988] с изменениями):

1 – гранито-гнейсы и мигматит-граниты сямозерского комплекса; подтолщи шотозерской толщи: 2 – нижняя; 3 – средняя; 4 – верхняя; интрузивные тела кайнозойского комплекса: 5 – метаперидотит; 6 – метагаббро; интрузивные тела виртаюйского комплекса: 7 – лейкогранит-порфиры первой фазы внедрения; 8 – турмалиновые лейкограниты второй фазы внедрения; 9 – микроклин-плаггиоклазовые пегматиты; 10 – граниты рапакиви улялегского подкомплекса; 11 – дизъюнктивные тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – местоположение золоторудного проявления; 13 – линия геоэлектрического разреза (цифрами обозначены номера пикетов) и контур участка структурных исследований (прямоугольник)

тических данных, подтверждающих обусловленность осей зоны проводимости и точек повышенного потенциала наличием золото-сульфидной минерализации, что объяснялось предположительно пологим и «слепым» залеганием рудных зон. Участок был оценен как перспективный и рекомендован для дальнейшего изучения. Проявление отнесено к золото-сульфидному арсенопиритовому типу в жильных маломощных зонах пологого и крутого падения. Предполагалась возможность присутствия штокверков и богатых линзовидных тел. Оруденение рассматривалось как гидротермальное, связанное с формированием гранитов рапакиви [Сиваев, Горошко, 1988].

Позднее рудную минерализацию участка «Новые Пески» относили к формации медьсодержащих сульфидизированных метасоматитов зон дробления [Минерально-сырьевая база..., 2005. Табл. 2.2.4.1], затем [Кулешевич и др., 2012] – к генетическому типу эндогенных гидротермальных золоторудных объектов в сдвиговых зонах с гипо-, мезотермальными ру-

дами (выявлена высокотемпературная ассоциация арсенопирита, леллингита и золота).

### Фактический материал и его обсуждение

Тектоноструктурные исследования проводились на площади поисково-разведочных работ в 1983–88 гг., где были обнаружены пункты золоторудной минерализации, и на территории южнее нее (см. рис. 1). Здесь, на возвышенности дочетвертичного палеорельефа, в естественных обнажениях и расчистках можно наблюдать разновидности горных пород, которые ранее [Сиваев, Горошко, 1988] рассматривались как образования нижней и средней шотозерских подтолщ, а также второй фазы интрузий комплекса Виртаюй (микроклин-плаггиоклазовые гранитные пегматиты). В статье приводятся сведения лишь об особенностях деформационной структуры амфиболитов, вскрытых железнодорожной врезкой, а также расчистками к северу и к югу от нее (см. рис. 1).

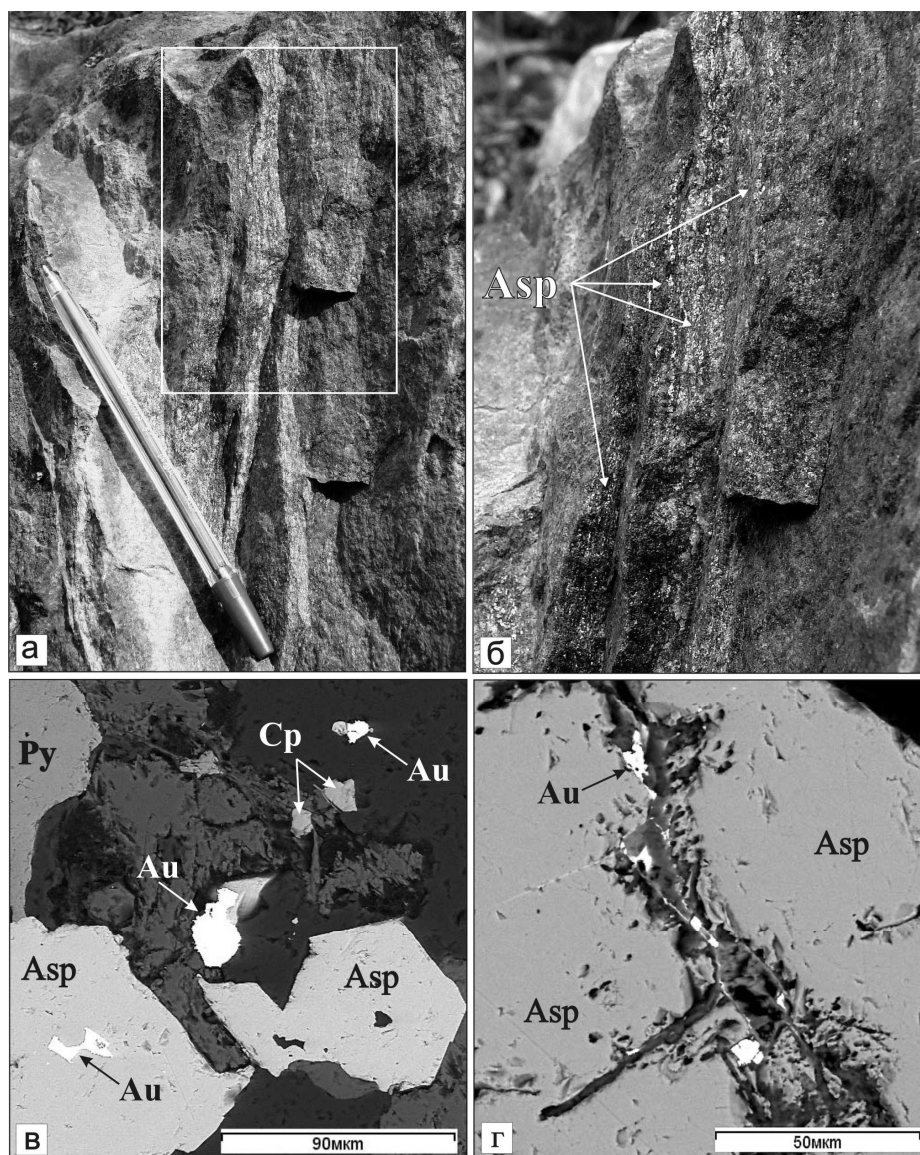


Рис. 2. Рудная минерализация в рассланцованных амфиболитах:

**а** – пункт золоторудной минерализации в северном борту железнодорожной выемки: белым прямоугольником выделено место отбора образца, показанное в ином ракурсе и с большим увеличением на фотографии **б**, длина шариковой ручки  $\approx 15$  см; **б** – распределение сульфидов (светлые сегрегации – преимущественно арсенопирит) конформно плоскостям субмеридиональной сланцеватости амфиболита; **в**, **г** – ассоциации рудных минералов в образце (аншлиф, BSE-изображение: микроскоп «VEGA II LSH», микроанализатор «INCA Enerdgy 350»): **в** – арсенопирит (Asp), пирит (Py), халькопирит (Cr), золото (Au) в арсенопирите (Au – 92,25 %, Ag – 7,75 %) и «свободное» (Au – 92,62–92,49 %, Ag – 7,38–7,51 %.); **г** – золото (Au – 94,34 %, Ag – 5,66 %) и висмутовая фаза (висмутин ?) – неподписанные белые зерна и тонкие жилки во вмещающем зерне арсенопирита

Для исследованной площади характерен ярко выраженный доминирующий сдвиговый механизм деформации горных пород. Их эндогенная субплоскостная анизотропия проявлена в виде сланцеватости, маркируемой различными минеральными новообразованиями (амфибол, биотит, хлорит и др.), дифференционной полосчатости, морфологически разнообразных сдвиговых зон, жильных обособлений, «залеченного» кливажа. Обилие визуально сходных структур-

ных элементов с близкой пространственной ориентировкой затрудняет полевую оценку их возрастных соотношений и принадлежности к тем или иным парагенезисам.

Признаки тектонического контроля локализации оруденения вполне очевидны. Так, например, в северном борту железнодорожной выемки, в одном из пунктов золотой минерализации (GPS-координаты (WGS 84): N61°50'18", E032°54'19,4") сопутствующие золоту сульфиды в амфиболитах

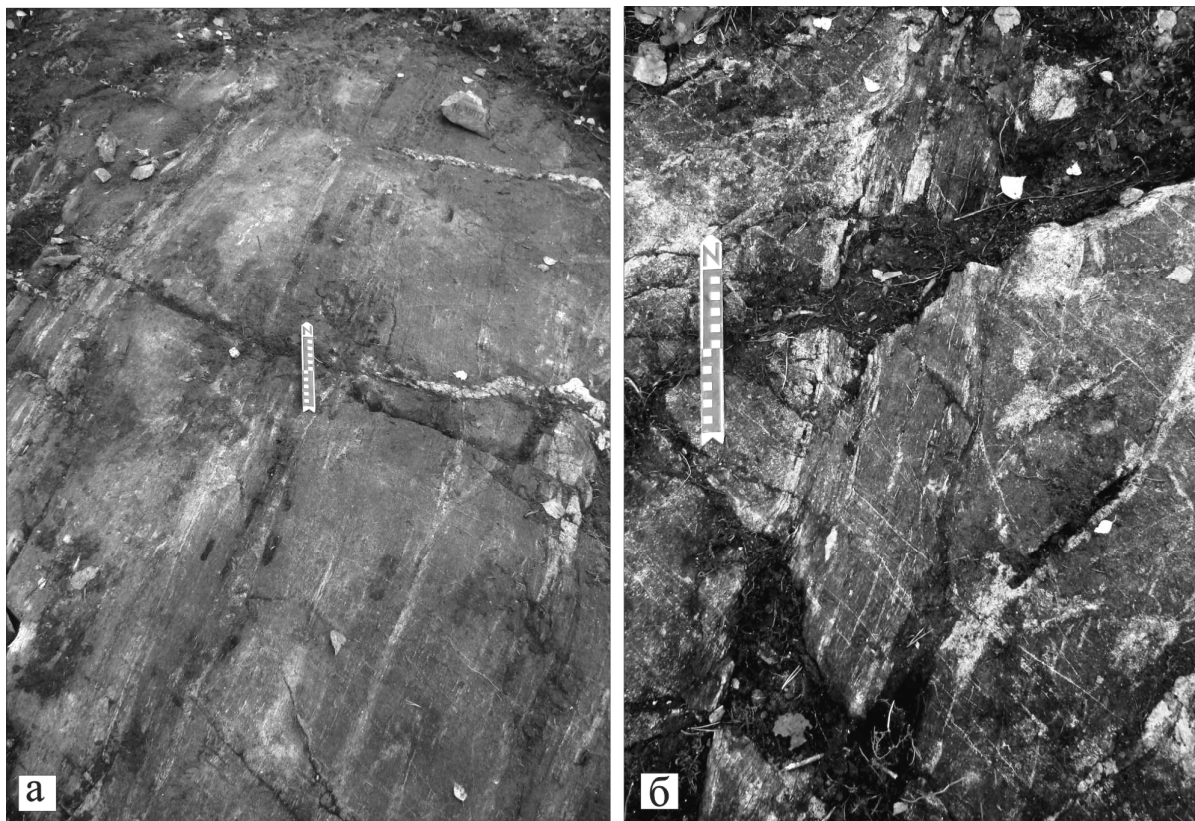


Рис. 3. Зоны сдвиговой деформации в апогаббровых амфиболитах, контролирующие рудную минерализацию: **а** – субмеридиональная (ССВ  $\approx 20^\circ$ ) зона тонкого рассланцевания, видимая мощность – не менее 3 м; **б** – субмеридиональная сдвиговая зона в апогаббровых амфиболитах (направление главного сдвига –  $13^\circ \angle 53^\circ / \text{СЗ}$ ) и «наложенные» на нее сколы северо-западного простирания, маркируемые лейкократовым материалом; вид сверху; масштабная линейка ориентирована на север, цена деления – 1 см

распределяются конформно плоскостям крутопадающей субмеридиональной сланцеватости и маркируют их (рис. 2). Во многих расчистках выходов коренных пород можно наблюдать, что макроскопически различимая сульфидная вкрапленность (арсенопирит, кобальтин, пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит) сосредоточена в зонах сдвиговой деформации с интенсивным рассланцеванием амфиболитов (рис. 3) и отсутствует в обрамляющих породах.

Наиболее отчетливо проявлена связь процессов рудогенеза со сдвиговыми зонами субмеридионального простирания (см. рис. 3). В субмеридиональном ( $\approx \text{СВ } 10\text{--}15^\circ$ ) створе точек золото-сульфидной минерализации, в полосе, длина которой (между пунктами с GPS-координатами (WGS 84)  $N61^\circ50'19,4''$ ,  $E032^\circ54'20,1''$  («канавка № 189») и  $N61^\circ50'11,8''$ ,  $E032^\circ54'18,4''$ ) составляет около 150 м, а ширина – 15–20 м, сосредоточены пространственно сближенные дискретные субмеридиональные зоны сдвиговых дислокаций и сульфидной минерализации амфиболитов. Похожие сдвиговые деформации развиты в амфиболитах и в 70–80 м западнее.

При полевых исследованиях получены фактические данные о пространственной ориентировке базисных участков структурных элементов амфиболитов (рис. 4, а), их возрастных соотношениях и минеральном выполнении, т. е. собран исходный материал, необходимый для структурно-парагенетического анализа.

С учетом специфики тектонических деформаций для анализа применен метод идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором модельного парагенезиса [Ручьев, 2008; 2009а, б; 2012]. Он основан на представлениях о пространственной ориентировке элементов идеализированного сдвигового структурного парагенезиса (ИССП), описываемых тектонофизической моделью средней части зоны скалывания [Гинтов, Исай, 1988], а прототипом его является метод структурных парагенезисов [Гинтов, 2005] (ранее – метод усредненных характеристик [Гинтов, Исай, 1988]). Отличия выбранного метода от прототипа – иной инструментарий, а также принятое ограничение, устраняющее произ-

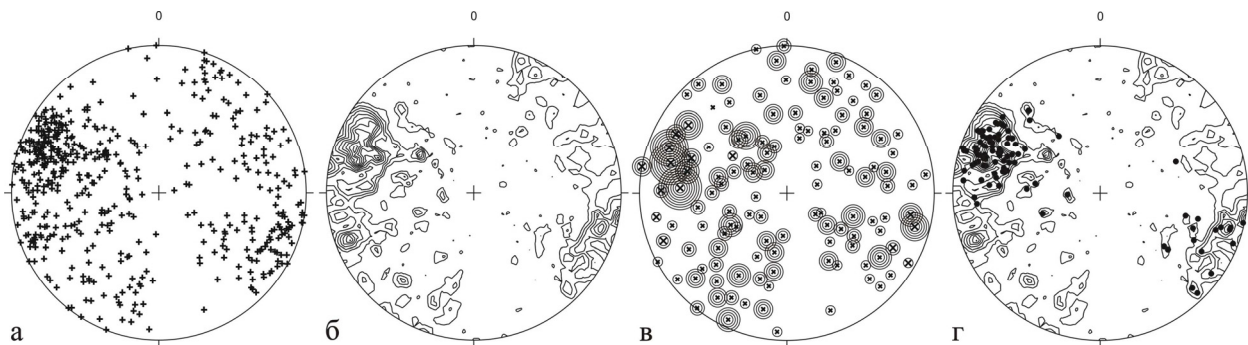


Рис. 4. Пространственная ориентировка эндогенных субплоскостных структурных элементов амфиболитов:

**а** – гномостереографические проекции базисных участков структурных плоскостей, 513 замеров; **б** –  $\pi S$ -диаграмма, построенная с помощью программы «StereoNet» (Version 2.02) в режиме максимальной детальности (cosine exponent – 1000, Grid Resolution – 30), 513 замеров, изолинии значений функции случайного распределения – 1,3–2,6...13; **в** – максимумы функции распределения (косые кресты), они же – гномостереографические проекции статистических структурных плоскостей; крупными значками показаны проекции плоскостей, отвечающих наиболее часто встречающимся структурным элементам; число концентрических кругов вокруг точек максимумов равно числу сдвиговых парагенезисов, в которых участвуют соответствующие кинематические плоскости, и на единицу больше числа фаз тектонической активизации этих плоскостей; **г** – сопоставление ориентировки субплоскостных структурных элементов рудоконтролирующих сдвиговых зон (гномостереографические проекции – черные кружки, 94 замера) с ориентировкой всех структурных элементов амфиболитов; равноугольная стереографическая проекция, верхняя полусфера

вольность конечных выводов: с использованием критерия закономерности угловых соотношений элементов ИССП возможно корректное обоснование парагенетичности только трех и большего числа статистических плоскостей. Метод позволяет выявлять природные сдвиговые парагенезисы структурных элементов, идентифицировать их, вычислять угол скалывания горных пород в природных условиях сдвиговой деформации, реконструировать пространственную ориентировку потенциальных (не наблюдавшихся) структурных элементов и осей главных нормальных напряжений.

Эндогенная субплоскостная анизотропия амфиболитов характеризуется сложной  $\pi S$ -диаграммой (рис. 4, б), позволяющей в режиме максимальной детальности обработки исходных данных выделить сто двадцать семь максимумов предпочтительной пространственной ориентировки структурных элементов (рис. 4, в).

В результате анализа диаграммы гномостереографических проекций статистических плоскостей (см. рис. 4, в) выявлены 124 сдвиговых парагенезиса структурных элементов; из них идентифицированы 105 (табл. 1); тип 19 парагенезисов (табл. 2) определить не удалось. Установлен факт функционирования одних и тех же плоскостей в составе различных эндогенных сдвиговых парагенезисов, что свидетельствует о многократной тектонической активизации структурных элементов горных пород (см. рис. 4, в).

С учетом пространственной ориентировки плоскости главного сдвига (L) в географических координатах идентифицированные парагенезисы (см. табл. 1) подразделяются на четыре условные группы: северо-западные (СЗ 293–337°), субмеридиональные (СЗ 338° – СВ 22°), северо-восточные (СВ 23–67°) и субширотные (СЗ 270–292°, СВ 68–90°). К северо-западным относится 23 парагенезиса (21,9 % от общего числа), к субмеридиональным – 35 (33,33 %), к северо-восточным – 36 (34,29 %), к субширотным – 11 (10,48 %).

Полученные результаты (см. рис. 4, б; табл. 1) позволяют выделить наиболее значимые в строении геологического объекта парагенезисы структурных элементов. Они относятся преимущественно к группам структур северо-восточного и субмеридионального простираения. Группа главных субмеридиональных сдвиговых зон включает потенциальные и наблюдавшиеся локальные структуры со статистическими элементами залегания, такими же, как у соответствующих L-сколов:  $14,1^\circ \angle 78,2^\circ$  СЗ (см. табл. 1, парагенезисы № 12, 28, 58, 96),  $19,6^\circ \angle 69^\circ$  СЗ (см. табл. 1, № 5, 23),  $20,9^\circ \angle 81^\circ$  СЗ (см. табл. 1, № 69, 91),  $10^\circ \angle 89,9^\circ$  СЗ (см. табл. 1, № 6, 92),  $10,1^\circ \angle 81^\circ$  ЮВ (см. табл. 1, № 32, 68). К группе главных северо-восточных относятся сдвиговые зоны с элементами залегания:  $27,9^\circ \angle 81^\circ$  СЗ (см. табл. 1, № 3, 15, 16),  $34,6^\circ \angle 78,1^\circ$  СЗ (см. табл. 1, № 19, 85),  $33,8^\circ \angle 47,8^\circ$  СЗ (см. табл. 1, № 22). В группе северо-западных наиболее статистически значимы сдвиговые зоны с падением  $218,4^\circ \angle 75^\circ$  (см. табл. 1, № 13).

Таблица 1. Идентифицированные парагенезисы структурных элементов в амфиболитах

№ п/п	Тип парагенезиса	α <sub>0</sub>	Характер сдвига	Ориентировка статистических структурных элементов сдвигового парагенезиса				
				L	R'	R	P	T
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	R'RL	39	↺	44,4/87/C3	307,8/89,6/Ю3	50,7/86,9/C3	-	-
2	R'PT	39	↺	-	306,5/84,1/CB	-	38,5/84/ЮВ	88,9/89,8/C3
3	R'PL	38	↺	<b>27,9/81/C3</b>	290,6/87/CB	-	<b>20,9/81/C3</b>	-
4	R'PL	38	↺	<b>11,8/69,2/C3</b>	290,6/87/CB	-	<b>19,6/69/C3</b>	-
5	R'RL	38	↺	<b>19,6/69/C3</b>	294,8/87,1/Ю3	<b>11,8/69,2/C3</b>	-	-
6	R'PL	37	↺	<b>10/89,9/C3</b>	292,9/39,2/Ю3	-	<b>15/83,9/ЮВ</b>	-
7	R'RL	37	↺	297,9/84,1/CB	35,3/36,1/C3	293,1/78,2/CB	-	-
8	R'PT	35	↺	-	303,4/81,1/Ю3	-	<b>34,6/78,1/C3</b>	88,9/89,8/C3
9	R'PL	34	↺	36,7/27,3/ЮВ	47,8/52,1/C3	-	38,8/38,7/ЮВ	-
10	R'RL	34	↺	349/56,9/CB	342/44,5/Ю3	348,4/69,1/CB	-	-
11	RTL	34	↺	36,7/27,3/ЮВ	-	38,8/38,7/ЮВ	-	42,5/72,1/ЮВ
12	PTL	33	↺	<b>14,1/78,2/C3</b>	-	-	<b>10/89,9/C3</b>	35,3/36,1/C3
13	R'RL	33	↺	<b>308,4/75/Ю3</b>	38,8/38,7/ЮВ	300,1/66,1/Ю3	-	-
14	R'RL	32	↺	276,2/57,2/CB	<b>14,1/78,2/C3</b>	80,2/56,9/C3	-	-
15	R'PL	31	↺	<b>27,9/81/C3</b>	281,4/77,9/Ю3	-	<b>14,1/78,2/C3</b>	-
16	R'RL	31	↺	<b>27,9/81/C3</b>	308,4/75/Ю3	<b>14,1/78,2/C3</b>	-	-
17	R'RL	31	↺	47,2/62,8/C3	344,6/24,1/CB	54,4/50,9/C3	-	-
18	R'RL	31	↺	315,3/74,7/CB	34,8/75/ЮВ	330/72,7/CB	-	-
19	R'RPL	31	↺	<b>34,6/78,1/C3</b>	293,1/78,2/CB	49,1/74,9/C3	<b>20,9/81/C3</b>	-
20	R'RL	30	↺	329,9/32,7/Ю3	330/72,7/CB	303,1/47,6/Ю3	-	-
21	R'RL	29	↺	64,2/41,9/C3	<b>10,1/81/ЮВ</b>	47,8/52,1/C3	-	-
22	R'RL	29	↺	<b>33,8/47,8/C3</b>	316,8/80,7/Ю3	12,5/50,9/C3	-	-
23	R'RL	28	↺	<b>19,6/69/C3</b>	307,8/89,6/Ю3	2,6/71,9/C3	-	-
24	R'RL	27	↺	321,2/61,8/Ю3	307,6/47,6/CB	316,8/80,7/Ю3	-	-
25	R'PL	25	↺	344,6/24,1/CB	89,6/74,8/C3	-	30,2/30,1/ЮВ	-
26	R'PL	25	↺	49,1/74,9/C3	287,2/63/Ю3	-	30,1/63/C3	-
27	R'RL	25	↺	88,9/89,8/C3	329,8/45,1/CB	282,2/75/CB	-	-
28	R'RTL	25	↺	<b>14,1/78,2/C3</b>	85,5/84/C3	<b>34,6/78,1/C3</b>	-	59/81,1/C3
29	R'RL	24	↺	314,5/68,7/Ю3	344/63,1/CB	332,1/81/CB	-	-
30	R'RL	24	↺	338,5/63,1/Ю3	340,9/48,1/CB	<b>338,7/84/Ю3</b>	-	-
31	R'RL	24	↺	306,5/84,1/CB	64,2/41,9/C3	291,3/69,2/CB	-	-
32	R'RL	24	↺	<b>10,1/81/ЮВ</b>	30,1/29,8/C3	<b>14,1/78,2/C3</b>	-	-
33	R'RL	23	↺	38,5/84/ЮВ	329,8/45,1/CB	22,3/68,9/ЮВ	-	-
34	R'RL	23	↺	288,9/48,1/CB	330/75/Ю3	305,5/65,9/CB	-	-
35	R'RL	23	↺	274/86,8/Ю3	317,4/26,9/Ю3	280,9/65,9/Ю3	-	-
36	R'RL	23	↺	294,8/87,1/Ю3	2,6/71,9/C3	316,8/80,7/Ю3	-	-
37	R'RL	23	↺	34/47,8/ЮВ	85,5/84/C3	55,2/61,9/ЮВ	-	-
38	R'RL	22	↺	352,7/87/CB	35,3/36,1/C3	2,6/71,9/C3	-	-
39	R'RL	22	↺	54,4/50,9/C3	281,4/77,9/Ю3	74,5/68,8/C3	-	-
40	R'RL	22	↺	58,5/56,9/ЮВ	318,2/29,9/CB	38,8/38,7/ЮВ	-	-
41	R'PL	21	↺	49,1/74,9/C3	38,8/38,7/ЮВ	-	54,4/50,9/C3	-
42	R'RL	21	↺	319,4/69,1/CB	325,9/44,9/Ю3	321,6/86,9/Ю3	-	-
43	R'RL	21	↺	319,4/69,1/CB	63,3/33,1/C3	301,8/51,3/CB	-	-
44	R'P(T)L	21	↺	<b>11,8/69,2/C3</b>	300,1/66,1/Ю3	-	<b>34,6/78,1/C3</b>	321,2/61,8/Ю3
45	RTL	21	↺	38,5/84/ЮВ	-	39/59,6/ЮВ	-	38,8/38,7/ЮВ
46	R'PL	20	↺	281,4/81/CB	348,4/69,1/CB	-	78/89,8/C3	-
47	R'P(T)L	20	↺	45,2/84/ЮВ	63,3/33,1/C3	-	39/59,6/ЮВ	54,4/50,9/C3
48	R'RL	20	↺	57,5/71,9/C3	307,6/47,6/CB	80,2/56,9/C3	-	-
49	R'RL	20	↺	287,2/63/Ю3	307,9/56,6/CB	294,8/87,1/Ю3	-	-
50	R'RL	20	↺	300,1/66,1/Ю3	36,7/27,3/ЮВ	281,8/44,9/Ю3	-	-
51	R'RL	20	↺	47,2/62,8/C3	290,6/87/CB	74,5/68,8/C3	-	-
52	R'RPL	19	↺	85,5/84/C3	20,9/81/C3	59/81,1/C3	290,6/87/CB	-
53	RTL	18	↺	12,5/50,9/C3	-	<b>14,1/78,2/C3</b>	-	<b>15/83,9/ЮВ</b>
54	R'RPL	18	↺	331,9/89,6/Ю3	281,8/44,9/Ю3	314,5/68,7/Ю3	348,4/69,1/CB	-
55	R'RL	18	↺	45/24/C3	50,7/86,9/C3	47,8/52,1/C3	-	-
56	R'RL	18	↺	292,9/39,2/Ю3	2,6/71,9/C3	303,1/47,6/Ю3	-	-
57	R'RL	18	↺	<b>11,8/69,2/C3</b>	19,5/51/ЮВ	<b>15/83,9/ЮВ</b>	-	-
58	R'RL	18	↺	<b>14,1/78,2/C3</b>	48,8/47,9/ЮВ	<b>27,5/78,1/ЮВ</b>	-	-
59	R'RL	17	↺	34,8/75/ЮВ	0,1/53,9/C3	<b>20,9/81/C3</b>	-	-
60	R'RL	17	↺	283/41,8/CB	297,7/77,8/Ю3	291,3/69,2/CB	-	-
61	R'RL	17	↺	312,6/83,9/CB	14,4/69/ЮВ	339,9/74,9/CB	-	-

62	R'RL	17	У	296,4∠75,2/СВ	281,8∠44,9/ЮЗ	290,6∠77,7/ЮЗ	-	-
63	R'PL	17	У	34,8∠75/ЮВ	275,2∠32,8/ЮЗ	-	<b>20,9∠81/СЗ</b>	-
64	R'PL	16	У	34,8∠75/ЮВ	279,5∠57/ЮЗ	-	<b>10∠89,9/СЗ</b>	-
65	R'PL	16	У	343,9∠78/ЮЗ	19,5∠51/ЮВ	-	326,6∠53,7/ЮЗ	-
66	R'RL	16	У	353,2∠23,8/ЮЗ	<b>20,9∠81/СЗ</b>	12,5∠50,9/СЗ	-	-
67	R'RTL	15	У	89,6∠74,8/СЗ	294,9∠51,1/ЮЗ	281,4∠77,9/ЮЗ	-	287,2∠63/ЮЗ
68	R'PL	14	У	<b>10,1∠81/ЮВ</b>	47,8∠52,1/СЗ	-	349∠56,9/СВ	-
69	R'PTL	14	У	<b>20,9∠81/СЗ</b>	45∠24/СЗ	-	14,4∠69/ЮВ	35,3∠36,1/СЗ
70	R'RL	14	У	350,8∠63/ЮЗ	294,8∠87,1/ЮЗ	318,1∠75,3/ЮЗ	-	-
71	R'RL	14	У	59∠81,1/СЗ	45∠24/СЗ	54,4∠50,9/СЗ	-	-
72	R'RL	14	У	330∠72,7/СВ	303,1∠47,6/ЮЗ	330∠75/ЮЗ	-	-
73	R'RL	14	У	19,5∠51/ЮВ	2,6∠71,9/СЗ	<b>10,1∠81/ЮВ</b>	-	-
74	R'RL	14	У	303,4∠81,1/ЮЗ	80,2∠56,9/СЗ	282,2∠75/СВ	-	-
75	R'RL	13	У	7,6∠48,2/СЗ	300,1∠66,1/ЮЗ	326,6∠53,7/ЮЗ	-	-
76	R'RL	13	У	342∠44,5/ЮЗ	74,9∠36,1/СЗ	30,1∠29,8/СЗ	-	-
77	R'RL	13	У	315,3∠74,7/СВ	279,5∠57/ЮЗ	297,7∠77,8/ЮЗ	-	-
78	R'RL	13	У	317,4∠26,9/ЮЗ	54,4∠50,9/СЗ	30,1∠29,8/СЗ	-	-
79	R'RL	13	У	32,9∠57,1/ЮВ	2,6∠71,9/СЗ	<b>15∠83,9/ЮВ</b>	-	-
80	R'RL	13	У	350,8∠63/ЮЗ	63,3∠33,1/СЗ	21,4∠42,2/СЗ	-	-
81	R'RL	12	У	45∠24/СЗ	2,6∠71,9/СЗ	12,5∠50,9/СЗ	-	-
82	R'PL	12	У	0,1∠53,9/СЗ	275,2∠32,8/ЮЗ	-	<b>20,9∠81/СЗ</b>	-
83	R'PL	12	У	<b>10∠89,9/СЗ</b>	329,8∠45,1/СВ	-	30,1∠63/СЗ	-
84	R'PL	11	У	39∠59,6/ЮВ	292,9∠39,2/ЮЗ	-	<b>15∠83,9/ЮВ</b>	-
85	R'RL	11	У	<b>34,6∠78,1/СЗ</b>	<b>338,7∠84/ЮЗ</b>	1,1∠81/СЗ	-	-
86	R'RL	11	У	7,6∠48,2/СЗ	<b>27,5∠78,1/ЮВ</b>	<b>20,9∠81/СЗ</b>	-	-
87	R'RL	11	У	30,2∠30,1/ЮВ	<b>15∠83,9/ЮВ</b>	18,5∠63/ЮВ	-	-
88	R'RL	11	У	356,1∠68,9/СВ	58,5∠56,9/ЮВ	32,9∠57,1/ЮВ	-	-
89	R'RL	11	У	305,9∠75/СВ	74,9∠36,1/СЗ	281,4∠48,4/СВ	-	-
90	R'PL	10	У	46,2∠78,1/ЮВ	80,2∠56,9/СЗ	-	19,5∠51/ЮВ	-
91	R'RL	10	У	<b>20,9∠81/СЗ</b>	58,5∠56,9/ЮВ	42,5∠72,1/ЮВ	-	-
92	R'PL	9	У	<b>10∠89,9/СЗ</b>	316,8∠80,7/ЮЗ	-	45,2∠84/ЮВ	-
93	R'PL	8	У	356,1∠68,9/СВ	326,6∠53,7/ЮЗ	-	19,5∠51/ЮВ	-
94	R'RL	8	У	19,5∠51/ЮВ	34,6∠78,1/СЗ	30∠87,1/ЮВ	-	-
95	R'RL	7	У	321,2∠61,8/ЮЗ	<b>14,1∠78,2/СЗ</b>	2,6∠71,9/СЗ	-	-
96	R'RL	7	У	<b>14,1∠78,2/СЗ</b>	349∠56,9/СВ	356,1∠68,9/СВ	-	-
97	R'RL	7	У	356,5∠81/СВ	305,5∠65,9/СВ	319,4∠69,1/СВ	-	-
98	R'RL	6	У	46,2∠78,1/ЮВ	36,7∠27,3/ЮВ	38,8∠38,7/ЮВ	-	-
99	R'RL	6	У	312,6∠83,9/СВ	<b>1,1∠81/СЗ</b>	<b>349,4∠84,1/ЮЗ</b>	-	-
100	R'RL	6	У	21,4∠42,2/СЗ	30∠87,1/ЮВ	27,9∠81/СЗ	-	-
101	R'PL	6	У	<b>27,9∠81/СЗ</b>	34∠47,8/ЮВ	-	21,4∠42,2/СЗ	-
102	R'RL	5	У	69,7∠80,9/ЮВ	291,3∠69,2/СВ	282,2∠L75/СВ	-	-
103	R'PL	4	У	303,4∠81,1/ЮЗ	276,2∠57,2/СВ	-	303,1∠47,6/ЮЗ	-
104	R'RL	3	У	279,5∠57/ЮЗ	282,2∠75/СВ	281,4∠81/СВ	-	-
105	R'PL	2	У	48,8∠47,9/ЮВ	<b>10,1∠81/ЮВ</b>	-	292,9∠39,2/ЮЗ	-

Примечание. R', R, P, T, L – структурные элементы сдвигового парагенезиса, обозначенные символами, используемыми при описании ИССП [Гинтов, 2005; Гинтов, Исай, 1988];  $\alpha_0$  – угол скальвания; У – левосторонний, Ю – правосторонний сдвиг; жирным шрифтом и подчеркиванием выделены элементы залегания статистических плоскостей, отвечающих наиболее часто встречающимся структурным элементам; серым фоном выделены элементы залегания статистических плоскостей, отвечающих участкам сдвиговых зон с макроскопическими признаками рудной минерализации.

Рудоконтролирующие сдвиговые парагенезисы в условиях плохой обнаженности и избытия систем субплоскостных элементов анизотропии амфиболитов (см. табл. 1, 2), которые «накладываются» друг на друга и нередко имеют макроскопически сходное вещественное выполнение, корректно могут быть выделены лишь при детальном изучении минерального и химического состава образцов в различной степени измененных пород, целенаправленно отобранных в ходе полевых структурных наблюдений. Пока же фактический материал позволяет лишь «в первом

приближении» наметить потенциально металлогенически значимые парагенезисы.

Для предварительного определения статистических плоскостей, отвечающих структурным элементам, которые могли контролировать процессы рудогенеза, использован прием совмещения  $\pi S$ -диаграммы и диаграммы гномостереографических проекций структурных элементов сдвиговых зон с сульфидной минерализацией (рис. 4, г). Эти плоскости (см. табл. 1) преимущественно субмеридионального и северо-восточного простирания соответствуют большинству главных максимумов на  $\pi S$ -диа-

грамме (см. рис. 4, г). Они фигурируют в составе не менее пятидесяти парагенезисов (см. табл. 1), среди которых преобладают сформированные при субмеридиональном (42 % случаев) и северо-восточном (40 % случаев) направлениях главного сдвига. Часть этих парагенезисов, вероятно, отвечает пострудным фазам деформации и активизации рудоконтролирующих структурных элементов. Наиболее перспективными в отношении локализации гипо-, мезо-термальной золото-сульфидной минерализации представляются относительно высокотемпературные структурные парагенезисы.

Таблица 2. Неидентифицированные эндогенные парагенезисы структурных элементов в амфиболитах

№ п/п	Ориентировка статистических структурных элементов сдвигового парагенезиса		
1	349,4 $\angle$ 84,1/ЮЗ	49,1 $\angle$ 74,9/СЗ	306,5 $\angle$ 84,1/СВ
2	294,9 $\angle$ 51,1/ЮЗ	15 $\angle$ 83,9/ЮВ	58,5 $\angle$ 56,9/ЮВ
3	20,9 $\angle$ 81/СЗ	349,4 $\angle$ 84,1/ЮЗ	290,6 $\angle$ 87/СВ
4	10 $\angle$ 89,9/СЗ	281,8 $\angle$ 44,9/ЮЗ	1,1 $\angle$ 81/СЗ
5	15 $\angle$ 83,9/ЮВ	349,4 $\angle$ 84,1/ЮЗ	287,2 $\angle$ 63/ЮЗ
6	33,8 $\angle$ 47,8/СЗ	290,6 $\angle$ 77,7/ЮЗ	47,8 $\angle$ 52,1/СЗ
7	326,6 $\angle$ 53,7/ЮЗ	349,4 $\angle$ 84,1/ЮЗ	19,5 $\angle$ 51/ЮВ
8	39 $\angle$ 59,6/ЮВ	14,4 $\angle$ 69/ЮВ	318,1 $\angle$ 75,3/ЮЗ
9	339,9 $\angle$ 74,9/СВ	350,8 $\angle$ 63/ЮЗ	318,2 $\angle$ 29,9/СВ
10	27,5 $\angle$ 78,1/ЮВ	281,4 $\angle$ 77,9/ЮЗ	10,1 $\angle$ 81/ЮВ
11	19,6 $\angle$ 69/СЗ	356,5 $\angle$ 81/СВ	74,9 $\angle$ 36,1/СЗ
12	356,5 $\angle$ 81/СВ	74,9 $\angle$ 36,1/СЗ	348,4 $\angle$ 69,1/СВ
13	338,7 $\angle$ 84/ЮЗ	316,8 $\angle$ 80,7/ЮЗ	45,2 $\angle$ 84/ЮВ
14	20,9 $\angle$ 81/СЗ	303,1 $\angle$ 47,6/ЮЗ	281,8 $\angle$ 44,9/ЮЗ
15	308,4 $\angle$ 75/ЮЗ	293,1 $\angle$ 78,2/СВ	63,3 $\angle$ 33,1/СЗ
16	308,4 $\angle$ 75/ЮЗ	303,1 $\angle$ 47,6/ЮЗ	63,3 $\angle$ 33,1/СЗ
17	303,1 $\angle$ 47,6/ЮЗ	276,2 $\angle$ 57,2/СВ	30,1 $\angle$ 29,8/СЗ
18	47,8 $\angle$ 52,1/СЗ	38,8 $\angle$ 38,7/ЮВ	42,5 $\angle$ 72,1/ЮВ
19	356,5 $\angle$ 81/СВ	74,9 $\angle$ 36,1/СЗ	344 $\angle$ 63,1/СВ

Наблюдавшимся зонам сдвиговой деформации и рудной минерализации свойственны морфологические особенности пластичных (вязких) и хрупко-пластичных (хрупко-вязких) образований, характерных для температурного уровня амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой метаморфических фаций. «Наложённые» системы структурных элементов могут отличаться в большей степени выраженными признаками хрупкой деформации (см. рис. 3, б). Выделение группы предположительно сингенетичных рудному процессу высокотемпературных парагенезисов структурных элементов выполнено с использованием данных о величине угла скалывания (см. табл. 1) и сведений [Гинтов, 2005. С. 542] об его экспериментально установленных среднестатистических минимальных значениях (в условиях пластичности – 30°; в условиях умеренной хрупкости и пластичности – 25°). Двадцатипятиградусная величина угла скалывания принята за условный «рубеж», ограничивающий количе-

ство рассматриваемых далее парагенезисов (см. табл. 1, № 1–28).

В практическом отношении интересны парагенезисы, включающие часто наблюдавшиеся структурные элементы, дающие на  $\pi S$ -диаграмме (см. рис. 4, б) главные максимумы. Пространственная ориентировка L-сколов этих парагенезисов (см. табл. 1, № 3–5, 15, 16, 19, 23, 28) идентична ориентировке наиболее важных потенциальных рудоконтролирующих сдвиговых зон, что позволяет на уровне статистической точности прогнозировать элементы залегания последних: 14,1° $\angle$ 78,2° СЗ; 27,9° $\angle$ 81° СЗ; 19,6° $\angle$ 78,1° СЗ; 34,6° $\angle$ 78,1° СЗ; 11,8° $\angle$ 69,2° СЗ.

Рудоконтролирующий характер субмеридиональных сдвиговых зон (см. табл. 1, парагенезисы № 4, 5, 23, 28) подтверждается полевыми наблюдениями.

Сложнее ситуация с зонами северо-восточного простирания. На возможную связь рудогенеза с формированием предположительно наиболее высокотемпературного парагенезиса (см. табл. 1, № 3) указывает наличие в нем двух характерных для рудоконтролирующих структур плоскостей (L-скол – 27,9° $\angle$ 81°СЗ и R-скол – 20,9° $\angle$ 81°СЗ; R'-сколы при интенсивной сдвиговой деформации вязкой (пластичной) среды в границах сильно линейаризованных зон, как правило, не сохраняются, поэтому отвечающие им плоскости отсутствуют в статистической выборке структурных элементов рудоконтролирующих дислокаций). В парагенезисах других северо-восточных сдвиговых зон (см. табл. 1, № 15, 16, 19) тоже присутствуют характерные для рудоконтролирующих структур плоскости. Однако на участках интенсивного северо-восточного расщепления амфиболитов везде проявлены и «наложенные» дискретные субмеридиональные дислокации. Их формирование приводило к активизации ряда структурных плоскостей. Например, развитие субмеридиональных дислокаций (см. табл. 1, парагенезис № 28), ориентировка R-сколов которых точно соответствует плоскости главного сдвига в северо-восточных зонах деформации (см. табл. 1, № 19), могло стимулировать «оживление» L-сколов. Образование этих же дислокаций (см. табл. 1, № 28), вероятно, вызывало активизацию структурных элементов и в других северо-восточных зонах (см. табл. 1, № 15, 16). Тектоническая активизация могла сопровождаться рудоотложением. Таким образом, есть основания предварительно оценивать северо-восточные сдвиговые зоны как потенциально рудофокусирующие.

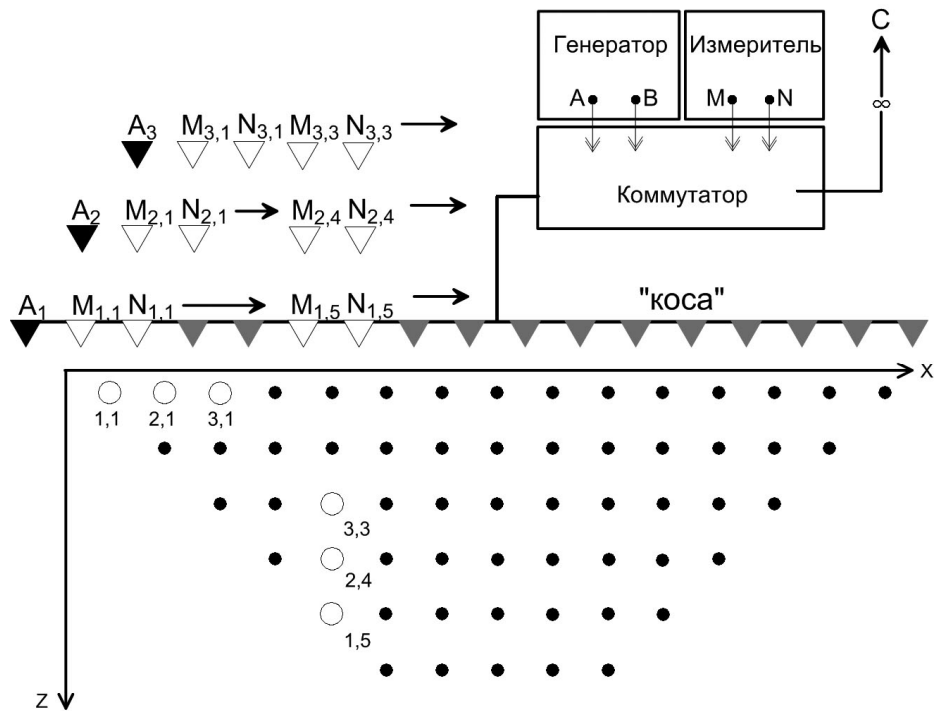


Рис. 5. Принципиальная схема методики электротомографии с использованием трехэлектродной установки

Геофизические исследования на площади к северу от железнодорожной линии (см. рис. 1) были нацелены на апробацию методики электротомографии сопротивления и вызванной поляризации (ВП), предназначенной для выявления и прослеживания рудоконтролирующих сдвиговых зон под четвертичными отложениями.

Электротомография является методическим подходом к схеме регистрации, обработке и интерпретации данных с использованием программных комплексов [Бобачев и др., 2007; Griffiths, Barker, 1993]. На стадии полевых наблюдений многократное использование большого числа одновременно заземленных электродов позволяет получить с одной расстановки до нескольких тысяч замеров, относящихся к разным глубинным уровням (рис. 5). Последовательное перемещение установки приводит к созданию массива данных, наиболее полно характеризующих геоэлектрический разрез. Степень детальности и глубинность исследования задаются шагом между электродами и общей геометрией их расстановки. Важной частью методики электротомографии является этап математической обработки. В настоящее время разработаны алгоритмы инверсии и программные средства [Dahlin, 1996; Loke, 2009 и др.], позволяющие моделировать геоэлектрический разрез.

Методика электротомографии не ограничивает выбор установки и позволяет работать практически всеми схемами, используемыми в методах сопротивления. Это дает возможность повысить чувствительность к различным объектам и ограничить влияние помех. В соответствии с предположением о субвертикальном залегании маломощных зон сдвиговых деформаций, имеющих, вероятно, пониженное сопротивление по сравнению с обрамляющими породами, была выбрана комбинация из двух встречных трехэлектродных установок A-MN и MN-B (pole-dipole). Она сочетает чувствительность к объектам такого типа с защищенностью от влияния приповерхностных неоднородностей, характеризуется высоким уровнем сигнала и значительной глубиной, превосходящей другие установки в 1,5–2,5 раза [Бобачев и др., 2007; Candansayar, Basokur, 2001; Dahlin, Zhou, 2004 и др.].

Полевые работы выполнены с использованием электроразведочной станции «Скала-48» и двух кос по 24 электрода в каждой. Линейный шаг между электродами составил 5 м, питающий электрод «С» был вынесен перпендикулярно профилю на 2 км. Этот приборный комплекс позволяет регистрировать кажущееся сопротивление горных пород, а также оценивать способность среды к поляризации под воздействием внешнего электромагнитного поля по параметру кажущейся заряжаемости  $C$  (мс), то есть дает

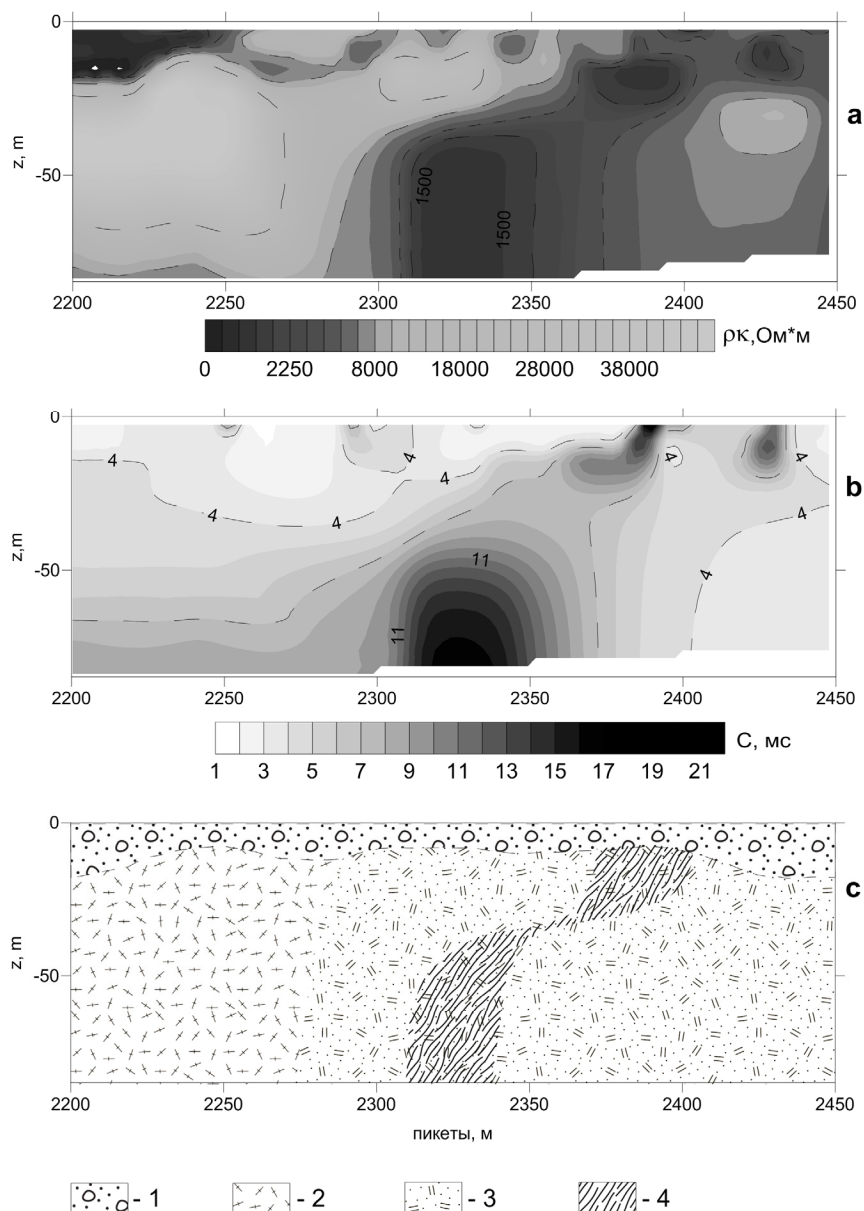


Рис. 6. Геоэлектрические разрезы кажущегося удельного сопротивления (а), заряжаемости (б) и результаты интерпретации (с):

1 – четвертичные отложения; 2, 3 – апогаббровые амфиболиты различной степени нарушенности; 4 – область рассланцевания

возможность выявить области развития вкрапленной электронпроводящей минерализации.

По результатам инверсии полевых данных построены геоэлектрические модели кажущегося удельного сопротивления  $\rho_k$  (рис. 6, а) и кажущейся заряжаемости С (рис. 6, б).

В приповерхностной части наблюдается весьма неоднородное распределение геофизических параметров, характеризующее покровные четвертичные отложения. Основная часть разреза имеет высокое удельное сопротивление и может быть условно разделена на восточную ( $\rho_k$  от 5000 до 15000 Ом\*м) и западную ( $\rho_k$  выше 15000 Ом\*м) области. Различия уровня удельного сопротивления, возможно, обусловлены изменчивым характером проявления метаморфических процессов. Величина

кажущейся заряжаемости, около 4 мс, остается весьма низкой по всему разрезу, что свидетельствует об отсутствии электронпроводящих минералов. В интервале между пикетами 2300–2400 м зафиксирована область аномального поведения обоих геофизических параметров. Наблюдается четкая корреляция нехарактерных для данных метаморфических пород низких величин  $\rho_k$  (менее 1000 Ом\*м) и относительно повышенных значений заряжаемости (до 20 мс). Аномально низкое удельное сопротивление при отсутствии сплошных проводящих геологических образований может свидетельствовать лишь о значительной степени нарушенности (рассланцованности, трещиноватости) и избыточной увлажненности коренных пород. При этом повышенная способность

пород к поляризации (заряжаемости) указывает на наличие распределенных в них проводящих минеральных фаз.

Выявленная аномальная область находится в створе системы субмеридиональных рудоконтролирующих сдвиговых зон, закартированных на сопредельной площади. В связи с этим вышеописанное изменение геофизических параметров может рассматриваться как геофизический критерий рудоконтролирующих зон в геологических условиях, свойственных исследованному объекту.

## **Заключение**

Рудоконтролирующие структуры золотосульфидного проявления «Новые Пески» представлены разномасштабными пространственно дискретными, на некоторых участках исследованной площади сближенными (эшелонированными) крутопадающими зонами сдвиговых дислокаций северо-восточного и, главным образом, субмеридионального простирания.

Выделены и идентифицированы эндогенные сдвиговые парагенезисы структурных элементов. Указаны наиболее вероятные главные синрудные парагенезисы и определены элементы залегания соответствующих им наблюдавшихся и потенциальных рудоконтролирующих сдвиговых зон.

Полученными материалами обосновывается вывод о сложности тектонической истории золоторудного объекта, современное строение которого является результатом полифазных сдвиговых деформаций.

Установлен факт многократной тектонической активизации субплоскостных структурных элементов горных пород. В металлогеническом аспекте процессы активизации могут играть как положительную, так и отрицательную роль. Оценка их влияния на благороднометалльный рудогенез – актуальная задача, решение которой будет иметь важное практическое значение.

Полифазность деформационных процессов, сопровождаемых активизацией структурных элементов, «наложением» и «телескопированием» локальных структур, чрезвычайно усложняет выяснение их возрастных соотношений. Для построения структурно-возрастной шкалы тектонических образований участка и района рудопроявления необходимы дополнительные исследования на более обширной территории по сравнению с изученной.

Выполненные геофизические исследования свидетельствуют о применимости методики электротомографии сопротивления и

вызванной поляризации в рассмотренных конкретных геологических условиях, а также о целесообразности такого подхода для выявления рудоконтролирующих структур в коренных породах, перекрытых толщей четвертичных отложений. Он позволяет: во-первых, выявлять зоны сдвиговых дислокаций по локальным аномалиям пониженного сопротивления, обусловленным повышенной трещиноватостью и обводненностью пород в зонах интенсивной деформации; во-вторых, делать обоснованные результаты анализа распределения параметров ВП выводы о наличии в зонах рудных компонентов. Преимуществом электротомографии по сравнению с классическими методиками наблюдения кажущегося сопротивления и поляризуемости является возможность геометризации аномального объекта путем построения геоэлектрических разрезов и их интерпретации.

*Авторы благодарят руководство и геологический коллектив ООО «Онега-Золото» за благожелательное и конструктивное сотрудничество.*

## **Литература**

Бобачев А. А., Яковлев А. Г., Яковлев Д. В. Электротомография – высокоразрешающая электроразведка на постоянном токе // Инженерная геология, 2007. № 3. С. 31–35.

Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.

Гинтов О. Б., Исая В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.

Кулешевич Л. В., Дмитриева А. В., Елисеев М. А., Лавров О. Б. и др. Минералогия рудных месторождений Карелии: минеральные ассоциации, типоморфизм и условия образования // Основные результаты научных исследований Института геологии КарНЦ РАН 2009–2012 по программе фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2008–2012 гг. VII. Науки о Земле. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С. 35–40.

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

Ручьев А. М. Новый подход к структурно-парагенетическому анализу рудоконтролирующих зон расланцевания (опыт исследования благороднометалльных объектов на территории Карелии) // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов: Тр. Всерос. науч. конф., посвящ. 90-летию юбилею чл.-корр. РАН Г. И. Горбунова. Апатиты. 17–18 нояб. 2008. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2008. С. 137–141.

*Ручьев А. М.* Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: материалы докладов Всероссийской конференции: в 2-х томах. Т. 1. М.: ИФЗ, 2009а. С. 93–98.

*Ручьев А. М.* Структурные особенности сдвиговых дислокаций, контролирующих благороднометалльную минерализацию и пегматитогенез в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс пород Балтийского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009б. Вып. 12. С. 65–87.

*Ручьев А. М.* Структурный анализ сдвиговых зон: новый метод, первые результаты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. Вып. 15. С. 115–124.

*Сиваев В. В., Горошко А. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые Улялегского массива гранитов рапакиви и его обрамления // Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50000 и средне-масштабного глубинного геологического картирова-

ния, проведенных Ведлозерской партией в 1983–88 гг. в Южной Карелии. Петрозаводск, 1988.

*Candansayar M. E., Basokur A. T.* Detecting small-scale targets by the 2D inversion of two-sided three-electrode data: application to an archaeological survey // Geophysical Prospecting, 2001. № 49. P. 40–58.

*Dahlin T.* 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. // First Break, 1996. № 14. P. 275–284.

*Dahlin T., Zhou B.* A Numerical Comparison of 2D Resistivity Imaging with Ten Electrode Arrays // Geophysical Prospecting, 2004. № 52. P. 379–398.

*Griffiths D. H., Barker R. D.* Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology // J. Appl. Geophysics, 1993. № 29. P. 211–226.

*Günther T.* Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D/3D Reconstruction of Resistivity Structures from DC Measurements PhD Thesis, University of Mining and Technology, Freiberg (Germany), 2005.

*Loke M. H.* Tutorial – 2D and 3D electrical imaging surveys. Malaysia: Geotomo Software, 2009. 124 p.

## **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:**

### **Ручьев Андрей Михайлович**

старший научный сотрудник,  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, г. Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: ruchyov@krc.karelia.ru  
тел.: 89214559451

### **Нилов Михаил Юрьевич**

младший научный сотрудник,  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, г. Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: mnilov@rambler.ru  
тел.: (8142) 780602

### **Ruch'yov, Andrey**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru  
tel.: 89214559451

### **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

## **BLACK SHALE OF ESTONIA: MOVING TOWARDS A FENNOSCANDIAN-BALTOSCANDIAN DATABASE**

**A. Soesoo, S. Hade**

*Institute of Geology at Tallinn University of Technology*

The occurrences of Cambro-Ordovician organic-rich black shale and their metamorphosed Precambrian and Lower Palaeozoic analogues have been known in Fennoscandia for a long time. These rocks show high concentrations of U, Mo, V, Zn, Pb, Ni and other metals. For example, Estonian uranium reserves have been estimated at 6.6 million tons ( $U_3O_8$ ). Apart from commercial interest, there are environmental aspects related to black shale. Early mining in Sweden and Estonia caused significant damage to environment. Black shale emanates radon, and the weathering of shale releases harmful elements into the soil and groundwater. As the Fennoscandian and Baltoscandian black shale provides a large lithological and geochemical variety of shale and meta-shale, there is need for a new and updated assessment and re-evaluation of this resource. Our proposal is to feed geological, geochemical and environmental information into the Fennoscandian-Baltoscandian Black Shale Database (FBSD) with browser-based visualization possibilities. The database gathers data on both Paleozoic and Precambrian rocks, and includes shale stratigraphy, resource, metal/element distribution, environmental impact assessment, soil and groundwater impact, etc. Some visualizations have been presented using Estonian graptolite argillites as an example.

**Key words:** black shale, graptolite argillite, resource, Estonia, Fennoscandia, database.

### **А. Соесоо, С. Хаде. ЧЕРНЫЙ СЛАНЕЦ В ЭСТОНИИ: НА ПУТИ К СОЗДАНИЮ ФЕННОСКАНДИНАВСКО-БАЛТОСКАНДИНАВСКОЙ БАЗЫ ДАННЫХ**

Проявления кембро-ордовикского обогащенного органическими веществами черного сланца и их метаморфизованные докембрийские и нижнепалеозойские аналоги давно известны в Фенноскандии. Для этих пород характерны высокие концентрации U, Mo, V, Zn, Pb, Ni и других металлов. К примеру, запасы урана в Эстонии оцениваются в 6,6 млн тонн ( $U_3O_8$ ). Кроме коммерческого интереса с черным сланцем связаны и экологические проблемы. Ранняя добыча в Швеции и Эстонии нанесла серьезный вред окружающей среде. Черный сланец излучает радон, а при выветривании черного сланца высвобождаются вредные элементы, которые попадают в почву и грунтовые воды. Поскольку черный сланец Фенноскандии и Балтоскандии представляет собой сланцы и метасланцы с разнообразными литологическими и геохимическими характеристиками, необходимо уточнить его ресурсы. Мы предлагаем создать Базу данных по черному сланцу Фенноскандии-Балтоскандии с геологической, геохимической и экологической информацией. В эту базу данных заносятся данные по палеозойским и докембрийским породам, включая такие характеристики сланцев, как стратиграфия, ресурсы, распределение металлов/элементов, оценка воздействия на окружающую среду, влияние на почвы и грунтовые воды и т. д. Представлены некоторые визуализации на примере граптолитовых аргиллитов Эстонии.

**Ключевые слова:** черный сланец, граптолитовый аргиллит, ресурсы, Эстония, Фенноскандия, база данных.

## Introduction

Shale is usually a fine-grained sedimentary rock containing organic matter and silt- and clay-size mineral grains that have accumulated together. Shale is characterized by fissility – it breaks along thin laminae, parallel layering or bedding texture that is less than one centimeter in thickness. Black shale commonly forms in anoxic or low oxygen conditions and contains unoxidized carbon and iron sulfides such as pyrite. Minor amounts of authigenic carbonate minerals, either dispersed in cements or in concretions, are characteristic features of many black shale units. Most black shale is marine in nature and may have areal extents of thousands of square kilometers. It typically requires conditions that are conducive to the accumulation of large quantities of organic matter, as well as slow accumulation rates to prevent the dilution of the accumulating metals. Metals may be derived from seawater, either directly or via pre-concentration in planktonic organisms. Unusual circulation patterns and volcanic ash deposition may enhance metal enrichments. There is currently no consensus on the source of metals and the genesis of black shale. It is plausible that several sources and mechanisms may be responsible in different black shale formations. Black shale is common in many Palaeozoic and Mesozoic strata worldwide including Fennoscandia and Baltoscandia. Black shale commonly contains abundant heavy and other metals. Its units may have beds enriched in metals by factors much greater than 50 for Ag, for example, and greater than 10 for Mo [Krauskopf, 1955]. Such increased concentrations of Ag, Mo, Zn, Ni, Cu, Cr, V, and less commonly Co, Se, and U are conspicuous features of only some black shale [Vine and Tourtelot, 1970]. There are black shales that are quite enriched in uranium, for example, the Estonian graptolite argillites and Swedish Alum shale are the main future resource of uranium for Europe.

### Black shale as a metal resource

Organic carbon-rich black shale has long been studied regarding the industrial interest in a variety of transition metals, especially Mo, Zn, Ni, Cu, Cr, V, Co, Pb, U, and Ag. These studies reveal a variety of metal sulfides in shale, and suggest that sulfide minerals are an integral part of the sediment diagenesis [e. g. Amstutz and Park, 1971; Vulimiri and Cheney, 1980; Hofmann, 1989; Schieber, 1991].

Besides these widespread, but low-grade metal deposits, shale is also host to some of the

world's largest economic deposits of copper, lead, and zinc. For example, the Kupferschiefer in Central Europe is probably one of the most well-known occurrences. Mined since the Middle Ages, the mining in Germany continued until very recently [e.g. Jung and Knitschke, 1976], and still continues in Poland. Although generally very thin, the Upper Permian Kupferschiefer is a transgressive black shale deposit that extends from Poland to Britain and covers an area in excess of 600,000 km<sup>2</sup>. Somewhat less extensive, and much less mined, black shale extends from the Syas River in Russia to Estonia, Sweden and to southern, central and northern Norway.

These occurrences of Middle Cambrian to Late Ordovician organic-rich black shale deposits in an extensive area of Sweden [Alum shale; Andersson et al., 1985], the Oslo region [Henningsmoen, 1960], Bornholm [Poulsen, 1966], Estonia (known as graptolite argillite or "Dictyonema shale" [Männil, 1966], and kukersite as proper oil shale), Poland [Szymariski, 1973] and northwest Russia [Baturin and Ilyin, 2013] have been known for a long time. The Alum shale, as well as graptolite argillite, contains remarkably high concentrations of trace metals such as U, Mo, V and Ni, but may also be locally enriched with REE, Cd, Au, Sb, As, Pt [Voolma et al., 2013; Hade and Soesoo, submitted]. The beds have historically been exploited for local uranium production in Sweden and Estonia. Kerogen in the black shale is of algal origin and the content of total organic carbon is mostly between 10–25 wt % [Andersson et al., 1985]. The mineral matter of the black shale is dominated by clay minerals, illite-smectite and illite [Pukkonen and Rammo, 1992; Lindgreen et al., 2000]. The high concentration of pyrite, which, together with kerogen, is thought to be the main carrier of some rare earth and other elements, is distinctive for black shale. The Alum shale and graptolite argillite form patches over extensive areas in the outskirts of the Baltica palaeocontinent [Andersson et al., 1985] – Baltoscandia and Fennoscandia. A possible spatial continuity of those complexes are the graphitic phyllites that are found in the tectonically disrupted allochthonous and autochthonous Caledonian complexes in central and northern Sweden and Norway [Sundblad and Gee, 1985]. The metal-enriched phyllites exhibit geochemical signatures similar to the unmetamorphosed black shale of Baltoscandia [Sundblad and Gee, 1985]. These geochemical similarities suggest that organic-rich mud might have accumulated over a wide geographic area and under fairly different depositional conditions – from pericratonic shallow marine settings to continental slope

environments. The black shale of Fennoscandia and the graptolite argillite (GA) of Estonia can thus be treated as metal ore and a twofold energy source (including U and shale oil); the rocks have a high scientific and significant economic value.

There are many known Paleozoic black shale deposits in various basins. The Silurian Zn-Pb deposits of Howards Pass (Canada) are also located in graptolite shale and contain in excess of 100x10<sup>6</sup> metric tons of ore [Gustavson and Williams, 1981]. Devonian representatives are the well-known Zn-Pb deposits of Rammelsberg and Meggen in Germany and the Selwyn Basin Pb-Zn deposits in the Yukon Territory (Canada) [Gardner and Hutcheon, 1985].

Some black shale is significantly enriched by noble metals, sometimes coupled with Mo- and Ni-bearing shale. For example, the Lower Cambrian black shale of southern China contains up to several hundred ppb's PGE's and Au in strata deposited as individual, metal-rich sulfide layers, 2–15 cm thick [Grauch et al., 1991]. Some of these elements in the Fennoscandian-Baltoscandian black shale may be of commercial value. In many Precambrian terrains metamorphosed sedimentary rocks, which were initially black shale, are known and also provide great economic interest.

Major base metal deposits in shale also occur in the Proterozoic of Australia, North America, and Africa. In Africa, the most prominent and best known are the deposits of the Zambian Copper Belt [Fleischer et al., 1976]. In Australia, there are several Pb-Zn-Ag deposits hosted in Proterozoic shale, such as Mt. Isa, Hilton, McArthur River, and Lady Loretta [Gustavson and Williams, 1981]. In North America, the known shale-hosted mineral deposits of Proterozoic age include the White Pine copper deposit in Michigan and the Sullivan Pb-Zn deposit in British Columbia [Gustavson and Williams, 1981].

The Fennoscandian Shield provides several good examples of metamorphosed metal-rich black shale of the Precambrian age [Yudovich and Ketris, 1988; Arkimaa et al., 1999]. A few are in active mining operation, several in exploration stage and many waiting to be discovered and exploited. The Talvivaara mine in Finland, with more than one-billion-ton resource, has been in production since 2008, by Talvivaara Mining Company Plc, and is the first mining operation collectively recovering NiCoCuZn(Mn)(U) by bioheapleaching polymetallic black shale. In the Viken area, Sweden, Continental Precious Minerals Inc. has estimated the uranium resource to be 1.05 billion lbs. of U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> in Alum shale and large amount of other metals.

The Geological Survey of Finland has compiled a distribution map of Precambrian

black shale in Finland, based on magnetic and apparent resistivity datasets [Arkimaa et al., 1999]. An extensive study of the Paleozoic Alum shale has previously been conducted in Sweden. The Geological Survey of Norway is compiling information about various aspects of black shale in the country. Russian scientists have also conducted drilling and studies of black shale (graptolite argillites) in the Leningrad oblast area. In Estonia, a compilation of existing and new geochemical studies has resulted in distribution maps of some elements and elemental resource calculation [see Hade and Soesoo, submitted; Voolma et al., 2013]. These results will be briefly presented here.

Apart from the commercial value of ore, there is another important aspect related to black shale – the environmental one. It has been known for a long time that the early mining in Sweden and Estonia has caused significant damage to environment and human health. However, mining is not the only cause of environmental impact. On or near the surface sedimentary black shale emanates radon, weathering of shale releases harmful elements into the soil and groundwater, and so on. It is only recently that we have started comprehending all the possible negative impacts related to this type of organic- and metal-rich shale. It is also important to note that metamorphosed Precambrian black shale also has an environmental impact – even if it is not mined. This sulfide-rich black shale weathers more easily and thus releases more harmful elements than most of types of rock in the Fennoscandian Shield. For example, a study of a small lake in a black shale area in Finland indicated that it has been acidified for 9,000 years already [Loukola-Ruskeeniemi et al., 1998].

Since the Fennoscandian Shield and Paleozoic Baltoscandia provide a large variety of black shale, with different genetic characteristics and metal, sulfur and carbon occurrences, and different environmental aspects, there is a need for a new and updated assessment and re-evaluation of this resource. Data should be gathered on both Paleozoic and Precambrian rocks and, at least, the following should be included: a) geographical/stratigraphical position and resource/reserve estimate, b) metal/element distribution, calorific value etc.; c) environmental and health impact assessment, soil and groundwater impact. The compiled data should be put in a database and visualized in geographical space, and made accessible to the public. Some black shale characteristics, in a format for the possible future database will be presented below, based on the Estonian graptolite argillite studies.

## Overview of Estonian graptolite argillite (black shale)

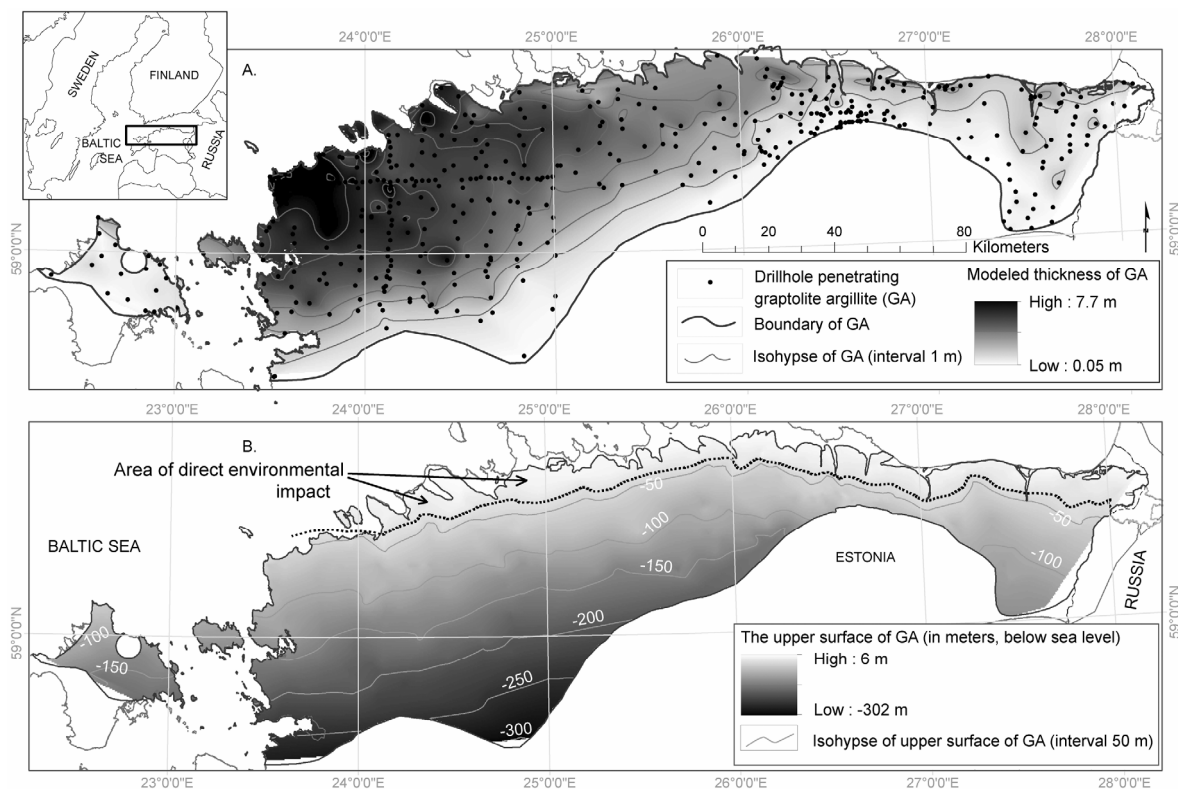
Compared to the Fennoscandian sedimentary and metamorphic black shale, the geological position and stratigraphic characteristics of Estonian black shale are very simple. Therefore, Estonia may be a good example on which to base the future Fennoscandian-wide compilation.

Organic-rich Early Ordovician marine metalliferous black shale – graptolite argillite (GA) lies beneath most of northern Estonia (Fig. 1). Historically, it was called “*Dictyonema* shale”, “*Dictyonema* argillite” or “alum shale.” The word *dictyonema* came from the benthonic root-bearing *Dictyonema flabelliforme*, which subsequently turned into planktonic nema-bearing *Rhabdinopora flabelliformis* [Erdtmann, 1986]. Here the term graptolite argillite is used, while “*Dictyonema* shale” is still used in Russian literature.

The graptolite argillite is fine-grained, unmetamorphosed, (sub-)horizontally lying and undisturbed, organic-rich (8–20 %) lithified clay (Türisalu Formation), which is commonly 0.5 to 6 m thick and belongs to the group of black shale of

sapropelic origin [Petersell, 1997; Voolma et al., 2013; Hade and Soesoo, submitted] (Fig 1, A). The graptolite argillite crops out in some places in Northern Estonia, in the klint area or in some narrow river valleys. Since the entire Estonian Lower Palaeozoic sedimentary section is inclined towards the south due to its geological position on the southern slope of Fennoscandian Shield [Soesoo et al., 2004], at the southwest end, the GA deposit lies at a depth of more than 250 meters (Fig. 1, B).

The Estonian GA is characterized by high to very high concentrations of U (up to 1200 ppm), Mo (1000 ppm), V (1600 ppm), Ni and other heavy metals, and is rich in N, S and O [Pukkonen and Rammo, 1992; Soesoo and Hade, 2012; Voolma et al., 2013]. High concentrations of certain elements may be potentially useful or hazardous. During the Soviet era, the GA was mined for uranium production at Sillamäe, in Northeast Estonia, between 1948 and 1952 [Veski and Palu, 2003]. A total of 22.5 tons of elemental uranium was produced from 272,000 tons of GA from an underground mine near Sillamäe. Between 1964 and 1991, approximately 73 million tons of GA was



**Fig. 1.** A. Thickness map of the Estonian graptolite argillites and location of the drill holes penetrating argillite layers (black dots). The thickness of GA was modeled by ArcInfo 10.1, based on the studied drill holes. For creating the thickness grid, the Natural Neighbor interpolation method was used, and the grid cell size is 400 meters. B. The depth of graptolite argillite (upper surface). Due to the location in the southern margin of the Precambrian Fennoscandian Shield GA layer is dipping southwards following the regional trend. As GA crops out in Northern Estonia, direct environmental impacts result

mined from a covering layer of phosphorite ore at Maardu, near Tallinn. The GA was mixed up with other overlying deposits, such as carbonate rocks, sandstone, glauconite sandstone, and Quaternary sediments, and piled into waste heaps.

Although the reserves of GA surpass those of Estonian kukersite (oil shale), it is of a quality too poor for energy production. The GA calorific value ranges from 4.2–6.7 MJ/kg [Pukkonen and Rammo, 1992] and the Fischer Assay oil yield is 3–5 % (for Estonian kukersite, it is about 30–47 %, for example [Veski and Palu, 2003]). The moisture content of fresh GA ranges from 11.9 to 12.5 %, while average composition of the combustible part is: C – 67.6 %, H – 7.6 %, O – 18.5 %, N – 3.6 % and S – 2.6 % [Lippmaa and Maremäe, 2000]. However, considering it is a low-grade oil source, its potential oil reserves are about 2.1 billion tons [Veski and Palu, 2003]. The Fennoscandian black shale together with Estonian GA is considered to be a potential energy reserve for the future.

The specific gravity of Estonian GA mostly varies between 1800 and 2500 kg/m<sup>3</sup> [Petersell, 1997]. The content of pyrite in GA is also highly variable, ranging from 1.5 % to 9.0 %, but concentrated between 2.4 % and 6 %. Pyrite forms fine-crystalline disseminations, thin interlayers and concretions of different forms and sizes. The diameter of the concretions is usually 2–3 cm. Some concretions are complex in structure and contain crystals of galenite, sphalerite and calcite.

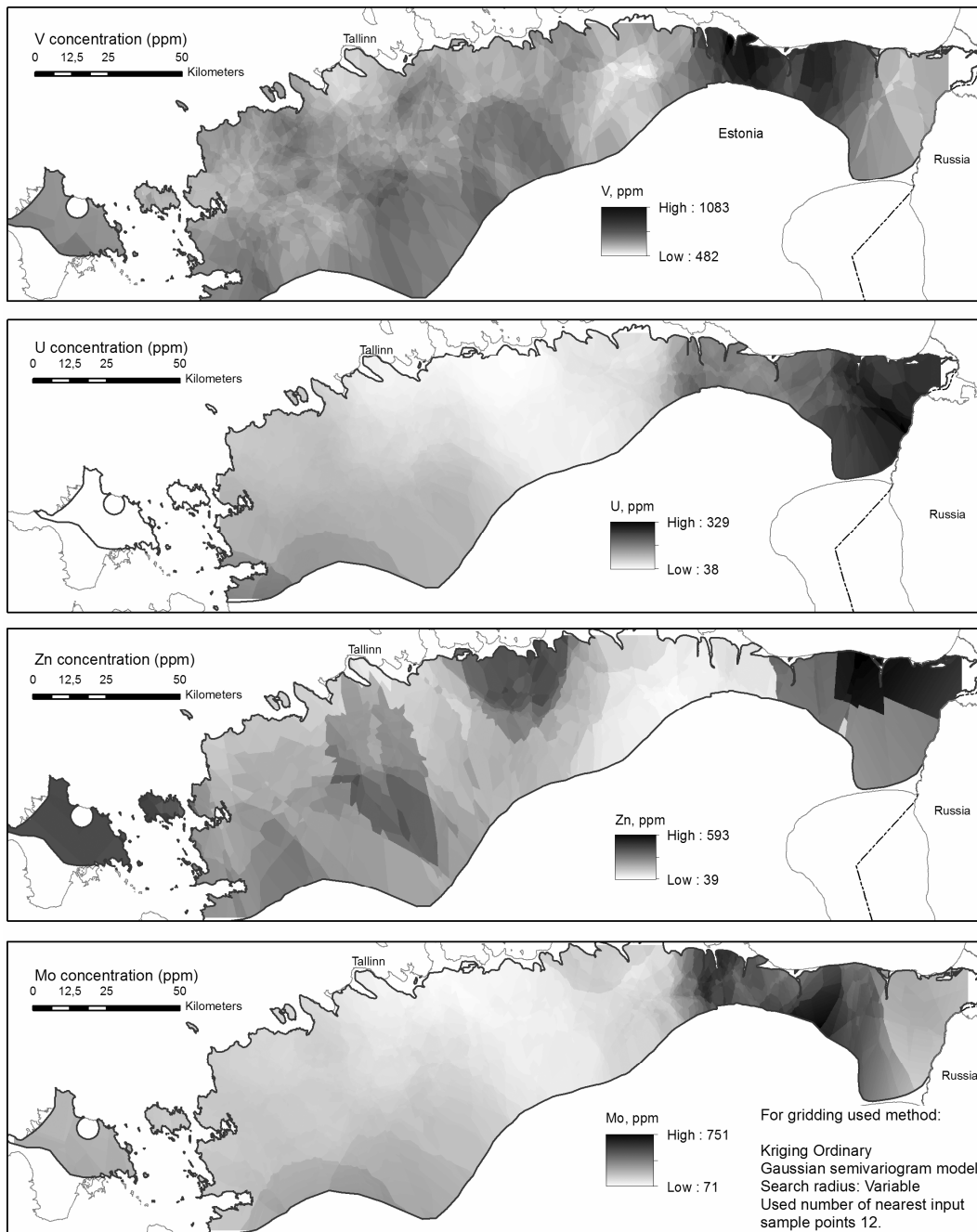
The mineral composition of GA is dominated by K-feldspar, quartz and clay minerals. In the lateral, as well as vertical, dimension, the contents of the major rock-forming minerals show slight, but pronounced variation patterns [Voolma et al., 2013]. It seems that a higher degree of sulphide mineralization within the GA is associated with the occurrence of silt interbeds. Those interbeds might also contain higher amount of other minor authigenic compounds typical of GA – phosphates (mainly apatite as biogenic detritus and nodules), carbonates (calcite and dolomite as cement and concretions), barite and glauconite. Organic matter, constituting about 15 % to 20 % of the GA, is sapropelic in origin [Pukkonen and Rammo, 1992] and rich in N, S and O. The ratio of C and H in OM is about 9. The concentration of S ranges between 2–6 %, of which 0.6–0.8 % is comprised of organic matter, ca. 0.3 % is sulphatic, and the remaining part is sulphitic S [Petersell et al., 1981]. Based on previous geochemical exploration [Pukkonen and Rammo, 1992; Voolma et al., 2013], three geochemical zones have been distinguished in the Estonian GA – the Western, Central and Eastern zones. These zones differ mainly in the concentration of metals, but also in lithology.

## **Estonian graptolite argillite resources**

Most of the geological information on the GA is obtained from basement mapping and exploration projects conducted by the Geological Survey of Estonia, which started in the 1950s. The vast amount of detailed information on the GA lithology and geochemistry was collected when Estonia's phosphorite resources were prospected in the 1980s. The previous estimates of the graptolite argillite reserves in Estonia range from 60 [Petersell, 1997] to 70 billion tons [Veski and Palu, 2003] and little is known about the calculation methods and the initial data (number of drill cores, etc.) that were used. Although practically no new data have been added during the last two decades, the GIS-based methods now allow us to obtain better estimates of the total resource and metal distribution [see Hade and Soesoo, submitted]. The combined database of 468 drill cores [Estonian Geological Survey & Estonian Land Board database, see at [www.maaamet.ee](http://www.maaamet.ee)] has been used as the initial data. The estimated area of the Estonian GA on the mainland and islands is 12,212.64 km<sup>2</sup>, with a corresponding volume of 31,919,259,960 m<sup>3</sup> [Hade and Soesoo, submitted]. For instance, Estonian oil shale – kukersite – occupies an area of 2.884 km<sup>2</sup>, and its reserves (proven and probable) are about 5 billion tons [Kattai and Lokk, 1998]. In order to calculate the total weight of the GA, the value of the specific gravity (density) is required. It is known [Petersell, 1997] that the density of the graptolite argillite varies to a great degree, mostly between 1,800 and 2,500 kg/m<sup>3</sup>. So, assuming an average density of 1,800 kg/m<sup>3</sup>, the total mass of GA is about 57.45 billion tons, while in case of 2500 kg/m<sup>3</sup> the mass is 79.80 billion tons. Assuming the average density to be 2100 kg/m<sup>3</sup>, the total weight of GA is about 67 billion tons, which is between the earlier estimates of 60 to 70 billion tons.

## **Metals in Estonian graptolite argillite**

The vertical and lateral geochemical heterogeneity in the GA has not been well understood, especially the scale of the heterogeneity and specific distribution pattern of the elements. Recently, a study on vertical geochemical heterogeneity based on two cross-sections has shown distinctive differences between the eastern and western part of the GA [Voolma et al., 2013]. The previous geochemical explorations revealed that the studied sequences demonstrate pronounced vertical variations in U, V, Mo, Zn and other element concentrations. The common distinctive feature



*Fig. 2.* Vanadium, uranium, zinc and molybdenum concentrations in the Estonian GA (in ppm) as modeled using calculated average drill core analyses. The element concentration surface was modeled with the Ordinary Kriging interpolation method using Gaussian semivariogram model (ESRI ArcInfo). Due to a small number of drill cores, U concentrations were not modeled for the western Estonian islands

of the sections is the occurrence of highest concentrations of the elements in the lower half of the section.

The distribution of U, Zn, Mo and V in the Estonian GA has been modeled and shown in Figure 2. The initial data were selected from the databases of the Geological Survey of Estonia and the Institute of Geology at TUT. These elemental concentration data represent the average concentrations in the GA in the drill core. The

central and western parts of the Eastern Zone show the highest concentrations for V and Mo, whereas V is also high in the southern part of the Eastern and Central Zones. Uranium shows the highest concentrations in the easternmost part of Estonia, while in Western Estonia the concentrations show medium values and the lowest values are characteristic of the Central Zone (Fig. 2). U distribution has not been modeled in the Estonian islands due to the small number of

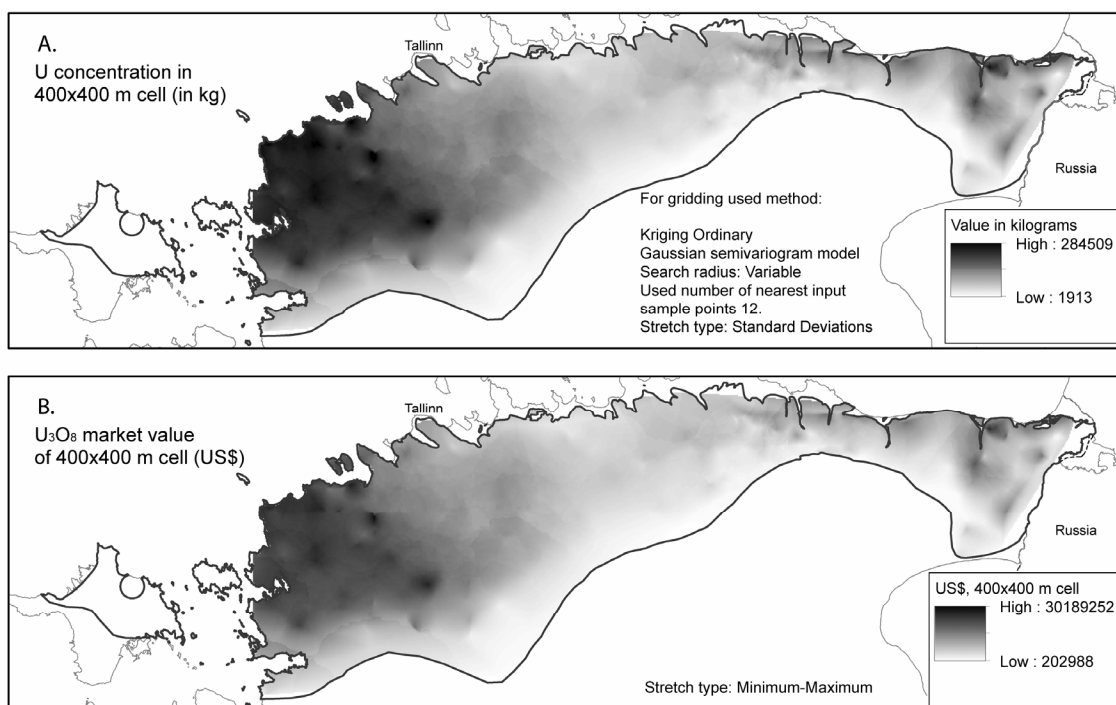


Fig. 3. A. Modeled uranium total concentrations (tonnage) in a cell of 400 m x 400 m at the thickness of the graptolite argillite. The specific gravity of GA is set at 2100 kg/m<sup>3</sup>. Note that the highest total uranium tonnage is observed in Western Estonia (up to 285 ton per cell), while elemental concentrations in ppm are the highest in Eastern Estonia. B. The market value of uranium oxide (U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) in a cell as calculated at 90 US\$ per kilogram

analyses. The high concentrations in the southwest corner may be an artifact of the model, since there are only a few drill cores available and those show locally high contents of U. Generally, it can be concluded that the concentration of most of the metals (except Zn) is relatively low in the Central Zone of the GA area.

However, it is important to emphasize that the available chemical data are relatively unevenly distributed across the area and the present geochemical generalization is informative, but must be taken with caution. There is very little data on the southern margin of the GA area, so the concentrations may vary, but due to its limited thickness (less than 0.5 m); the total elemental amounts have not affected the calculations very much.

With respect to the standard values, such as PAAS and NASC, the Estonian GA is extremely rich in U and V. For example, the average U concentration in the Saka section (267 ppm) is a hundred times higher than the corresponding values for NASC [Voolma et al., 2013]. In case of V, there is a nine-fold difference between the concentrations in NASC and the average concentrations detected, for example, in the Saka section, in Eastern Estonia (1,190 ppm [Voolma et al., 2013]). In general, the U content of GA shows quite a strong positive correlation with the

organic matter content, most likely indicating early fixation via metal-organic complexes. At the same time, no correlation of P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> with other enriched trace elements, such as U was detected.

As average metal concentrations are very useful in indicating “poor” and “rich” deposits, the total content of a certain element depends on the thickness of the deposit layer. In order to calculate the total amount of the element/metal based on square meters, ESRI ArcGIS software was employed. As an example, the total concentration (tonnage) of uranium in the Estonian GA is shown in Figure 3. This calculation is based: 1) on the element/metal grid which shows the element distribution in ppm (e. g. Fig. 2 for U); 2) on an interpolated grid of the GA thickness, in meters; 3) by assuming the average density of the GA to be 2,100 kg/m<sup>3</sup>; 4) since the element/metal and thickness grids were calculated with the cell size of 400 x 400 meters, the same cell size was used for the calculation of the total amount of element/metal.

The results of U tonnage (A) and market values (B) within the cell of 400 m x 400 m (at the thickness of GA in the area) are shown in Figure 3. These calculations allow for the provision of a more realistic total amount for the metal in the Estonian GA (not just based on an average concentration value in ppm). The calculated total

weight of U is about 5.6656 million tons (6.6796 million tons as  $U_3O_8$ ). Similarly, the calculations for some other elements are provided in the paper by Hade and Soesoo [submitted 05/2013]. Zn is as high as 16.5330 million tons (20.5802 million tons as ZnO) and Mo is 12.7616 million tons (19.1462 million tons as  $MoO_3$ ). The highest studied element amounts show a somewhat similar pattern – Western Estonia has the highest potential, especially for U and Mo. However, there are also distinctions between those elements. For example, the Central Zone, where the enrichment is the lowest, still shows high amounts of Zn. The market value of these metals is high: about US\$ 460 billion for the uranium, US\$ 30 billion for the zinc and about US\$ 350 billion for the molybdenum, considering the average market prices in April 2013. However, since a simple, environment-friendly and economical technology has yet to be developed for the co-extraction of most of the enriched elements from GA, its economic value remains theoretical.

### Health and environmental impact

Sedimentary, unmetamorphosed black shale has historically been used in Sweden and Estonia. In Sweden, the Cambrian and Lower Ordovician Alum shale has been known for more than 350 years. Mining the shale for alum began in 1630s in Skene. The Alum shale was also recognized as a source of fossil energy and, toward the end of the 1800s, attempts were made to extract and refine hydrocarbons [Andersson et al., 1985]. Before and during World War II, Alum shale was retorted for its oil, but production ceased in 1966 owing to the availability of cheaper supplies of crude petroleum. During this period, about 50 million tons of shale were mined at Kinnekulle and Närke in Sweden.

For uranium production, a pilot plant built at Kvarntorp, Sweden, produced more than 62 tons of uranium between 1950 and 1961. A small uranium mill was constructed at Ranstad and went on-stream in 1965. The plant operated at reduced capacity for 3 years producing about 300 tons of yellowcake. The Alum shale was also burned with limestone to manufacture "breeze blocks," a lightweight porous building block that was widely used in the Swedish construction industry. Production stopped when it was realized that the blocks were radioactive and emitted unacceptably high amounts of radon.

Just after World War II, due to the atomic bomb "competition", the Soviet Union started looking for uranium deposits. The nearest place where geologists found large quantities of uranium ore

(graptolite argillite) was in Northeast Estonia and the first Soviet uranium processing facility was started in a small town called Sillamäe. The plant operated as a top-secret Soviet institution until 1991.

In addition, graptolite argillite is also a co-product of phosphorite mining in Estonia, so the Maardu area near Tallinn is among the most polluted regions in Estonia [Jüriado et al., 2012]. During the opencast mining of phosphorite, radioactive GA with average uranium content of 50 to 130 ppm, and a maximum of 300–450 ppm, was deposited in waste dumps. It should be mentioned that the phosphorite in Estonia lies directly below the GA. In 1989, opencast mining at Maardu was carried out on more than 6 km<sup>2</sup>. The mining and processing was discontinued in 1991. Today, waste hills in Maardu contain about 73 million tons of GA, which contains, with a minimum content of 30 ppm U, totally as much as 2.19 million kg of U [Jüriado et al., 2012]. This waste leaches into the surface water and groundwater.

Under normal weathering conditions GA is easily oxidizing, and spontaneous combustion can occur. In some places, for example at Maardu waste hills, in northern Estonia, the temperatures in the heap occasionally exceeded 500 °C. It is interesting to note that spontaneous combustion can occur in heaps that are a few months or over 20 years old, which leads us to the conclusion that some old heaps can still be dangerous. These processes lead to an annual leaching of 1,500 tons of mineral matter per square kilometer of a waste dump and the waste water being discharged into Lake Maardu. In 1990, at the average temperature of the heap, an estimated  $520.3 \times 10^3$  tons of oxygen was spent on oxidizing the rocks buried in the heap. The amount of gases emitted from burning shale was estimated as  $SO_2 - 10^4$  tons and  $CO_2 - 73.3 \times 10^3$  tons [Pihlak, 2009]. The effluent of the Maardu opencast mine and processing plant, which was directed into Muuga Bay (Gulf of Finland) delivered up to 20.18 million m<sup>3</sup> of water with varying levels of polluting elements each year. The amount of dissolved minerals delivered into the sea was estimated at up to  $38.4 \times 10^3$  tons annually [Pihlak, 2009; Jüriado et al., 2012].

GA, if lying on or near the surface, is also a major source for radon (Rn) in Estonia and elsewhere. Very high radon concentrations of up to 10 000 Bq/m<sup>3</sup> have been recorded at some natural outcrops of GA in the North Estonian Klint. Radon is a highly radioactive and carcinogenic element causing mutations, especially lung cancer.

In spite of the fact that the impact of black shale on a nation's health and biological environment is well recognized, little is being done

to quantify these impacts in a real and reliable way. Moreover, only a small number of measures are being taken to avoid direct contamination of soil and groundwater and direct and indirect influences on the local people. Sometimes, contaminated black shale industrial areas are used as a political instrument in decision-making or for someone's commercial interest. In many cases, those decisions bring no real environmental improvement results.

There are areas in Estonia, Sweden and elsewhere in Fennoscandia where black shale forms the surfaces where humans live and conduct their everyday activities, thus directly influencing health and well-being. For example, there are a number of towns in northern Estonia which are located in the area where graptolite argillite crops out, including the capital Tallinn, Paldiski, Kunda, Aseri and others. In Sweden, in the focus for the current interest in Alum shale mining is the Östersund area, where people have historically lived on the top of black shale. These influences need to be quantified and measures taken to minimize negative health and environmental impacts. However, as nations depend on mining and metal/electronics industries, the need for new resources cannot be neglected and a balance must be achieved between the nation's sustainable economic development, exploitation of black shale resources and public health. A new, modern, science-based revision of black shale resources and related environments across Estonia – NW Russia – Sweden – Finland – Norway would definitely foster a better understanding of the problem, and help to create an industrially and environmentally sound expert model of the Fennoscandian and Baltoscandian black shale potential.

### **Moving towards a Fennoscandian-Baltoscandian Black Shale Database**

Creating regional, large-scale, across-border databases is not uncommon in geology. Geological maps are the best and oldest form of such information compilation, which extend across political borders and continents. An initiative group on the Fennoscandia Metallogenic Map and Database, which involves specialists from the geological surveys and other organizations in Finland, Norway, Russia and Sweden, has been active for more than a decade. The work has resulted in well-compiled, cross-border database and a digital map (see <http://en.gtk.fi/informationsservices/databases/fo dd/index.html>).

The Fennoscandian Ore Deposit Database (FODD) is a comprehensive numerical database that includes the metallic mines, deposits and significant occurrences in Fennoscandian Shield, which could be part of the geological information compilation and standardization, and be very useful for future metal ore discoveries. The first FODD metallogenic map was published in 2009. An updated version will be available in August 2013. This database contains information on about 1,700 (June, 2013) mines, deposits and significant occurrences in Fennoscandia. The map contains 168 major metallogenic areas, of which 46 are completely or partly in Finland, 40 in Norway, 41 in Russia, and 41 in Sweden. The map includes 24 areas that cross international border (<http://en.gtk.fi/informationsservices>). The database and map contain information on the location, mining history, tonnage and commodity grades, with comments on data quality, geological setting, age, ore mineralogy, and types of mineralization, as well as genetic models and the primary sources of data.

This range of information is also important in "mapping" black shale. Our proposal is to compile the geological, geochemical and environmental information into the Fennoscandian-Baltoscandian Black Shale Database (FBSD) with browser-based visualization possibilities for thematic maps (Fig. 4).

1. The database should include both sedimentary and metamorphosed black shale from the Precambrian and Lower Paleozoic ages. There will be some overlapping with FODD data concerning some Precambrian ores which had formerly been black shale. However, compiling Fennoscandian Precambrian and Paleozoic black shale data according to a common standard may even add some understanding of sulphide ore geology, and especially environmental conditions.

2. The data structure should include: a) location; b) geological setting and structure, body/deposit size; c) age; d) major and trace element geochemistry, calorific values; e) ore mineralogy, style of mineralization; f) tonnage and commodity grades with a comment on data quality; g) genetic models; h) groundwater and surface geology/soil and hydro-geological parameters; i) data on biological environment/harmful element assessment; j) infrastructure and population density; k) data source and l) mining history (Fig. 4).

3. The database should have GIS-based, easily browserable thematic layers allowing for the assessment of specific impacts as well as metal/element concentrations, additional resource (oil, gas, etc.) potential assessment and more.

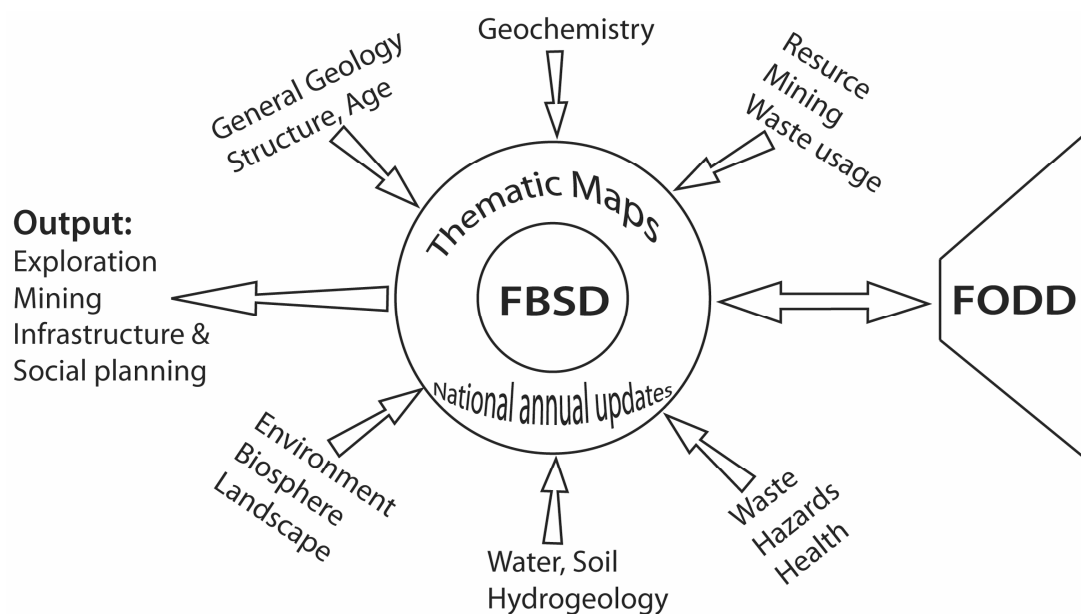


Fig. 4. A possible database (FBSD) structure, inputs and outputs of the Fennoscandian – Baltoscandian black shales database. Tight interaction with the Fennoscandian Ore Deposit Database (FODD) is envisaged

This database can then be used by a number of specialists and officials including mineral explorers and local government decision-makers for preparing environmental impact assessments, as well as in infrastructure and social development planning. This information is also very useful for public health monitoring and development.

As far as the mineral resource part is concerned, the European Commission already took steps to improve the long-term availability of raw materials through the implementation of the Raw Material Initiative in 2008. The Initiative lists fourteen economically important metals and minerals labeled as critical, that are subject to a higher risk of supply interruption (e.g. REE, PGE, Co, etc.). As some of these metals have been concentrated in black shale, black shale too could be under consideration as a source of some of the EU's critical metals in near future. Thus, the FBSD initiative could fulfill several requirements at the EU and national levels including resource, environment, public health and economy policies.

## Conclusions

The occurrence of Middle Cambrian to Late Ordovician organic-rich black shale deposits in an extensive area of Baltoscandia has been known for a long time. Alum shale, as well as Estonian graptolite argillite (GA), contain remarkably high concentrations of trace metals such as U, Mo, V and Ni, but may also be locally enriched with REE, Cd, Au, Sb, As and Pt. So do the Precambrian metamorphic

analogues of shale in Fennoscandia, some of which are being actively mined. Apart from the commercial interest in ore, there is an environmental aspect related to black shale. Mining in Sweden and Estonia has caused significant damage to the environment. Close or near-surface black shale emanates radon; weathering of shale releases harmful elements into the soil and groundwater. Some metamorphosed Precambrian black shale has an environmental impact, even without being mined. Since the Fennoscandian and Baltoscandian black shale provides a large lithological and geochemical variety of shale and meta-shale, with different genetic characteristics and metal, sulfur and carbon occurrences, and different environmental aspects, there is need for a new and updated assessment and re-evaluation of this resource.

Based on the principal structure of FODD initiative (The Fennoscandian Ore Deposit Database), our proposal is to compile cross-border (Norway, Sweden, Finland, Estonia, Russia) geological, geochemical and environmental information on black shale into the Fennoscandian-Baltoscandian Black Shale Database (FBSD) with browser-based visualization possibilities that enable the creation of thematic maps.

The FBSD database should include both sedimentary and metamorphosed black shale of the Precambrian and Lower Paleozoic age. The data structure should include: a) location; b) geological setting and structure, body/deposit size; c) age; d) major and trace element

geochemistry, calorific values; e) ore mineralogy, style of mineralization; f) tonnage and commodity grades with a comment on data quality; g) genetic models; h) groundwater and surface geology/soil and hydro-geological parameters; i) data on biological environment/harmful element assessment; j) infrastructure and population density; k) data source; l) mining history. Most importantly, the database should have a GIS-based, simple, browser-accessed module in order to select information and allow for the visualized assessment of specific parameters (e.g. distribution of element X) and impacts (release of hazardous element Y into soil) as well as social, medical and environmental impact assessments.

Some geological information, as well as thematic maps (black shale thickness and depth, elemental distribution, metal market value and reserve), have been presented using the Estonian graptolite argillite as an example. The total estimated area of Estonian GA on the mainland and islands is about 12,212.64 km<sup>2</sup>, with corresponding argillite volume of about 31,919,259,960 m<sup>3</sup>. Assuming an average GA density of 2,100 kg/m<sup>3</sup>, the total weight of GA is about 67 billion tons. The calculated weight of U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> is about 6.6796 million tons; ZnO is 20.5802 million tons; and MoO<sub>3</sub> is 19.1462 million tons. The market value of these metals is high: about € 460 billion for the uranium, € 30 billion for the zinc and about € 350 billion for the molybdenum at the average market prices in April 2013. However, since a simple, environment-friendly and economical technology has yet to be developed for the co-extraction of most of the enriched elements from GA, its economic value remains theoretical.

*We thank Prof. Vladimir Shchiptsov from the Institute of Geology at the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences for the invitation to write this article. We also thank the Fennoscandian Ore Deposit Database (FODD) group for discussing the black shale topic and supporting the development of the database. This study was supported by the Estonian Ministry of Education and Research target research project no. SF0140016s09 and by the grant no. 8963 (ESF).*

## References

Amstutz G. C., Park W. C. The paragenetic position of sulfides in the diagenetic recrystallization sequence // Soc. Mining Geol. 1971. Japan. Spec. Issue 3. P. 280–282.

Andersson A., Dahlman B., Gee D. G., Snäll S. The Scandinavian Alum Shales // Sveriges Geologiska Undersökning. 1985. Vol. 56. P. 1–50.

Arkimaa A., Hyvöne E., Lerssi J., Loukola-Ruskeeniemi K., Vanne J. Compilation of maps of black shales in Finland: Applications for exploration and environmental studies // Ed. S. Autio. Geological Survey of Finland. 1999. Spec. Paper 27. P. 113–116.

Baturin N. G., Ilyin A. V. Comparative Geochemistry of Shell Phosphorites and Dictyonema Shales of the Baltic // Geochemistry International. 2013. Vol. 51, No. 1. P. 27–37.

Erdtmann B.-D. The planktonic nema-bearing *Rhabdinopora flabelliformis* versus benthonic root-bearing *Dictyonema Hall*, 1952 // Proc. Acad. Sci. Estonian SSR. 1986. Vol. 35, No. 3. P. 109–114.

Fleischer V. D., Garlick W. G., Haldane R. Geology of the Zambian Copperbelt // Ed. K. H. Wolf. In: Handbook of Stata-Bound and Stratiform Ore Deposits. 1976. Vol. 6. Elsevier, Amsterdam. P. 223–352.

Gardner H. D., Hutcheon I. Geochemistry, mineralogy, and geology of the Jason Pb-Zn deposits, Macmillan Pass, Yukon, Canada // Economic Geology. 1985. Vol. 80. P. 1257–1276.

Grauch R. I., Coveney R. M. Jr., Murowchick J. B., Nansheng C. Black shales as hosts for unconventional Platinum-Group-Element resources? Examples from China and Yukon, Canada, and implications for U.S. resources // In: U.S.G.S. Research on Mineral Resources, 1991. Seventh Annual V. E. McKelvey Forum on Mineral and Energy Resources, Reno, Nevada. U.S.G.S. Circular 1062. P. 33.

Gustavson L. B., Williams N. Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead, and zinc // Ed. B. J. Skinner. In: Seventy-Fifth Anniversary Vol. The Economic Geology Publishing Co. Yale. 1981. P. 139–178.

Hade S., Soesoo A. Estonian graptolite argillites revisited: reserves and future resources // Oil Shale (submitted to Oil Shale, May, 2013)

Henningsmoen G. Cambro-Silurian deposits of the Oslo region // Ed. A. Høltedahl. In: Geology of Norway. Norges geologiske undersøkelse. 1960. 208, P. 130–150.

Hofmann B. Erzminerale in paläozoischen, mesozoischen und tertiären Sedimenten der Nordschweiz und Südwestdeutschlands // Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1989. 69. P. 345–357.

Jürriado K., Raukas A., Petersell, V. Alum shales causing radon risks on the example of Maardu area, North-Estonia // Oil Shale. 2012. Vol. 29, No. 1. P. 76–84.

Jung W., Knitschke G. Kupferschiefer in the German Democratic Republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer deposit in the southeastern Harz foreland // Ed. K. H. Wolf. In: Handbook of Stata-Bound and Stratiform Ore Deposits. 1976. Vol. 6. Elsevier, Amsterdam. P. 353–406.

Kattai V., Lokk U. Historical review of the kukersite oil shale exploration in Estonia // Oil Shale. 1998. 15. P. 102–110.

Krauskopf K. B. Sedimentary deposits of rare metals in Economic Geology // Ed. A. M. Bateman. Econ. Geol. 1955. 50<sup>th</sup> Anniversary. Vol. 1905–1955. P. 411–463.

Lindgreen H., Drits V. A., Sakharov B. A., Salyn A. L., Dainyak L. G. Illite-smectite structural changes during diagenesis of Lower Paleozoic black Alum Shales from the Baltic area // American Mineralogist. 2000. Vol. 85, No. 9. P. 1223–1238.

Lippmaa E., Maremäe E. Uranium production from the local Dictyonema shale in North-East Estonia // Oil Shale. 2000. Vol. 17, No. 4. P. 387–394.

Loukola-Ruskeeniemi K., Uutela A., Tenhola M., Paukola T. Environmental impact of metalliferous black shales at Talvivaara in Finland, with indication of lake acidification 9000 years ago // Journal of Geochemical Exploration. 1998. 64. P. 395–407.

Männil R. Evolution of the Baltic basin during the Ordovician // Valgus, Tallinn. 1966. P. 1–200 (in Russian).

Petersell V., Mineyev D., Loog A. Mineralogy and geochemistry of obolus sandstones and dictyonema shale of North Estonia // Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis, Tartu. 1981. Vol. 56. P. 30–49 (in Russian).

Petersell V. Dictyonema argillite // Eds. A. Raukas, A. Teedumäe. In: Geology and Mineral Resources of Estonia. Estonian Academy Publishers. Tallinn. 1997. P. 313–326.

Pihlak A.-T. On the history of investigation of self-burning processes and oxygen problems in Estonia // Tallinn, Infotrukk. 2009 [in Estonian, with Russian summary].

Poulsen V. Cambro-Silurian stratigraphy of Bornholm // Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening. 1966. Vol. 16. P. 117–137.

Pukkonen E., Rammo M. Distribution of Molybdenum and Uranium in the Tremadoc Graptolite Argillite (Dictyonema Shale) of North-Western Estonia // Bulletin of the Geological Survey of Estonia. 1992. Vol. 2, No. 1. P. 3–15.

Soesoo A., Hade S. Metalliferous organic-rich shales of Baltoscandia – a future resource or environmental/ecological problem // Archiv Euro Eco. 2012. Vol. 2. P. 11–14.

Soesoo A., Puura V., Kirs J., Petersell V., Niin M., All T. Outlines of the Precambrian basement of Estonia // Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology. 2004. Vol. 53, No. 3. P. 149–164.

Schieber J. The origin and economic potential of sandstone-hosted disseminated Pb-Zn mineralization in pyritic shale horizons of the Mid-Proterozoic Newland Formation, Montana, USA // Mineralium Deposita. 1991. 26. P. 290–297.

Sundblad K., Gee D. G. Occurrence of a uraniferous- vanadiniferous graphitic phyllite in the Kuli Nappes of the Stekenjokk area, central Swedish Caledonides // GFF. 1985. Vol. 106. P. 269–274.

Szymariski B. Osady Tremadoku i Arenigu na obszarze Białowieży // Institut Geologiczny, Prace. 1973. Vol. 69. P. 1–92.

Veski R., Palu E. Investigation of Dictyonema oil shale and its natural and artificial transformation products by a vankrevelenogram // Oil Shale. 2003. Vol. 20, No. 3. P. 265–281.

Vine J. D., Tourtelot, E. B. Geoghemistry of Black Shale Deposits – A Summary Report // Economic Geology. 1970. Vol. 65. P. 253–272.

Voolma M., Soesoo A., Hade S., Hints R., Kallaste T. Geochemical heterogeneity of the Estonian graptolite argillite // Oil Shale. 2013. Vol. 30. P. 377–401.

Vulimiri M. R., Cheney E. S. Stratiform mineralization and origin of some of the vein deposits, Bunker Hill mine, Coeur d'Alene district, Idaho // Eds. M. L. Silberman, C. W. Field, A. L. Berry. In: Proceedings of the Symposium on Mineral Deposits of the Northwest - 1980. P. 248–260.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Соесоо Алвар

проф. физической геологии,  
зав. лаб. природных минеральных материалов  
Институт геологии  
Таллиннского технологического университета  
Таллинн, Эстония  
эл. почта: alvar.soesoo@gmail.com  
тел.: +3725136994

### Хаде Сигрид

научный сотрудник  
Институт геологии  
Таллиннского технологического университета  
Таллинн, Эстония  
эл. почта: sigrid.hade@gmail.com  
тел.: +3725240219

### Soesoo, Alvar

Institute of Geology at TUT  
5 Ehitajate tee, Building IVC,  
19086 Tallinn, ESTONIA  
e-mail: alvar.soesoo@gmail.com  
tel.: +3725136994

### Hade, Sigrid

Institute of Geology at TUT  
5 Ehitajate tee, Building IVC, 19086 Tallinn, Estonia  
e-mail: sigrid.hade@gmail.com  
tel.: +3725240219

УДК 550.8.08

## **РАМАНОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБОКО УГЛЕФИЦИРОВАННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА. Часть 1. ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ**

**М. М. Филиппов**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

В обзоре приведен анализ отечественных и зарубежных научных публикаций, нацеленный на выяснение возможностей использования Рамановской спектроскопии в изучении природного органического вещества, прежде всего его разновидностей, преобразованных в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма (шунгитового вещества пород и антраксолитов). Освещены следующие основные вопросы: преимущества метода перед другими известными методами изучения органического вещества; возможности метода при определении молекулярной структуры керогенов и битумов; достоверность идентификации керогенов и антраксолитов; перспективы использования параметров спектроскопии в качестве геотермометра. Некоторые широко апробированные разработки по применению метода иллюстрированы примерами наблюдений на шунгитоносных породах и антраксолитах Онежской структуры.

**К л ю ч е в ы е с л о в а :** Рамановская спектроскопия, органическое вещество, графит, антраксолит, шунгит.

### **M. M. Filippov. RAMAN SPECTROSCOPY AS A METHOD FOR INVESTIGATION OF HIGHLY CARBONIZED ORGANIC MATTER. Part 1. MAJOR APPLICATIONS**

In the analytical review recent papers on the applicability of Raman spectroscopy to characterize disordered natural organic matter and bitumens are discussed. The utility of the method for determining the crystallographic structure, estimating peak metamorphic temperature under a wide range of metamorphic conditions, the accuracy and relevance of the different parameters obtained by the decomposition of spectra is demonstrated. Some examples of the application of the method to investigation of the shungite rocks and anthraxolites of the Onega structure are given.

**Key words:** Raman spectroscopy, organic matter, graphite, anthraxolite, shungite.

---

#### **Введение**

Рамановская спектроскопия (РС) – это неразрушающий метод изучения молекулярной структуры кристаллических, нанокристаллических и аморфных форм углерода. При падении

монохроматического пучка света на образец возникают различные колебательные переходы молекул, с поглощением и рассеиванием падающего света: Релеевское – без потери энергии и Рамановское (комбинационное) – с потерей энергии. Спектры комбинационного рас-

сеивания – это линии, соответствующие частоте колебания молекул, сопровождаемого изменением их поляризуемости (мера изменения их электронного состояния). Рамановские частоты не зависят от выбранной длины волны возбуждающей линии света и характеризуют частоты колебаний полиатомных структур образца; это относительные волновые значения ( $\text{см}^{-1}$ ), непосредственно считываемые с наблюдаемого спектра. Сдвиг частот характеризует меру энергии, необходимую для возникновения колебательного и вращательного состояния молекул вещества. Для измерений, как правило, используется лазерное излучение с длиной волны 514,5 нм (линия ионизированных атомов аргона) и мощностью не более 50–100 мВт [Beny, Jehlička, 1991]. Особенности спектра в основном определяются уровнем кластеризации (конденсации) атомов углерода, степенью упорядочивания атомов, находящихся в  $\text{sp}^2$ -гибридизации, нарушениями С-С-связей, долей фазы с  $\text{sp}^3$ -гибридизацией углерода [Harris, Tsang, 1997]. Эти характеристики влияют на форму спектра как конкурирующие факторы.

РС в настоящее время используется для изучения органического вещества (ОВ) метаморфических пород, импактных структур, флюидных включений. Степень преобразования вещества (углефикации, графитизации) зависит главным образом от температуры, давления и состава исходного вещества, и потому метод в метаморфической петрологии рассматривается в качестве инструмента для изучения трансформаций ОВ. При изучении молекулярной структуры ОВ осадочных пород, отражающей условия углефикации, РС имеет ряд преимуществ по сравнению с рентгенографией (РГ) и в некоторых случаях с туннельной микроскопией высокого разрешения (ТЭМ). Преимущества перед РГ заключаются в следующем: не требуется экстракция ОВ из пород, когда его содержание  $< 1\%$ , результаты менее усреднены из-за высокой пространственной разрешающей способности метода (от  $\text{мкм}^3$  до  $\text{мм}^3$ ), наблюдения можно вести при сохранении первичного взаимного расположения частиц ОВ и окружающих минералов, время наблюдения спектров короткое, что позволяет накапливать информацию о гетерогенности вещества; при экстракции ОВ из вмещающих пород используют кислотное растворение силикатов и карбонатов, и это может привести к изменению структуры ОВ. По сравнению с ТЭМ РС позволяет получать количественные значения параметров структуры, что по снимкам ТЭМ гетерогенных материалов выполнить сложно или невозможно. Метод может использоваться в ка-

честве надежного инструмента, если принимаются меры, направленные на получение точной и воспроизводимой информации.

Природные ОВ характеризуются многоуровневой организацией структуры: на молекулярном уровне – характером организации углерода в ароматические кластеры, на уровне микротекстуры – взаимным расположением в пространстве ароматических слоев, на уровне надмолекулярном – агрегированием глобул, фибрилл, луковичных (кольцевых) образований, полиэдров. ОВ даже в пределах одного образца, как правило, гетерогенно на молекулярном, надмолекулярном, на макро- и микротекстурном уровнях. Эта гетерогенность обусловлена присутствием веществ, исходный состав которых (до углефикации) был разным. При наблюдении Рамановских спектров дисперсия результатов может быть обусловлена не только гетерогенностью исходного состава ОВ, но также ориентацией срезов образца по отношению к падающему пучку лазера; не исключаются и эффекты, связанные с нагреванием вещества при облучении лазером.

### **Основные характеристики Рамановских спектров органического вещества**

Графит с совершенной кристаллической макроструктурой имеет лишь одну линию (G) первого порядка при  $1582\text{ см}^{-1}$ . G-тип колебаний молекул графита формируется атомами углерода, находящимися в  $\text{sp}^2$ -состояниях и расположенными в плоскости графитовых сеток; аналогичная мода присутствует во всех случаях, когда в углеродистом веществе есть атомы углерода с двойными связями, т. е. эта мода относится не только к шестичленным (ароматическим) углеродным кольцам. В спектре графита, имеющего дефекты графеновых слоев, а также в случае, когда размер кристаллитов или доменов мал, например при механическом измельчении, присутствуют дополнительные линии первого порядка (рис. 1, а): в области  $1355\text{ см}^{-1}$  – D1, около  $1620\text{ см}^{-1}$  – D2, а также несколько более слабых линий в районе  $1400\text{--}1500\text{ см}^{-1}$  – D3 и  $1100\text{--}1200\text{ см}^{-1}$  – D4. Аналогичные линии наблюдаются в спектрах разупорядоченных (аморфных) ОВ (рис. 1, б). В спектральной области второго порядка присутствуют высшие гармоники рассеивания:  $2720\text{ см}^{-1}$  – S2 (наиболее интенсивная линия),  $3240\text{ см}^{-1}$  – S4 (слабый, но четкий максимум), а также линии комбинационного рассеивания  $2450\text{ см}^{-1}$  – S1 и  $2935\text{ см}^{-1}$  – S3. Амплитуда и суммарная интенсивность D1-линии может существенно меняться относительно основной линии. Кроме того, любое изменение в величине

расстояния между основными слоями углерода или нарушения внутри этих слоев будут сопровождаться аналогичными изменениями спектра.

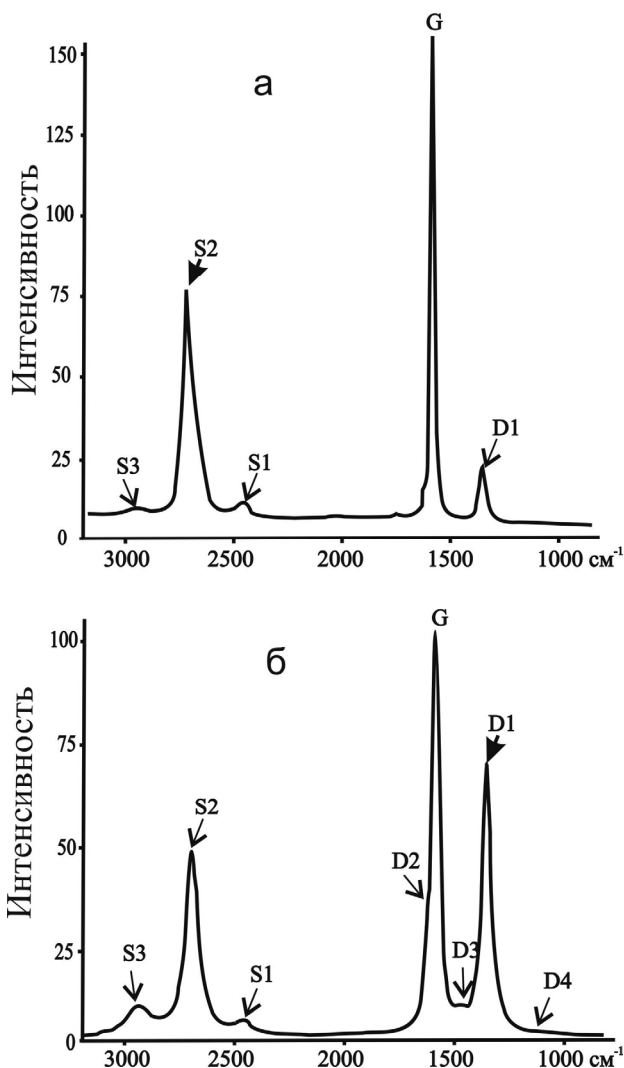


Рис. 1. Рамановские спектры: а – графита (Сортавала, Карелия), б – высшего антраколита (Шуньга, Карелия)

Для широкого круга природных ОБ (и битумов) диапазон частот G-колебаний находится в области  $1500\text{--}1630\text{ см}^{-1}$  (ароматические и олефиновые молекулы), а D1-максимум обычно располагается на частоте около  $1355\text{ см}^{-1}$ . Спектральные линии второго порядка, как правило, не разрешенные и очень широкие для разупорядоченных ОБ и проявляются как S2-линия в области  $\approx 2710\text{ см}^{-1}$ .

Интенсивность D1-линии строго связана с долей шестичленных (ароматических) углеродных колец. Если ароматические кластеры малы, то положение максимума смещается в область более высоких частот; при уменьшении количества неискаженных ароматических колец, например,

при переходе нанокристаллического графита в аморфный углерод, частота и интенсивность D1-максимума уменьшается. Присутствие в графеновых слоях не только шестичленных углеродных колец также снижает амплитуду D1-пика и увеличивает его ширину. Связи C-H не дают заметных вкладов в интенсивность G- и D1-максимумов. Ширина D1-линии более четко коррелирует со степенью разупорядоченности молекулярной структуры ОБ по сравнению с величинами смещения частоты D1- и G- линий, поскольку положение первой из них достаточно стабильное, а второй – определяется не только уровнем карбонизации вещества, но и в ряде случаев присутствием примесных элементов. Отличие в структурной упорядоченности веществ можно также выявить путем использования отношения значений ширины линий S2 и G.

При реализации метода необходимо учитывать следующее: положение D1-линии сильно зависит от длины волны лазера; для плохо структурированных ОБ линии G и D2 разделить невозможно, т. е. в данном случае существует некоторая ошибка в определении длины волны максимума линии G; положение линии G может также зависеть от теплового влияния лазерного излучения, под воздействием которого структура ОБ может меняться. При анализе спектров важно правильно задавать линию фона, от чего зависит точность определения высоты и площади пиков. Для разупорядоченных веществ при разложении спектра обычно используют комбинацию распределений Гаусса и Лоренца, нередко – Фойгта.  $\Delta D1$  и  $\lambda D1$  не являются параметрами, достаточно точно отражающими структурное преобразование ОБ;  $\Delta G$  и  $\lambda G$  имеют широкие вариации и активно используются в качестве параметров, отражающих структурную перестройку ОБ. R1 – отношение интенсивностей пиков  $ID1/IG$  – для широкого круга ОБ меняется от 0 до 3,5, R2 – отношение  $ID1/IG + ID1$  – от 0 до 0,8; их связь с другими параметрами структурной организации вещества достаточно тесная, дисперсия низкая. Неопределенность в практическом использовании параметра R1 состоит в том, что для слабо упорядоченных веществ его значение может быть меньше, чем для относительно сильно упорядоченных, поскольку для первых пик D1 очень широкий, но его интенсивность не слишком большая. Параметр R3 =  $IS2/IG$  отражает структурное состояние ОБ, но он менее чувствительный к его изменениям.

Схематическое представление изменений положения G-максимума и значений  $ID1/IG$  для графита, который под воздействием потока ионов ксенона трансформируется сначала в нанокристаллический графит, а затем в аморфный

углерод, показано на рис. 2. На стадии перехода графита в нанокристаллический графит G-пик смещается от  $1581 \text{ см}^{-1}$  к  $\approx 1600 \text{ см}^{-1}$ , а отношение  $ID1/IG$  растет (рис. 3) обратно пропорционально параметру  $L_a$  [Ferrari, Robertson, 2000]. Смещение G-пика связано с появлением D2-пика с частотой  $1620 \text{ см}^{-1}$ , когда размер кристаллитов мал. На стадии перехода нанокристаллического графита в аморфный углерод, когда в графеновых слоях появляются дефекты, а в конце стадии наступает полная деформация слоев и наряду с шестичленными кольцами появляются кольца с другим количеством атомов углерода (пять, семь и др.), доля  $sp^3$ -фазы углерода может повыситься до 20 %. На этой стадии G-пик смещается от  $1600$  к  $1510 \text{ см}^{-1}$ , наблюдается увеличение его ширины, а отношение  $ID1/IG \rightarrow 0$ . При дальнейшем повышении в графите доли аморфного углерода (третья стадия аморфизации на рис. 2) доля атомов углерода с  $sp^3$ -гибридизацией может достигать 85 %. Углерод  $sp^2$ -гибридизации переходит из колец в цепочки (олефиновые структуры). Связи C=C подобных структур короче ароматических, поэтому частоты их колебаний более высокие. Положение G-максимума смещается к  $1570 \text{ см}^{-1}$ , отношение  $ID1/IG \rightarrow 0$ . Для природного процесса карбонизации битумов теоретические представления, вероятно, можно рассматривать в обратной последовательности развития стадий преобразования графита. Особенностью начальной стадии является то, что  $sp^3$ -состояния углерода преобразуются в  $sp^2$ ,  $sp^2$ -кластеры увеличиваются в размерах, и  $sp^2$ -фаза постепенно упорядочивается в кольца.

В экспериментальной работе, нацеленной на обоснование использования РС для изучения процессов карбонизации ОБ [Urban et al., 2003], исследованы коксы, полученные из каменноугольной смолы, термальная обработка которых была проведена вплоть до  $2500 \text{ }^\circ\text{C}$ . На рис. 4 приведена зависимость отношения  $ID1/IG$  от температуры. Как видно, эта зависимость нелинейная, с максимумом при  $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ . В начале диапазона температур (до  $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ ) вклад линий D3 и D4 высокий; эти линии исчезают лишь при  $2000 \text{ }^\circ\text{C}$ , при этом появляется линия D2 ( $1620 \text{ см}^{-1}$ ).

В работе Г. Зикклера и др. [Zickler et al., 2006] проведено детальное сопоставление результатов определения  $L_a$  методами рентгенографии и РС углей с разной степенью метаморфизма (от бурых до метаантрацитов) и искусственных углеродных волокон с различной степенью структурной упорядоченности, полученных при термообработке пеков и полиароматических соединений. Для функции  $ID1/IG(L_a)$  наблюдается максимум (рис. 5) при  $L_a \approx 2 \text{ нм}$  (лазер с длиной волны  $530 \text{ нм}$ , мощность  $5 \text{ мВт}$ , волокна распо-

лагались перпендикулярно к потоку лазерного излучения, обработка спектра первого порядка выполнена путем разложения на пять составляющих, фон линейный). Существование максимума функции  $ID1/IG(T^\circ)$  подтверждается и многими другими исследованиями. При малых  $L_a$  возникают ошибки определения этого параметра по данным РС, поскольку сказывается влияние микроструктуры материалов. Да и в рентгенографии, используемой в качестве эталонного метода, присутствуют ошибки, обусловленные теми же причинами.

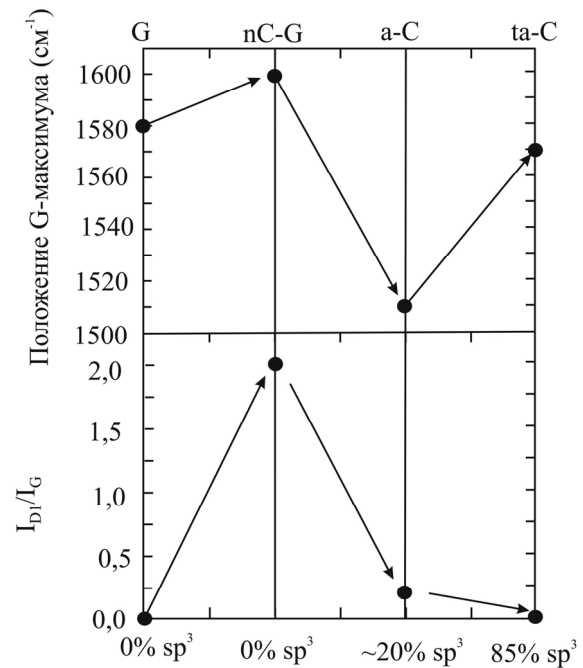


Рис. 2. Траектория аморфизации графита, показывающая изменения положения G-максимума и величины  $ID1/IG$  [Ferrari, Robertson, 2000]:

G – графит, nC-G – нанокристаллический графит, a-C – аморфный углерод, ta-C – тетраэдрический аморфный углерод

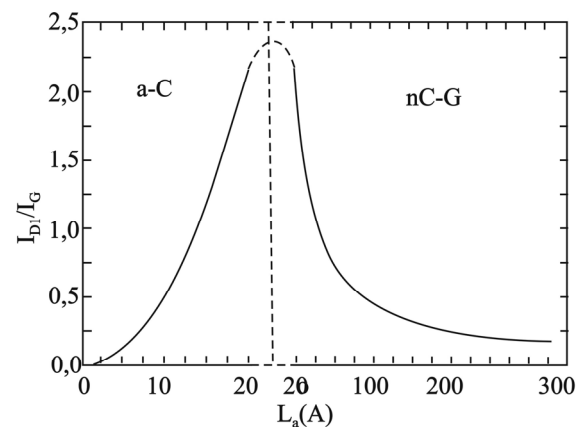


Рис. 3. Изменение отношения  $ID1/IG$  с ростом параметра  $L_a$  [Ferrari, Robertson, 2000]: a-C – аморфный углерод, nC-G – нанокристаллический графит

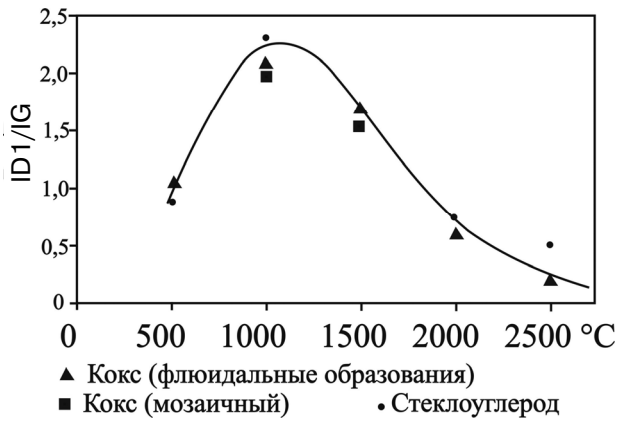


Рис. 4. Зависимость параметра ID1/IG от условий термообработки [Urban et al., 2003]

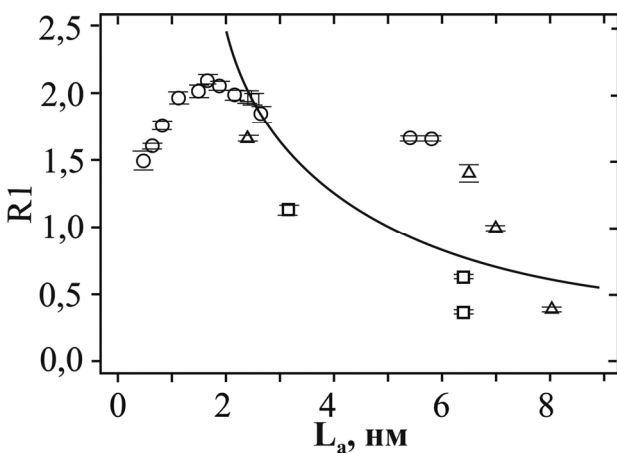


Рис. 5. Зависимость параметра R1 от  $L_a$  для термообработанной древесины (O), пеков ( $\square$ ) и полимеров ( $\triangle$ ) [Zickler et al., 2006]. Интенсивности линий D1 и G определены по площади пиков

В статье А. Йошида и др. [Yoshida et al., 2006] исследована связь  $\Delta G$  и  $d_{002}$  (измеренные методом РГ) на примере гомогенных графитируемых углеродных пленок фирмы Kapton, нагреваемых в атмосфере азота в интервале температур 2000–3400 °С. Диапазон изменения  $d_{002}$  – от 0,3421 до 0,3356 нм. Получены следующие значения  $\Delta G$  (лазер Ar, 514,5 нм): при  $d_{002} = 0,3420$  нм – около 40  $\text{см}^{-1}$ , при 0,3400 нм – 18  $\text{см}^{-1}$ , при 0,3380 нм – 15  $\text{см}^{-1}$ , при 0,3356 нм – 13,5  $\text{см}^{-1}$ . Изменение  $\Delta G$  не монотонное (рис. 6). В интервале  $d_{002}$  0,3420–0,3400 нм наблюдается сначала резкий, а к концу интервала плавный спад, обусловленный увеличением размера кристаллитов (интервал температур 2000–2100 °С); в интервале 0,3400–0,3390 нм уменьшение  $\Delta G$  очень слабое, что объясняется отжигом дефектов в турбостратных слоях углерода (интервал температур 2100–2150 °С); затем идет постепенное уменьшение доли турбостратных кристаллитов — интервал 0,3390–0,3370 нм;

дальнейшее плавное уменьшение  $\Delta G$  идет за счет роста кристаллитов и отжига дефектов (интервал температур 2300–3400 °С). Характер изменения ID1/IG при карбонизации пленок в основных чертах подобен функции  $\Delta G(d_{002})$ . Оба параметра PC зависят от длины волны лазера.

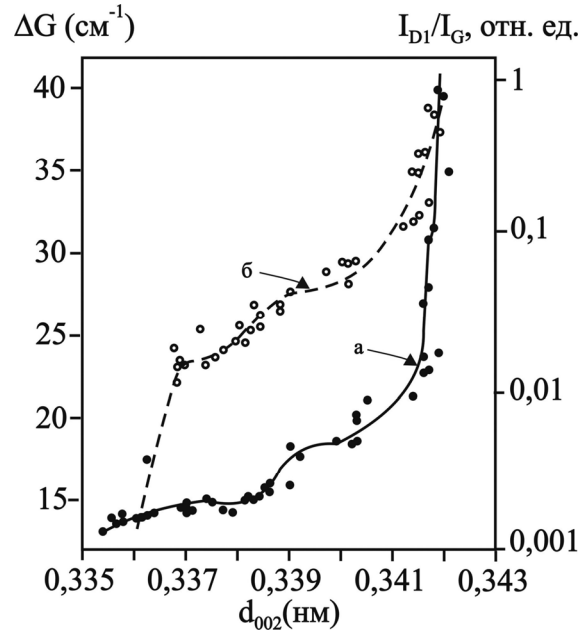


Рис. 6. Зависимость  $\Delta G$  (а) углеродных пленок фирмы Kapton и отношения ID1/IG (б) от  $d_{002}$ . Лазер Ar 514,5 нм [Yoshida et al., 2006]

Для разупорядоченных углеродистых веществ обычным является искривление (гофрирование) графеновых слоев, что хорошо просматривается на снимках ТЭМ. В этом случае диаметр графенового слоя, определенный по методике, приведенной в работах [Tuinstra, Koenig, 1970; Knight, White, 1989], или методом РГ, может быть существенно занижен (в два раза и более). В работе [Larouche, Stansfield, 2010] выведена формула для определения размеров графеновых слоев с учетом их кривизны:  $L_{eq} = 8,8(A_{2D}/A_D)$  нм, где  $A_{2D}$  и  $A_D$  – интенсивность спектральных линий S1 и D1, измеренная по площади соответствующих пиков. Отмечается также корреляционная связь между  $L_{eq}$  и полушириной линии S1.

В таблице 1 приведены параметры  $L_a$  и  $L_{eq}$  высших антраксолитов Онежской структуры (Карелия). Из таблицы следует, что  $L_{eq} > L_a$  для большинства антраксолитов, кроме максовского, т. е. фиксируется искривление графеновых слоев, известное по ТЭМ; данные дифракции электронов существенно отличаются по сравнению с PC (в сторону завышения); изогнутость графеновых слоев наиболее выражена у шуныгского антраксолита. Резкое отличие

шуньгского антракосолита из субпластовой жилы от других антракосолитов, вероятно, обусловлено эффектом текстурирования.

Таблица 1. Размеры графеновых слоев высших антракосолитов палеопротерозоя Карелии по данным РС и дифракции электронов, нм

Параметр	Шуньга	Мак-сово	Зажогино	Чеболакша	Нигозеро	Графит (Сортавала)
$L_a^1$	5,43/1,41 <sup>4</sup>	1,75	1,67	1,20	1,73	10,82
$L_{eq}^2$	8,89/1,92	1,59	2,50	1,5	2,05	16,5
$L_a^3$	3,3–4,0	3,1–4,0	4,0	3,7	3,3	

Примечание. <sup>1</sup>  $L_a = 4,4(A_c/A_D)$ ; <sup>2</sup>  $L_{eq} = 8,8(A_{2D}/A_D)$ ; <sup>3</sup> метод дифракции электронов по [Kovalevski et al., 2001]; <sup>4</sup> в числителе – антракосолит из субпластовой жилы, в знаменателе – из субвертикальной жилы.

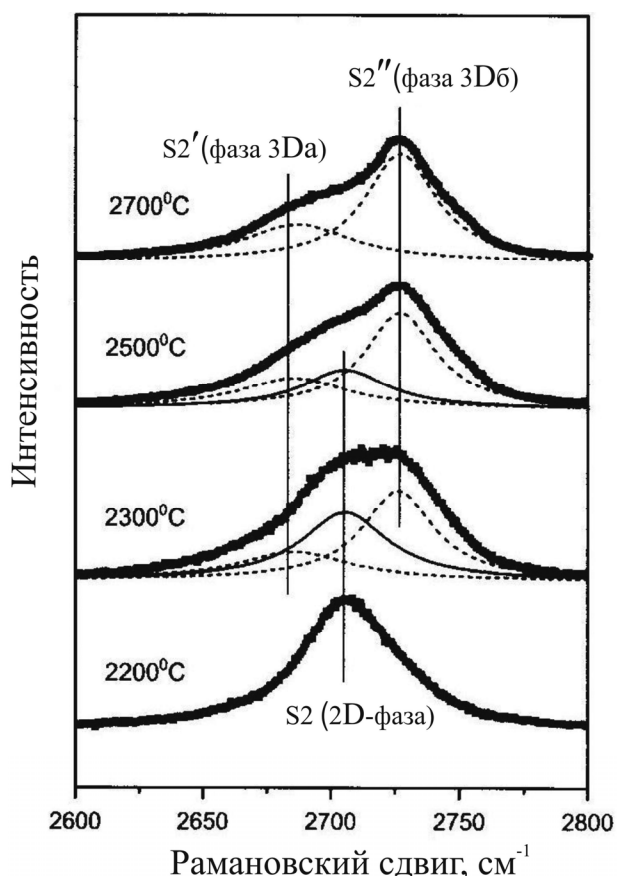


Рис. 7. Расщепление линии S2 Рамановского спектра при термообработке частично разупорядоченного графита. Лазер Ar, 514,5 нм [Cancado et al., 2008]

Это предположение подтверждается данными по антракосолиту из субвертикальной жилы месторождения Шуньга, где эффект текстурированности не проявляется. Существенное отличие параметров, определенных методом РС и дифракции электронов, указывает на то, что коэффициенты в формулах для определения  $L_a$

и  $L_{eq}$  должны быть изменены (увеличены примерно в два раза), поскольку они справедливы для длины волны лазера 514,5 нм, а измерения проведены с длиной волны 532 нм.

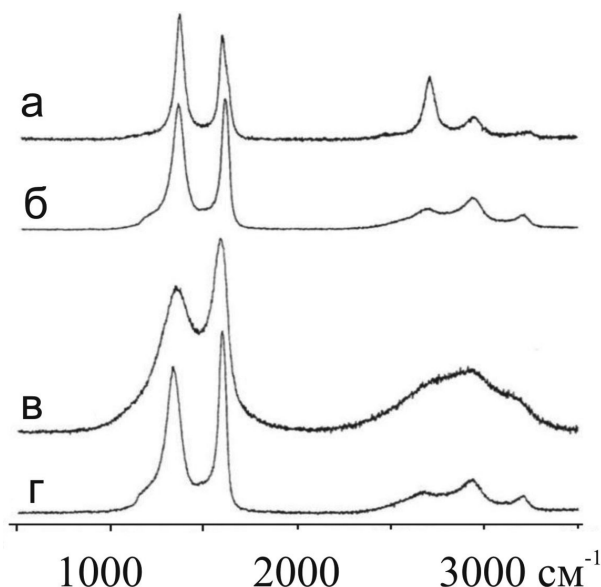


Рис. 8. Рамановские спектры керогенов и битумов из двух районов Баррандовской области (Чехия) [Jehlička, Rouzaud, 2000]:

а – кероген р-на Клечани (биотитовая зона), б – кероген р-на Збечно, в – низший антракосолит р-на Клечани, г – высший антракосолит р-на Збечно

Авторы работы [Cancado et al., 2008] рассмотрели возможность определения относительного содержания 2D- и 3D-фаз в углеродистых веществах путем анализа S2-линии спектра. Линия S2 является вторичной гармоникой линии дефектов D1, находится в области длин волн около 2700  $cm^{-1}$  и очень чувствительна к структурным изменениям углеродистых веществ при формировании пачек графеновых слоев по направлению оси С. Методом РС и ТЭМ исследованы разупорядоченные графитовые пленки, термообработанные при разных температурах. Двумерно организованное углеродистое вещество (2200 °C) дает один пик (рис. 7) при 2707  $cm^{-1}$ . При температуре 2700 °C S2 линия состоит уже из двух пиков, т. е. становится типичной для графитов, обладающих 3D-размерностью структуры, что объясняется дисперсией  $\pi$ -электронов, характерной для 3D-графита. Разложение спектра на два пика с максимумами при 2687 ( $S2_{3DA}$ ) и 2727  $cm^{-1}$  ( $S2_{3DB}$ ) позволяет определить их относительную интенсивность и, соответственно, долю 2D- и 3D-фаз в образце по формуле  $R = I(S2_{3DB}) / (I(S2_{3DB}) + I(S2_{2D}))$ , принимая объем 2D-фазы равным (1-R). Авторы

Таблица 2. Основные параметры Рамановских спектров антраксолитов, графитоида и графита (по [Jehlička, Beny, 1999; Jehlička et al., 20036])

Образец	$\lambda G, \text{cm}^{-1}$	$\lambda D1, \text{cm}^{-1}$	$\lambda S2, \text{cm}^{-1}$	$\Delta G, \text{cm}^{-1}$	$\Delta D1, \text{cm}^{-1}$	ID1/IG	(H/C) <sub>ат.</sub>
Низший антраксолит Врхлаби (Чехия)	1593	1368	н. ф.	66	91	0,23	1,07
Средний антраксолит, Пршибрам (Чехия)	1592	1357	н. ф.	77	100	0,39	0,83
Высший антраксолит на контакте с базальтом, Митов (Чехия)	1593	1347	2687	27	44	2,40	0,11
Высший антраксолит, Митов (Чехия)	1589	1341	2677	27	35	2,60	н. д.
Высший антраксолит, Шуньга (Карелия)	1592	1348	2700	69	65	0,82	0,08
Высший антраксолит, Шуньга (Карелия)	1589	1354	2707	55	64	1,20	0,08
Графитоид, Н. Сланы (Чехия)	1581	1346	2684	36	42	2,21	0,0
Графит, Петриков (Чехия)	1580	1351	2706	14	25	0,32	0,0

Примечание. н. ф. – не фиксируется; н. д. – нет данных; ID1/IG – интенсивности в максимуме пиков.

также приводят данные определения параметра  $C(2d_{002})$ , рассчитанного по рефлексу 006, и линейную зависимость  $C(R)$  для разных энергий лазерного излучения. Для определения параметра  $C$  предложена эмпирическая формула:  $C(\text{нм}) = 0,682 - 0,11R$ . Указано, что при исследовании углеродистых веществ с включенными в структуру вещества атомами углерода с  $sp^3$ -гибридизацией параметр  $C$ , определяемый по формуле, будет занижен. Из экспериментальных данных также следует, что Рамановскую спектроскопию можно использовать в качестве инструмента для определения параметра  $L_c$  – толщины кристаллитов:  $L_c(\text{нм}) = 10 + 10/(1,05 - R)$ . Это уравнение для любых длин волн лазерного излучения выведено при сопоставлении данных РГ и РС. Расщепление линии S2 на два пика при появлении 3D-фазы осложняет определение параметра  $L_a$  путем измерения полуширины этой линии, поскольку ошибка может превышать 10 % из-за неопределенности в исходной, для 2D-фазы, полуширине.

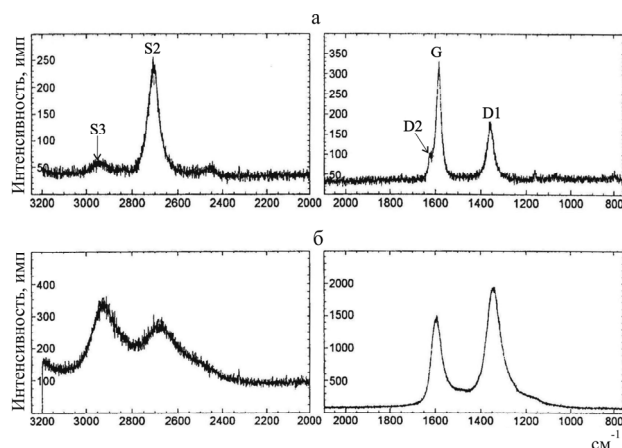


Рис. 9. Рамановские спектры [Jehlička, Beny, 1999]: а – графита (Петриков, Чехия), б – высшего антраксолита (Митов, Чехия)

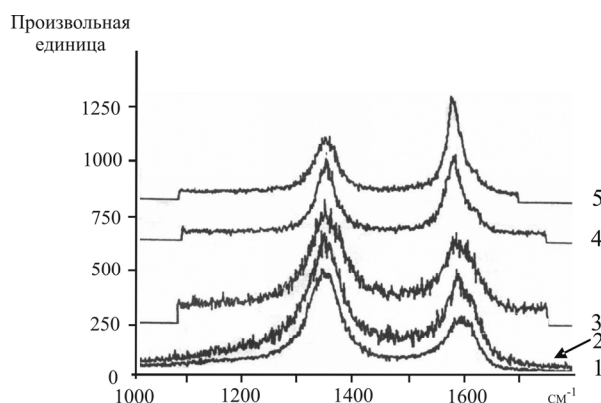


Рис. 10. Спектры высшего антраксолита, термообработанного в инертной атмосфере. Шуньга. Кривые смещены по вертикальной оси [Холодkevич, Пoборчий, 1994]:

1 – 20 °C, 2 – 500 °C, 3 – 1000 °C, 4 – 2000 °C, 5 – 2700 °C

В спектрах антраксолитов всегда присутствуют линии дефектов (рис. 8–10). Спектры низшего и среднего антраксолитов отличаются незначительно (см. рис. 8): у тех и других отсутствуют линии второго порядка, что свидетельствует о слабой структурной упорядоченности битумов. Они имеют максимальные значения  $\Delta G$  и  $\Delta D$ , а отношение амплитуд двух основных линий для них составляет 0,23–0,39 (табл. 2), что указывает на присутствие небольших кластеров шестичленных (ароматических) колец с большим разнообразием дефектов, имеющих разную природу (изогнутость, дырки). На спектрах хорошо видна гетерогенность структуры высших антраксолитов (см. рис. 8, 9). G-максимум находится в области 1589–1593  $\text{cm}^{-1}$ , D1-максимум – на 1341–1354  $\text{cm}^{-1}$ , ширина линий на половине максимума около 75  $\text{cm}^{-1}$ . Положение первого максимума практически не отличается от низших антраксолитов; второй – смещен в область низких частот. Он совпадает с полосой, характерной для слабо упорядоченных природных и искусственных углеродных материалов

(например, стеклоглугерода, «луковичной» формы углерода), и интерпретируется как линия дефектов. Отношение интенсивностей ID1/IG – от 0,8 до 2,6. Судя по площади максимумов, аморфная фаза углерода преобладает. Таким образом, уровень карбонизации битумов можно оценивать по ширине линии D1.

Обращает на себя внимание различие параметров спектра для антраксолитов из одного и того же проявления (см. табл. 2), что указывает как на разный состав исходного вещества битумов (Шуньга, где условия углефикации для двух образцов, предположительно, были одинаковыми), так и на разные условия карбонизации (образцы Митова, Чехия, отобраны из зоны влияния базальтов и из тектонической зоны, где помимо теплового воздействия, вероятно, сказывалось влияние относительно более высокого давления). Отношение ID1/IG при карбонизации природных битумов сначала растет (см. табл. 2) – вплоть до высших антраксолитов (Митов), а затем, при переходе к скрытокристаллическому графиту, падает. Эти изменения находятся в обратной корреляционной зависимости [Beny, Jehlička, 1991] от размера ароматических слоев ( $L_a$ ):  $ID1/IG = C(\lambda)/L_a$ , где  $C = 4,4$  нм (при  $\lambda = 515,5$  нм).

По данным С. В. Холодкевича и В. В. Поборчия [1994], на спектре комбинационного рассеяния высшего антраксолита месторождения Шуньга максимум с частотой  $1590\text{ см}^{-1}$  со стороны высоких частот имеет перегиб, фиксирующий полосу с частотой около  $1620\text{ см}^{-1}$ . На этом основании было высказано предположение о присутствии в молекулярной структуре интеркалированных элементов графита, т. е. можно говорить о том, что гетероатомы S и N, входящие в состав битума, частично химически связаны с углеродом. При термообработке высшего антраксолита до  $2700\text{ °C}$  полоса  $1620\text{ см}^{-1}$  практически исчезает, что, вероятно, указывает на разрушение химических связей углерода с S и N.

Ширина обоих максимумов при термообработке существенно уменьшается; меняется и отношение интенсивностей основных полос (см. рис. 10). При этом заметные изменения фиксируются лишь при температуре около  $1000\text{ °C}$ , т. е. когда начинает уменьшаться величина  $L_c$ . При  $2000\text{ °C}$  интенсивности линий становятся примерно близкими (по амплитуде и площади); при дальнейшем повышении температуры высокочастотная полоса становится преобладающей, а ее ширина значительно уменьшается. Процесс частичной графитизации при нагревании антраксолита до  $2700\text{ °C}$  идет в приповерхностных участках образца.

Эта особенность объясняется тем, что в объеме образца разрушение и объединение глобул затруднены из-за их плотной упаковки, в то время как на поверхности связи между молекулами более слабые.

### **Определение условий углефикации органического вещества**

Рамановские спектры фиксируют трансформацию ОВ в широком диапазоне изменений факторов метаморфизма. Предполагается, что процессы графитизации невозвратные при снижении уровня метаморфизирующих факторов (хотя и отсутствуют работы, подтверждающие такое предположение), т. е. степень преобразования ОВ рассматривается как индикатор пиковых условий метаморфического цикла. Подобные условия классифицируют как зоны метаморфизма, устанавливаемые при изучении минералов-индикаторов с широкими интервалами РТ-стабильности (например, хлорита, биотита, граната и др.), реже путем расчета термодинамических данных. Корреляция между значениями  $d_{002}$  и максимальной температурой метаморфизма ОВ установлена в работе [Rietmeijer, Mackinnon, 1985] для  $T < 400\text{ °C}$ ; в работе [Wada et al., 1994] выявлена линейная корреляция между степенью графитизации ОВ, установленной по данным РГ, и температурой метаморфизма для интервала  $300\text{--}600\text{ °C}$ .

Первая работа, в которой дан систематический анализ возможности использования РС при изучении природного ОВ (от керогенов до графитов), находящегося в разных зонах метаморфизма, вышла в 1991 г. [Pasteris, Wopenka, 1991]. Затем эти же авторы опубликовали более детальные данные по существенно более широкому классу природных ОВ [Wopenka, Pasteris, 1993]. Наряду с РС приведены сравнительные данные, полученные РГ и ТЭМ. Спектры получены на 24 образцах, включающих кероген, уголь, графит, а также «шунгит-2» и лидит месторождения Шуньга. Для сравнения степени углефикации ОВ использовались следующие параметры: положение G-, D1- и S-максимумов, их ширина на половине максимума, отношение интенсивностей пиков ID1/IG, взятых в максимумах пиков (i),  $ID1/(ID1 + IG)$  – по площади пиков (a). Измерения проведены с Ar-лазером, мощность излучения которого на поверхности образцов составляла  $1\text{--}15$  мВт. Для исключения эффектов преобразования ОВ под воздействием тепла излучения лазера порошковые образцы помещали на фольгу из золота, которая служила в качестве теплоотвода. Показано, что степень углефикации ОВ (степень кристалличности и метамор-

Таблица 3. Основные параметры спектров ОБ шунгита и лидита, Шуньгское месторождение метасапепелитов (Карелия) [Pasteris, Wopenka, 1991]

Образец	Фашия метаморфизма	$\lambda_{D1}, \text{cm}^{-1}$	$\lambda_{G}, \text{cm}^{-1}$	$\Delta D1, \text{cm}^{-1}$	$\Delta G, \text{cm}^{-1}$	ID1/IG, (i)	ID1/IG, (a)	ID1/(ID1 + IG) (a)	$L_a, \text{nm}$
Sh-2	Хлоритовая	1350	1591	76	70	1,49	1,94	0,66	0,4
Sh-1	Хлоритовая	1352	1577	47	38	1,00	0,97	0,49	0,34

физма) наиболее адекватно отражают параметры ID1/IG,  $\Delta G$ . К сожалению, аналитические материалы получены для объектов разного генезиса, и потому не выведены количественные зависимости значений параметров спектроскопии от температуры и давления внешней среды. Исключением являются графики зависимости  $L_a$  и ID1/(ID1 + IG), построенные по опубликованным данным разных авторов, т. е. впервые поставлена проблема калибровки возможных уравнений связи этих параметров с условиями метаморфизма. Отмечено, что степень кристалличности ОБ помимо общих факторов метаморфизма зависит от типа вмещающей ОБ среды. Этот вывод сделан (табл. 3) при сопоставлении шуньгского шунгита (Sh-2) и лидита (Sh-1).

В работе Т. Юи с соавт. [Yui et al., 1996] приведены Рамановские спектры для образцов ОБ (о. Тайвань), отобранных из разных зон метаморфизма (рис. 11). Использовался Аг-лазер с длиной волны излучения 514,5 нм, мощность лазера на поверхности образцов составляла менее 5 мВт. В спектрах второго порядка для ОБ, находящегося в зоне развития цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой и начальной зеленосланцевой (хлоритовой) фаций метаморфизма, слабо проявляется S1-пик.

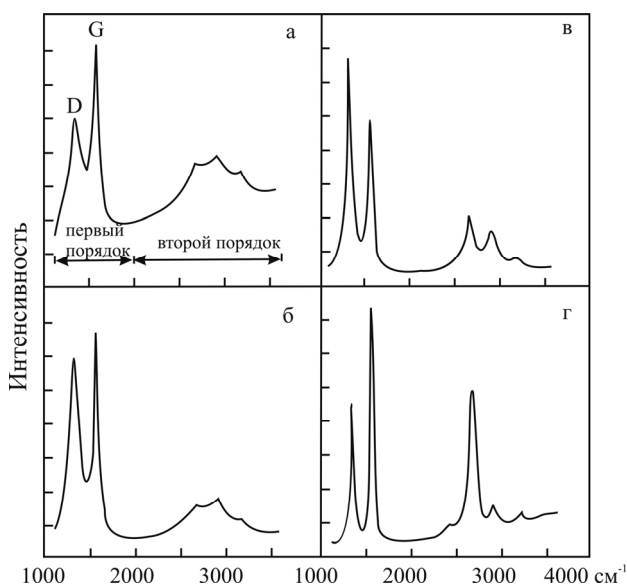


Рис. 11. Рамановские спектры ОБ из пород разных фаций метаморфизма [Yui et al., 1996]:

а – цеолитовая, б – пренит-пумпеллиитовая, в – зеленосланцевая (хлоритовая), г – зеленосланцевая (биотитовая)

При повышении степени метаморфизма положение G-максимума сдвигается от  $1601 \text{ cm}^{-1}$  к  $1575 \text{ cm}^{-1}$ , а изменения в положении D1-максимума при этом не имеют выраженной направленности.  $\Delta G$  и  $\Delta D1$  постепенно уменьшаются с повышением степени метаморфизма, однако наиболее резкие изменения наблюдаются на этапе от цеолитовой к зеленосланцевой стадии (рис. 12). В этом же интервале происходят основные изменения отношений интенсивностей главных линий спектра, рассчитанных по площади и по максимумам пиков, а также отношений  $\Delta G/\Delta D1$  (табл. 4).

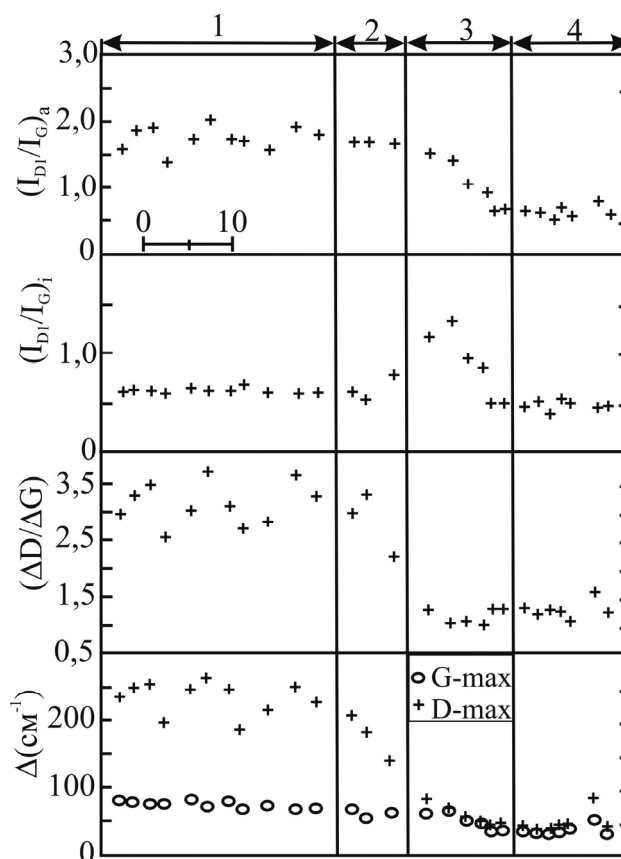


Рис. 12. Зависимость основных параметров Рамановских спектров от степени метаморфизма ОБ [Yui et al., 1996]:

(ID1/IG)<sub>a</sub> – отношение площади основных пиков, (ID1/IG)<sub>i</sub> – отношение интенсивностей пиков в максимуме, ( $\Delta D1/\Delta G$ ) – отношение ширины пиков на половине максимума,  $\Delta(\text{cm}^{-1})$  – ширина максимума на половине высоты. Фашии: 1 – цеолитовая, 2 – пренит-пумпеллиитовая, 3 – зеленосланцевая (хлоритовая), 4 – биотитовая

Таблица 4. Вариации основных параметров РС ОВ для разных фаций метаморфизма (о. Тайвань, северный профиль) [Yui et al., 1996]

Фация метаморфизма	$\lambda_{D1}, \text{cm}^{-1}$	$\lambda_{G}, \text{cm}^{-1}$	$\Delta D1, \text{cm}^{-1}$	$\Delta G, \text{cm}^{-1}$	$(ID1/IG)_i$	$(ID1/IG)_a$
Цеолитовая	1346–1355	1592–1598	187–266	68–81	0,61–0,72	1,40–2,01
Пренит-пумпеллиитовая	1342–1347	1595–1601	144–209	55–69	0,57–0,82	1,70–1,72
Зеленосланцевая	1347–1353	1577–1593	49–87	36–65	0,53–1,37	0,70–1,56

Очень важные сведения по применению РС для определения условий углефикации ОВ получены в исследовании О. Бейссака и др. [Beysac et al., 2002a, b; 2003a, b]. В работе [Beysac et al., 2003b] на примере разреза Западных Альп (массив Schistes Lustres) изучена графитизация углеродистого вещества 12 образцов (механизм трансформации) в условиях высокобарического метаморфизма с повышением давления и температуры: от низших фаций голубых сланцев (13 кбар, 330 °С) до эклогитов (20 кбар, 500 °С; лазер Ar, 514,5 нм, мощность на поверхности образца 1–4 мВт, время набора спектра 20–300 с, осреднение спектров по 10–15 измерениям). Природные образцы изучали, помещая тонкие срезы, отполированные алмазной пастой с крупностью зерна 1 мкм, на стеклянную подложку. Углеродистое вещество в черных сланцах относится к водорослевому типу керогена (II), его содержание в породах менее 1 % вес. Оно состоит из смеси двух фаз: микропористой и подобной луковичным структурам; оба типа вещества являются неграфитизирующимися при воздействии тепла в условиях нормального давления. Гетерогенность состава и микроструктуры углеродистого вещества объясняется авторами работы тем, что предшественники ОВ были разными и по происхождению, и по составу. Структура и микротекстура микропористого вещества весьма близка к коксу, получаемому из сахарозы или метаантрацита [Rouzaud, 1988]; вещество с луковичной структурой ранее было описано в работе [Buseck et al., 1985; Buseck, Huang, 1985] и, вероятно, является обычным для метаосадков морского происхождения, находящихся на низких стадиях метаморфизма. Подобные концентрические образования очень похожи на микроструктуру сажи, получаемой при термальном разложении углеводородов. Так как, по мнению авторов, происхождение пород является морским, то первый тип углеродистого вещества происходит от водорослевого керогена, а вещество с концентрической микротекстурой образовано из углеводородов, генерация которых, возможно, шла в диагенезе, а их миграция была затруднена из-за низкой проницаемости осадков. В спектрах второго порядка слабо преобразованного углеродистого вещества видны (рис. 13) две широкие линии около 2700  $\text{cm}^{-1}$  (S2) и 2900  $\text{cm}^{-1}$  (S3).

При увеличении степени метаморфизма интенсивность линии S2 растет по отношению к линии S3, она становится сначала асимметричной, а затем расщепляется на две, при этом линия S3 исчезает практически полностью в условиях наиболее высокой стадии метаморфизма (как и линии D1 и D2). С повышением факторов метаморфизма микропористый материал постепенно трансформируется в трехмерный графит, проходя стадию формирования макропор. В этом случае графитизация в основном идет на стенках пор по мере увеличения их размера. Концентрическое (луковичное) вещество графитизируется в участках, где радиус кривизны максимальный, т. е. на внешних частях колец.

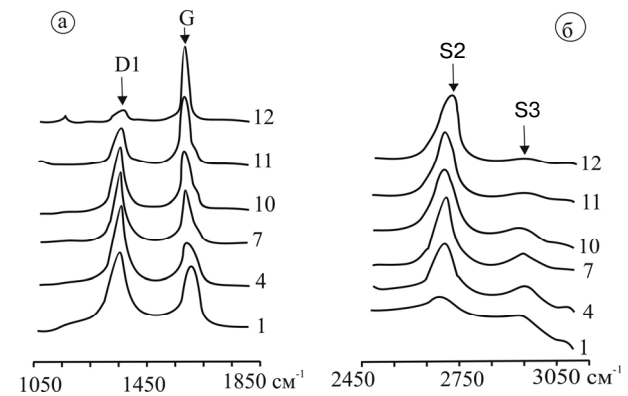


Рис. 13. Линии первого (а) и второго (б) порядка Рамановских спектров, полученных на образцах из разных фаций метаморфизма – от зеленосланцевой (1) до эклогитовой (12). Зап. Альпы. Лазер Ar, 514,5 нм [Beysac et al., 2002b]

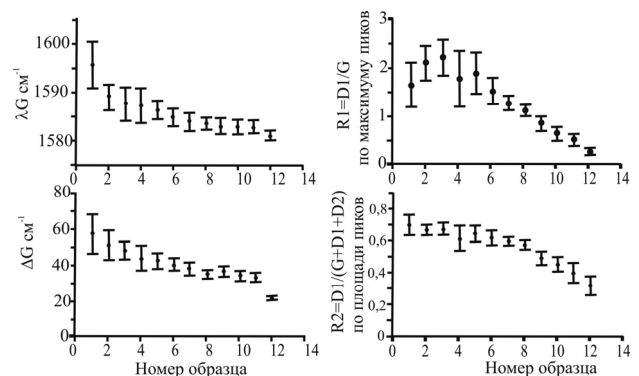


Рис. 14. Основные параметры Рамановских спектров образцов разных фаций метаморфизма – от зеленосланцевой до эклогитовой. Лазер Ar (514,5 нм) [Beysac et al., 2002b]

В качестве индикатора метаморфических преобразований углеродистого вещества использовались в основном параметры Рамановских спектров первого порядка (рис. 14). Отмеченная гетерогенность углеродистого вещества проявляется в виде дисперсии измеряемых параметров (на рис. 14 указаны стандартные отклонения  $\pm\sigma$ ), она особенно заметна для образцов из зон с низкой степенью метаморфизма. С ростом преобразования максимум G-линии сдвигается от  $\approx 1590$  к  $\approx 1580$   $\text{см}^{-1}$ , его ширина меняется от  $\approx 55$  до  $\approx 20$   $\text{см}^{-1}$ . В то же время относительный вклад D1-линии уменьшается<sup>1</sup>. Отношение R1 имеет максимум для образца № 3, в то время как отношение R2 плавно уменьшается во всем диапазоне условий метаморфизма. Аналогичные изменения R1 отмечены в работе [Deurbergue et al., 1987] при изучении графитизации синтетических коксов под воздействием только тепловой обработки. Параметр R2 изменяется в узком интервале ( $\approx 0,6$ – $0,7$ ) для образцов № 1–7 (отражая в основном повышение давления от 13 до 19 кбар и в меньшей степени рост температуры от 330 до 370 °С), в то время как для образцов 8–12 – от  $\approx 0,6$  до  $\approx 0,3$ , фиксируя в основном влияние температуры от 370 °С до 500 °С и, в меньшей степени, давления – от 19 до 20 кбар. На этом основании авторы считают данный параметр более удобным для наблюдения за структурными преобразованиями углеродистого вещества. Однако, как будет показано далее, они не учитывают нелинейность параметра R1 (наличие максимума) для структур с малыми значениями  $L_a$  (менее 2 нм), что также сказывается, хотя и в меньшей степени, на отношениях R2. В ряду образцов 1–7, по данным ТЭМ, идет постепенный рост диаметра графеновых слоев и их количества в пачках. Однако в этих образцах значительного изменения микроструктуры углеродистого вещества не происходит, обе фазы вещества сохраняются, несколько модифицируясь к образцу 7. Во второй части образцов (8–12) идут значительные изменения обеих фаз с последующим появлением графитовых чешуек. В упомянутой работе [Deurbergue et al., 1987] была установлена корреляция между значениями  $L_a$ , измеренными методом ТЭМ, и различными параметрами Рамановской спектроскопии для синтетических коксов. Однако для гетерогенных углеродистых веществ, которые изучались в эксперименте, такую корреля-

<sup>1</sup> Измерялись отношения интенсивностей линий R1 по высоте максимумов (i) и R2 – по площади максимумов (a), а также R3 = S2 / (S1+S2). Средние значения параметров определены путем измерений по нескольким точкам; гетерогенность структуры ОБ оценивалась величиной стандартного отклонения.

цию установить невозможно. Степень структурной организации ОБ главным образом чувствительна к изменениям температуры (при высоком давлении и низких градиентах температуры). Взаимодополнение методов электронной дифракции, ТЭМ и Рамановской спектроскопии хорошо иллюстрируется также и тем, что появление рефлекса hk в образцах 11, 12, обусловленное развитием графитовой фазы, находит отклик в расщеплении линии S2 Рамановских спектров, хотя размер кристаллитов графита не более 1 мкм. Это подтверждается и тем, что линия D1 в этих образцах не пропадает.

В работе [Beysac et al., 2002a] проведен анализ Рамановских спектров еще по двум разрезам, в которых представлены породы из различных зон метаморфизма с высокими показателями давления (о. Тинос, Греция; Санбагава, о. Шикоку, Япония), и по отдельным образцам из зон со средним и низким давлением, отобранным из разных районов (Альпы, Ю. Испания, Марокко, Франция). Для всех образцов тщательно проведен анализ литологического состава и определен генезис ОБ. Большинство образцов относится к первичноглинистым породам, несколько – к мраморам, один образец представлен антрацитом. При интерпретации данных РС предполагалось, что влияние литологического состава пород на уровень графитизации ОБ было одинаковым для всех образцов. Образцы предварительно были изучены методами РГ и ТЭМ. Как и в первом исследовании, наблюдение спектров проведено на обычных петрографических шлифах, что позволяло тщательно подбирать место анализа, учитывать текстурные соотношения ОБ и вмещающей матрицы, контролировать ориентацию включений ОБ по отношению к падающему излучению лазера, что очень важно при наблюдениях хорошо раскристаллизованных графитов из-за их сильной анизотропии. Шлифы изготавливались из срезов перпендикулярно сланцеватости. Обращалось внимание на возможное повреждение включений ОБ при полировке шлифов.

Спектры образцов существенно различаются между собой, отражая условия метаморфизма. На спектрах образцов Зап. Альп из пумпеллиитовой подзоны хлоритовой зоны преобладает линия D1 с  $\Delta D = 60$   $\text{см}^{-1}$ , широкая линия G с максимумом при  $1595$ – $1600$   $\text{см}^{-1}$ , имеющая заметное «плечо» – линию D2. Спектры аналогичны полученным в уже упомянутых работах [Wopenka, Pasteris, 1993; Yui et al., 1996] и представляющим зеленосланцевые фации метаморфизма. В спектрах образцов из зон с самыми низкими уровнями метаморфизма видно не-

большое «плечо» с длинноволновой стороны линии D1 в районе  $1150\text{--}1200\text{ см}^{-1}$  (линия D3). С увеличением РТ-условий линия G смещается от  $1600$  к  $1580\text{ см}^{-1}$  (реальный сдвиг линии – от  $1590$  к  $1580\text{ см}^{-1}$ , если учесть наложение линии D2), линии D1 и D2 уменьшаются относительно линии G, которая при этом становится более узкой (от  $55$  до  $20\text{ см}^{-1}$ ). Линия D3 отсутствует на образцах, испытавших воздействие температуры более  $400\text{--}450\text{ }^\circ\text{C}$ . Линии D1 и D2 заметны для всех образцов, исключая два из них с самым высоким уровнем метаморфизма. Присутствие этих линий свидетельствует о том, что размеры кристаллитов меньше нескольких микрометров. В образцах, спектры которых не содержат этих линий, кристаллиты графита существенно больше за счет трансформации ОВ в твердом состоянии и в экстремальных условиях (ультравысокое давление либо условия гранулитовых фаций). Подобные совершенные спектры редки и характерны для графитов, образованных из высокотемпературных флюидов, как, например, графиты Шри-Ланки. Параметры R1 и R2 в ряду метаморфизма ОВ меняются от  $2,2$  до  $0,2$  и от  $0,7$  до  $0,3$  соответственно. Изменения R2 практически отсутствуют для пумпеллитсодержащих образцов хлоритовой зоны. Они минимальны для образцов биотитовой зоны метаморфизма. Основной интервал изменений параметра R2 и  $\Delta G$  приходится на хлоритовую (без пумпеллита) и гранатовую зоны.

Образцы из пояса Санбагава – морские метapelиты мелового периода, представляют хлоритовую, гранатовую и биотитовую зоны. Хлоритовая зона подразделяется на пумпеллитсодержащую и не содержащую пумпеллит субзоны (рис. 15), в которых РТ-условия оцениваются как  $P = 6$  кбар,  $T = 330\text{ }^\circ\text{C}$ . В гранатовой зоне  $P = 8$  кбар,  $T = 440\text{ }^\circ\text{C}$ , биотитовая зона подразделяется на альбит-биотитовую и олигоклаз-биотитовую подзоны с условиями:  $8\text{--}9,5$  кбар,  $530\text{ }^\circ\text{C}$  и  $10$  кбар,  $610\text{ }^\circ\text{C}$ . Образцы из пумпеллитсодержащей подзоны хлоритовой зоны имеют  $\Delta G = 50\text{--}55\text{ см}^{-1}$ , максимум G-линии  $1590\text{--}1600\text{ см}^{-1}$ ; R1 от  $1,3$  до  $2,1$  и R2 от  $0,6$  до  $0,7$ . При повышении степени метаморфизма параметры меняются аналогично тем, которые получены для Зап. Альп. Однако основные изменения R2 и  $\Delta G$  наблюдаются в хлоритовой (без пумпеллита) и в гранатовой зонах.

Изменение R1 и R2 для двух поясов (Зап. Альпы и Синбагава) показывает, что на начальной стадии метаморфизма параметр R1 соответственно равен  $1,3$  и  $1,3\text{--}1,4$ , т. е. близок к значениям, полученным для образцов, испытавших более высокие метаморфические преобразования. В то же время соответствующие значения R2 (по площади пиков) очень большие: в первых образцах D1-линия широкая, но ее интенсивность относительно низкая. Как уже упоминалось, аналогичные изменения D1/G отмечены в работе [Deurbergue et al., 1987] об изучении графитизации синтетических коксов при их тепловой обработке, и потому авторы работы [Beysac et al., 2002a] считают этот параметр более удобным для изучения процессов графитизации ОВ.

Образцы о. Тинос (Греция) по степени метаморфизма представляют ряд от фации голубых сланцев до эклогитовой ( $14$  кбар,  $530\text{ }^\circ\text{C}$ ) с контрастным ретроградным метаморфизмом при высоком давлении и низкой температуре, а образцы Пелопоннеса метаморфизованы в разных условиях, но при высоком давлении и низких геотермических градиентах. Это также метapelиты, вероятно, морского происхождения. Отдельные образцы, представляющие широкую географию, метаморфизованы в условиях низкого и среднего давления. В целом исследованные образцы из разных регионов представляют основные типы метаморфизма с геотермическими градиентами от  $40\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}^{-1}$  до  $10\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}^{-1}$ . Данные по о. Тинос и по другим регионам аналогичны тем, которые получены по наиболее представительным выборкам Зап. Альп и Японии. Параметр R3, как и R2, при повышении степени метаморфизма падает (рис. 16) вследст-

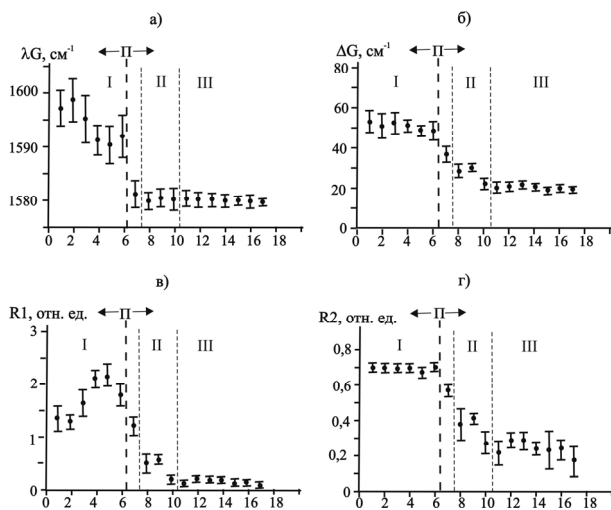


Рис. 15. Изменение параметров по профилю, заданному через различные зоны метаморфизма. Япония, р. Асеми, о. Шикоку [Beysac et al., 2002a]:

I, II, III соответственно – хлоритовая, гранатовая и биотитовая зоны метаморфизма; ←П→ – в породах присутствует пумпеллит; П→ – в породах отсутствует пумпеллит; по оси X – точки на профиле; R1 рассчитано по интенсивности линий в максимуме; R2 рассчитано по площади соответствующих линий

вие прогрессивного уменьшения интенсивности линии S2, но с меньшей скоростью, чем R2, т. е. это менее чувствительный параметр. На рис. 16 данные четко делятся на две части – спектры с расщеплением линии S2 и без ее расщепления. Расщепление линии S2 наблюдается у всех образцов, испытавших воздействие температуры более 500 °С.

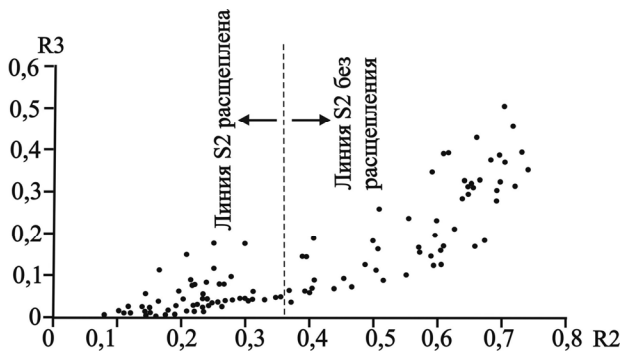


Рис. 16. Корреляционная связь между R2 и R3 [Beyssac et al., 2002a]

Таким образом, показано, что степень структурной организации ОВ весьма чувствительна к любым изменениям условий метаморфизма. Структура ОВ определяется максимумами РТ-факторов и не зависит от проявления ретроградных процессов, т. е. она действительно фиксирует предельные условия метаморфизма. Это объясняется необратимым удалением различных газов в процессе полимеризации ОВ, а также высокими энергиями ароматических связей углерода. В работе [Beyssac et al., 2002a] выведена эмпирическая линейная зависимость между параметром R2 и максимальной температурой метаморфизма ОВ для интервала 330–650 °С (рис. 17).

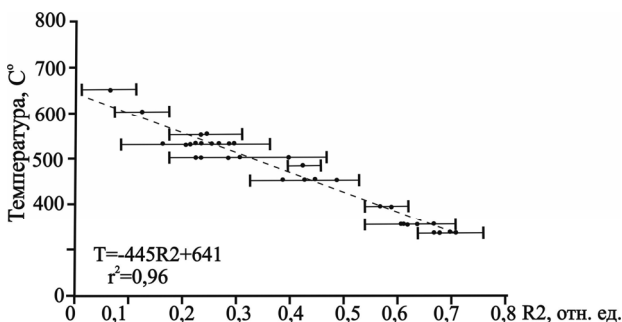


Рис. 17. Корреляционная связь между R2 и T °С для диапазона 330–650 °С. Лазер Ar 514,5 нм [Beyssac et al., 2002a]

Ниже 330 °С R2 практически постоянное (0,7–0,8), т. е. для ОВ с плохой структурной организацией параметр R2 использовать не сле-

дует, поскольку домены для когерентного расщепления, представленные ароматическими кластерами, слишком малы. При температуре выше 650 °С ОВ в основном состоит из трехмерных структур графита, и R2 также становится практически постоянным (<0,05), фиксируя предельные возможности использования этого параметра. Экспериментальная работа [Beyssac et al., 2002a] позволила также выявить эффекты, связанные с гетерогенностью ОВ (различные предшественники, анизотропия, влияние минерального матрикса, давления). Гетерогенность ОВ в одном образце обусловлена присутствием микропористого ОВ и луковичных структур, как это было показано в исследовании [Beyssac et al., 2002b]. Максимальная дисперсия R2 из-за гетерогенности состава ОВ равна ±0,08, что соответствует вариациям температуры ±36 °С. Для всего диапазона температур (330–650 °С) максимальная ошибка составляет ±50 °С. Вероятно, более тщательное статистическое исследование не приведет к уменьшению ошибки, из-за неопределенности в значениях РТ-условий (погрешность калибровки), а также из-за наличия гетерогенности состава ОВ в породах. Сопоставление данных работ [Beyssac et al., 2002b] и [Wopenka, Pasteris, 1993] показывает, что вклад D2-линии в параметр R2 незначителен. Точность определения температуры методом Рамановской спектроскопии не уступает точности традиционного метода с использованием минеральной термобарометрии. В отличие от последнего метода данные РС не зависят от ретроградных процессов, а минеральные ассоциации при этом могут меняться. Следовательно, РС является хорошим дополнением к традиционным методам термобарометрии, поскольку позволяет расшифровывать сложную историю развития региона.

В свою очередь, не наблюдается прямой корреляционной связи R2 с давлением. Она очевидна, когда сопоставляются образцы из зон с разным давлением, и проявляется в виде скачков функции R2(P). В работе [Beyssac et al., 2002a] получены сравнительные данные по образцам, находящимся в зонах активной тектоники. Оказалось, что существенные вариации параметров для таких образцов отсутствуют.

Исследование [Beyssac et al., 2003a] подтверждает основные выводы авторов, сделанные ранее. Работа выполнена путем карбонизации антрацита (бассейн Cevennes, Франция, стадия углефикации низкая –  $R_{\text{мин}} \approx 1\%$ ,  $R_{\text{макс}} \approx 3\%$ ,  $(\text{H/C})_{\text{ат}} = 0,44$ ,  $(\text{O/C})_{\text{ат}} = 0,02$ ,  $(\text{N/C})_{\text{ат}} = 0,11$ ), синтетического кокса, полученного из антрацена

и сахарозы. Условия карбонизации: диапазон температур от 1273К до 1473К, давление до 8 ГПа, в сухом виде и в присутствии воды. В частности, получена зависимость  $R1(P)$  (рис. 18), которая фиксирует нелинейный характер структурной организации вещества не только при тепловой обработке исходных материалов, но и при увеличении давления, что характерно для неграфитирующихся веществ, обладающих гетерогенной структурой, в частности, микропористой текстурой. То есть  $R1$  более точно и контрастно отражает структурные преобразования ОВ, а нелинейный характер зависимости  $R1(T)$  и  $R1(P)$  на практике не может служить препятствием для использования параметра  $R1^1$ .

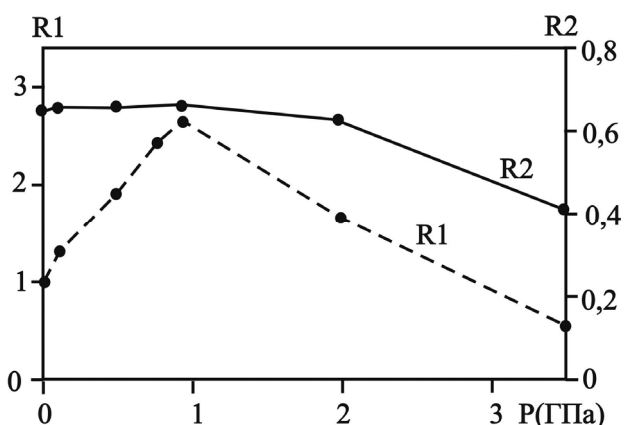


Рис. 18. Зависимость  $R1$  (интенсивности пиков в максимуме) и  $R2$  (интенсивности по площади пиков) от давления в эксперименте с углем.  $T = 1273K$ , длительность эксперимента 95 часов [Beysac et al., 2003a]

В работе Я. Ехлички с соавт. [Jehlička, Rouzaud, 2000] приведены примеры Рамановских спектров твердых битумов и керогенов из разных зон метаморфизма (см. рис. 8). Так, низший антраксолит Клечани показывает слабую структурную организацию: G-линия с максимумом при  $1600\text{ см}^{-1}$  широкая, отношение площади линий  $ID1/IG$  и их интенсивностей относительно низкие (1,42 и 0,69), отношение  $R2$  высокое (около 2,1), а спектральные линии второго порядка практически не выделяются. Данные исследования керогена, находящегося на биотитовой стадии метаморфизма, показывают, что его структурное состояние резко отличается от битума. ОВ керогена имеет высокую степень упорядочивания: четко разделенные узкие

максимумы при  $1350$  и  $1580\text{ см}^{-1}$ , дополнительная линия при  $1618\text{ см}^{-1}$ ,  $R1(s) = 1,70$ ; в спектре второго порядка присутствует интенсивный S1-пик при  $2700\text{ см}^{-1}$  и два слабых овертона при  $2930$  и  $3220\text{ см}^{-1}$ ,  $R1(a) = 1,24$ . Спектр высшего антраксолита Збечно имеет характерные линии дефектов  $1210$ ,  $1340$  и  $1530\text{ см}^{-1}$ , в спектре второго порядка – линии  $2674$ ,  $2930$  и  $3140\text{ см}^{-1}$ ,  $R1(a)$  относительно высокое (1,80). Кероген Збечно преобразован в условиях хлоритовой фации метаморфизма, для него  $R1 = 1,79$ . Следовательно, высший антраксолит Збечно по структурной организации практически не отличается от керогена.

В залежах метасапропелитов палеопротерозоя Онежской структуры известны признаки развития активных флюидодинамических процессов. Это каналы разгрузки углеводородов под давлением в виде субвертикальных зон повышенной трещиноватости. На поверхности естественных обнажений метасапропелитов они выделяются интенсивным черным цветом. Изотопный состав углерода, определенный в каналах разгрузки (высшие антраксолиты), близок к таковому в обломках вмещающей породы (кероген) в пределах одного участка, т. е. источником углеводородов действительно служил кероген вмещающих сапропелитов, следовательно, и для керогена, и для антраксолита факторы регионального метаморфизма были тождественны. Параметры Рамановской спектроскопии антраксолитов и остаточного керогена, входящего в обломки, существенно отличаются (табл. 5): у них разная молекулярная структура, количество дефектов в краевых частях графеновых слоев, в том числе связанных с гетероатомами. Очевидно, что различия в структурной организации керогенов и битумов региональный метаморфизм не затушевывает, а значит, РС может использоваться для их идентификации и классификации.

Таблица 5. Основные параметры Рамановской спектроскопии миграционного вещества и керогена (участок Подсосонье, Онежская структура)

Образец	$\Delta G, \text{ см}^{-1}$	$\Delta D1, \text{ см}^{-1}$	$\Delta D1/\Delta G$	$R1$	$ID2/IG$	$ID3/IG$
Антраксолит	59,2	66,2	1,10	1,6	0	0,03
Кероген	36,2	40,7	1,12	1,2	0,2	0

О. Бейссак с соавторами еще на одном примере (Непал, Гималаи) продемонстрировали успешное применение Рамановской спектроскопии при определении условий метаморфизма ОВ [Beysac et al., 2004]. Для определения температуры углефикации использовался параметр  $R2$  и линейное уравнение

<sup>1</sup> Нелинейность функций  $R1(T)$  и  $R1(P)$  определяется нелинейным характером изменения основных параметров молекулярной структуры ОВ при углефикации, что отражено в многочисленных работах [Касаточкин, 1969; Сюняев, 1980; Beny-Bassez, Rouzaud, 1985; Khavari-Khorosani, Michelsen, 1993 и др.].

ние (см. рис. 17), выведенное ранее [Beyssac et al., 2002a]. Условия измерения прежние. На каждом образце регистрировались 6–17 спектров для сглаживания эффектов, обусловленных гетерогенностью ОВ. Ошибка определения температуры (стандартное отклонение параметра R2) составляет  $\pm 15$  °С, однако общая ошибка составляет  $\pm 50$  °С. Указаны причины погрешности определения температуры: структурная гетерогенность ОВ, связанная с генетическими особенностями предшественников, и обусловленные ею методические ошибки; неравномерная углефикация ОВ из-за влияния эффектов сдавливания, вмещающих минералов; погрешности калибровки при выводе эмпирического уравнения (необходимо получать коэффициенты отдельно для каждой территории).

Г. Рантитш и др. [Rantitsch et al., 2004] изучили ОВ позднего карбона из Граувакковой зоны Восточных Альп. ОВ представлено витринитом и жильными (миграционными) формами. По микротекстурному признаку выделено два типа вещества: вытянутые кольцеобразные и полигональные или протяженные кластеры ароматических слоев. Образцы (всего 31) были отобраны из естественных обнажений и музейных коллекций. Применялись методы исследования: ТЭМ, РГ, поляризационная оптическая микроскопия, атомно-силовая микроскопия и РС. Все образцы содержат высокопреобразованное, анизотропное ОВ,  $d_{002}$  находится в диапазоне 0,33–0,38 нм. Исследовано ОВ, экстрагированное из образцов химическим методом. Лазер Nd-YAG,  $\lambda = 532,2$  нм; на каждом образце фиксировалось по 10 спектров. В каждой группе ОВ по степени графитизации выделяются образцы, у которых линия S1 либо имеет очевидные признаки расщепления, либо без них. Как и в исследовании [Beyssac et al., 2002a], получена линейная зависимость  $T(R2)$ :  $T(^{\circ}\text{C}) = (457 \pm 53) R2 + 648 \pm 25$ , в которой, в отличие от уравнения, приведенного на рис. 17, учтены все возможные ошибки метода. Комплекс использованных методов анализа ОВ позволил авторам воссоздать историю метаморфизма изучаемого района. Это уравнение использовано также для моделирования эволюции палеозойского покровного комплекса Грац Восточных Альп [Rantitsch et al., 2005].

В исследовании [Zeng, Wu, 2007] сопоставлены данные РС и ИК-спектроскопии при изучении керогена (средний голоцен, Китай), подвергнутого термообработке. Стадия углефикации керогена – торфяная, основной ком-

понент состава – гуминит, присутствуют также липтинит и инертинит. Диапазон температур 250–700 °С, давление 500, 1000, 1500 бар, Ar-лазер (514,5 нм) и He-Ne-лазер (632,8 нм). В качестве эталона использовался графит (Монголия). В спектре исходного керогена линии второго порядка отсутствуют, а основные линии первого порядка очень широкие (например,  $\Delta D1 = 226 \text{ см}^{-1}$ ). С ростом температуры положение G-пика сдвигается в сторону высоких значений длин волн, D-пика – в сторону более низких длин волн. Полуширина максимумов с ростом давления и температуры уменьшается, отражая рост размеров кристаллитов и уменьшение дефектности структуры. Отношение R1 уменьшается с ростом температуры не монотонно (рис. 19), функция имеет минимум при 500 °С. К сожалению, наблюдения при относительно низких температурах не проводились. Линии второго порядка в спектрах становятся различимыми начиная с 550 °С и давления 500 бар. Полуширина S-пиков с ростом температуры уменьшается; индикатором упорядочивания структуры керогена может служить отношение  $IS2/IG$  ( $\lambda_{S2} = 2707 \text{ см}^{-1}$  для графита). Отмечается, что при изменении длины волны лазера положение максимумов линии D1 и S2 меняется, т. е. параметры  $ID1/IG$ ,  $IS2/IG$  не следует сравнивать для разных длин волн лазера. Параллельные наблюдения ИК-спектров исходного керогена и продуктов термообработки показали постепенное уменьшение алифатических и рост ароматических составляющих. Существенные изменения в ИК-спектрах наблюдаются при любом давлении, начиная с 500 °С.

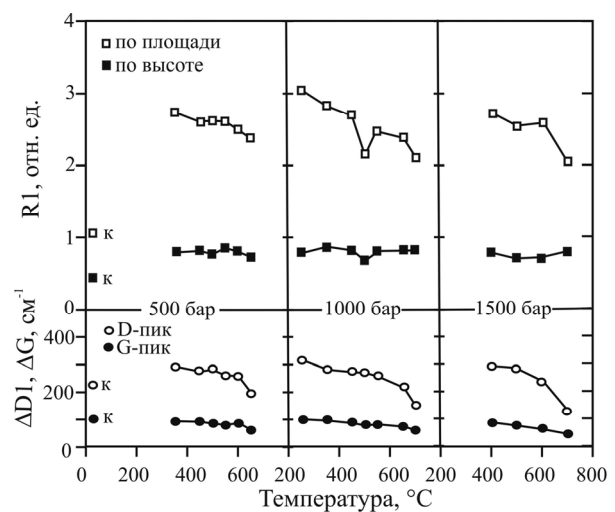


Рис. 19. Изменение основных параметров РС керогена (Китай) в зависимости от температуры и давления (к – начальное состояние керогена). Лазер He-Ne, 632,8 нм [Zeng, Wu, 2007]

Е. Куирико с соавт. [Quirico et al., 2009] методом РС изучили ОВ хондритов и углей, находящихся на разных стадиях углефикации ( $R_{\text{макс}}$  от 0,3 до 8,9 %, Н/С от 0,904 до 0,04). ОВ хондритов по Н/С- и О/С-параметрам подобно углям с низким уровнем метаморфизма, но отличается от них молекулярной структурой и геохимическими характеристиками. Показано, что плохо упорядоченные углеродистые вещества при температуре менее 300 °С дают Рамановские спектры, определяемые не только температурой углефикации, но и составом исходного ОВ, давлением, изолированностью условий преобразования, длительностью процессов и каталитическим влиянием вмещающих минералов. То есть при рассмотрении проблемы использования РС в качестве геотермометра необходима калибровка с использованием минералогических критериев, как это сделано в работах О. Бейссака и др. [Beysac et al., 2002a, b; 2003a, b] для температурного интервала 300–650 °С. Параметры  $\Delta D1$ ,  $R1$  линейно связаны с  $R_{\text{макс}}$  и Н/С (для антрацитов коэффициент корреляции между  $\Delta D1$  и Н/С равен 0,965). При изучении плохо упорядоченных веществ ( $R_{\text{макс}} < 1\%$ ) Рамановские спектры с лучшим разрешением можно получить, используя лазер с длиной волны 244 нм.

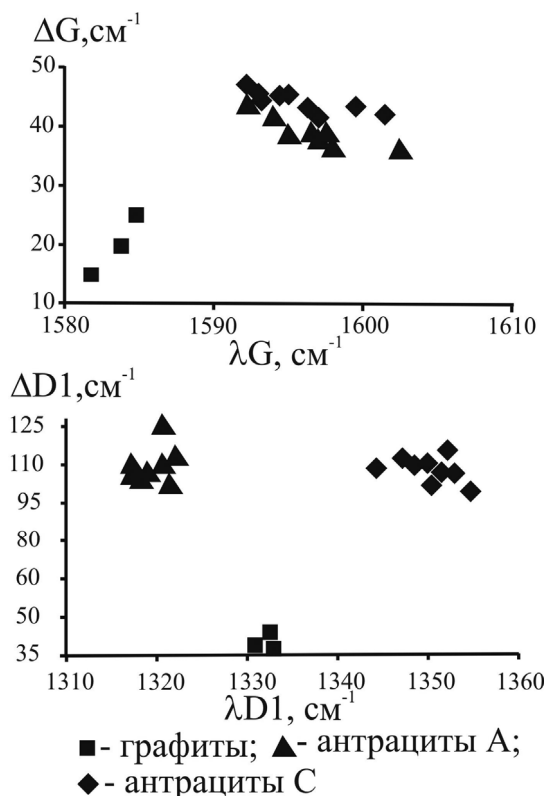


Рис. 20. Классификация антрацитов с разной степенью углефикации и графитов с использованием основных параметров РС. Лазер He-Ne, 632,8 нм [Màrques et al., 2009]

В работе [Màrques et al., 2009] изучена связь между оптическими характеристиками, химическим составом и структурой 36 образцов антрацитов из бассейнов Испании, Португалии, Перу, находящихся на поздних стадиях углефикации, а также графитов из Канады, Мозамбика, Австрии. Показано, что: а) существует сильная корреляционная связь между  $R_{\text{макс}}$  с химическим составом (содержание С, Н, атомные отношения Н/С) и со структурными параметрами, определяемыми рентгенографией; б)  $\Delta G$  линейно зависит от  $d_{002}$  (коэффициент корреляции 0,926), от  $R_{\text{макс}}$  (коэффициент корреляции 0,955) и нелинейно – от Н/С (коэффициент корреляции 0,934); в) структурная организация вещества сильно зависит от содержания водорода. Рамановские спектры антрацитов не имеют линий второго порядка, но в них присутствуют слабые линии D3 (для антрацитов С при 1503–1521  $\text{cm}^{-1}$ , для антрацитов А – 1499–1546  $\text{cm}^{-1}$ ) и D4 (соответственно 1235–1246 и 1188–1201  $\text{cm}^{-1}$ ). Антрациты А, С и графиты четко отличаются в системе координат  $\Delta D1$  и  $\lambda D1$ , но менее четко – в координатах  $\Delta G$  и  $\lambda G$  (рис. 20).

Исследование [Aoya et al., 2010] расширяет представление о возможности использования параметров РС ОВ в качестве геотермометров. Работа проведена на примере двух районов Юго-Западной Японии, где пелитовые и псаммитовые породы метаморфизованы под влиянием гранитных интрузий. Район Даймонджи сложен контактово-измененными черными сланцами и чередованием сланцев и песчаников, в меньшем объеме – кремнистых пород, известняков (юра и мел). В ореоле контактово-измененных пород по минеральным ассоциациям метапелитов выделены три зоны метаморфизма: хлоритовая ( $410 \pm 30$  °С), биотитовая и кордиеритовая (510–590 °С, 2–3 кбар). Район Касуга сложен юрским осадочным комплексом – сланцами, песчаниками, кремнистыми и карбонатными породами. Максимальные температуры метаморфизма пород оцениваются в 630–680 °С. Получены многочисленные экспериментальные данные по общим вопросам методики наблюдений и обработки данных РС (спектрометр Omega XR, лазер Nd-YAG, 532 нм, мощность на поверхности образца 3 мВт), которые потенциально могут оказать влияние на точность определения температуры: способ подготовки образцов (шлифы или полированные штучные пробы); кратность увеличения микроскопа (x50 или x100), апертура (0,50 или 0,90), угол падения излучения лазера по отношению к кристаллографическим осям графита или анизотропным выделениям ОВ. Получены следующие данные:

а) при многократных измерениях (до 10) в одной точке образца статистическая ошибка определения отношений R2 незначительна. Однако при измерениях на одном образце, но в разных точках, фиксируется большой разброс R2, обусловленный неоднородностью метаморфизма даже в пределах одного выделения (зерна) ОВ (расхождение между минимальными и максимальными значениями R2 может достигать 0,426), т. е. при определении температуры контактового метаморфизма требуется осреднение данных по площади шлифа путем многократных измерений (в эксперименте – от 20 до 36 точек);

б) для измерений подходят как шлифы, так и полированные поверхности штучных образцов;

в) практически нет расхождений между измерениями с объективами x50 и x100, а также с различными значениями диафрагмы;

г) максимальное отклонение R2 для измерений, когда пучок лазера падает параллельно и перпендикулярно к оси С графита, составляет около 0,04 (среднее 0,03), т. е. рядовые измерения можно вести без существенной ошибки, не обращая внимания на ориентацию выделений ОВ, особенно для случаев слабо или средне раскристаллизованных его форм и большого числа наблюдений на одном образце.

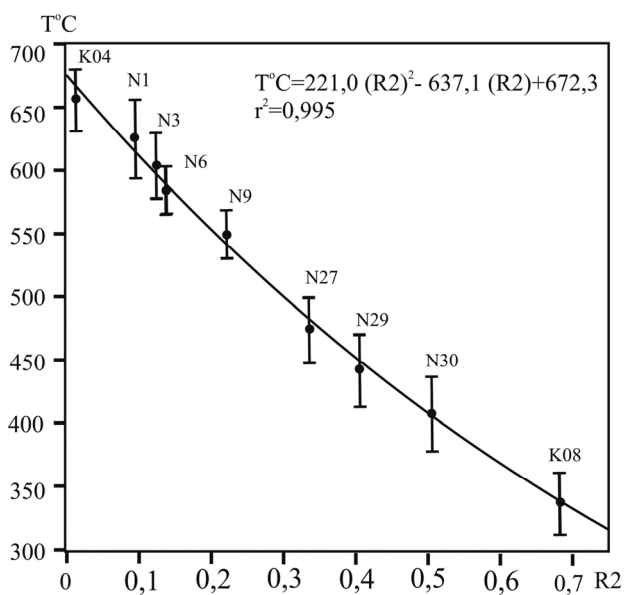


Рис. 21. Калибровочный график функции T(R2) для зон контактового метаморфизма (длина волны лазера 532 нм) [Аоуа et al., 2010]

Выведена эмпирическая зависимость для определения температуры контактового метаморфизма (рис. 21). В отличие от уравнения, приведенного на рис. 17, это нелинейная функция, адекватно отражающая термальные условия в диапазоне 340–655 °С. Точность опреде-

ления температуры оценивается в  $\pm 30$  °С. Заметим, что уравнения, используемые в работах [Beysac et al., 2002a] и [Rantitsch et al., 2004], выведены для разных длин волн лазерного излучения (соответственно 514,5 и 532 нм)<sup>1</sup>. Для условий регионального метаморфизма авторы работы [Аоуа et al., 2010] также вывели нелинейное уравнение:  $T(^{\circ}\text{C}) = 91,4 (R2)^2 - 556,3 (R2) + 676,3$  с коэффициентом корреляции 0,984, взяв результаты наблюдений из работы [Beysac et al., 2002a]. Нелинейность зависимости R2(T) получена благодаря расширению диапазона температур и более тщательному анализу и учету ошибок наблюдений. Сопоставление уравнений позволило авторам сделать вывод о том, что функции R2(T) для условий контактового и регионального метаморфизма разные (значения R2 при одной длине волны лазера и при одинаковых температурах для регионального метаморфизма всегда несколько больше, чем для контактового метаморфизма, хотя это различие и невелико), т. е. при контактовом метаморфизме уровень кристалличности ОВ относительно более высокий. При региональном метаморфизме структура ОВ под влиянием существенно больших деформаций имеет и больше дефектов. При  $R2 > 0,6$  функции R2(T) для регионального и контактового метаморфизма практически совпадают.

Для определения условий углефикации ОВ метасапропелитов Максовского месторождения (Карелия), где широко проявлены процессы контактового метаморфизма пород, были отобраны образцы метасапропелитов из контактовой зоны с силлом габбродолеритов, а также на удалении от контакта, где тепловое влияние силла не должно было проявляться. Непосредственно на контакте с силлом породы превращены в кокс, далее идут породы столбчатой отдельностью, затем сильно брекчированные метасапропелиты с многочисленными миндалинами. Под влиянием тепла силлов меняется молекулярная структура ОВ (табл. 6): непосредственно на контакте  $d_{002}$  стремится к значениям, предельным для неграфитируемых ОВ (0,342 нм), по мере удаления от контакта  $d_{002}$  растет, приближаясь к значению 0,352 нм, характерному для неизмененных пород. ОВ пород, не затронутых контактовым метаморфизмом, обычно оптически изотропное либо частично анизотропное, а в зоне влияния интрузии оно анизотропное. Динамика изменения структуры ОВ фиксируется и по

<sup>1</sup> Резонансная природа линий дефектов D1 и D2 определяет их положение и интенсивность в зависимости от длины волны лазера; значения R2 при 532 нм всегда больше, чем при 514,5 нм.

Таблица 6. Изменение параметров Рамановской спектроскопии ОВ под влиянием силла габбродолеритов, Максовское месторождение метасапропелитов

Образец	$\lambda G, \text{см}^{-1}$	$\lambda D1, \text{см}^{-1}$	$\Delta D1/\Delta G$	R1	R2	ID2/IG	ID3/IG	ID4/IG
Вне зоны влияния силла	1595,8	1350,7	1,57	2,84	0,77	0,21	0,31	0,32
На контакте с силлом	1588,2	1344,8	1,16	2,5	0,70	0	0,13	0,14

Примечание. 1 – данные получены при обработке спектральных линий первого порядка; 2 –  $\lambda(G)$ ,  $\lambda(D1)$  – длина волны G-пика и D1-пика;  $\Delta G$ ,  $\Delta D1$  – ширина пика на половине его максимума; I(G), I(D1÷3) – интенсивности соответствующего пика; 3 – интенсивности линий определены по площади соответствующего пика; 4 –  $\lambda(D2)$  соответственно равна 1635,8 и 1622,1  $\text{см}^{-1}$ ,  $\lambda(D3)$  1500,6 и 1544,4  $\text{см}^{-1}$ ,  $\lambda(D4)$  1155,4 и 1192,6  $\text{см}^{-1}$ .

данным РС (см. табл. 6). На контакте с интрузией наблюдается повышение степени карбонизации вещества и упорядочивание молекулярной субграфитовой структуры: линии G и D1 смещаются в коротковолновую область, уменьшается отношение интенсивностей основных линий R1, связанное с ростом размеров графеновых слоев, уменьшается относительная ширина на половине максимума линии D1, в измененном сапропелите отсутствует линия D2, что указывает на существенное упорядочивание поверхностных графеновых слоев в кристаллитах; уменьшаются значения ID3/IG, ID4/IG, т. е. снижается доля аморфного углерода, функциональных групп и гетероэлементов, входящих в структуру шунгитового вещества. Максимальная температура преобразования ОВ в зоне контакта с габбродолеритами, рассчитанная по уравнению, выведенному авторами работы [Aoya et al., 2010], составляет около 330 °С.

Контактный метаморфизм метасапропелитов Онежской структуры был также изучен на примере Лебединской залежи [Бискэ, 2012], которая интродирована мощным силлом габбродолеритов. По значениям параметров РС, морфологии и характеру проявления выделены две основные группы ОВ: антраксолит в прожилках, пленках, его обособления в трещинах и кавернах долеритов, в матрице брекчий на разном удалении от контакта; его структура характерна для слабоупорядоченного углерода ( $R1 = 1,63$  и  $R2 = 0,75$ ), а температура, рассчитанная по геотермометру [Aoya et al., 2010], варьирует от 370 до 390 °С. От этого типа резко отличается также миграционное ОВ из непосредственного контакта с базитами:  $R1 = 0,3-0,7$ ,  $R2 < 0,5$ ; присутствует симметричный максимум на 2700  $\text{см}^{-1}$ , который по интенсивности приближается к пику G, отсутствует линия D4; параметр ID3/IG  $< 0,02$ ; пик D2 четко выделен; температура образования ОВ этого типа по геотермометру [Там же] находится в пределах 400–500 °С; при этом  $d_{002}$  ОВ не менее 0,342 нм, что подтверждает его неграфитируемость. Предполагается, что температура

кристаллизации базальтового расплава в зонах внедрения во влагонасыщенные и обогащенные ОВ сапропелиты участка Лебещина была существенно снижена из-за раскисления расплава и насыщения его газообразными продуктами катагенеза органического и минерального вещества. Необычно низкие значения температуры для контактового метаморфизма метасапропелитов Онежской структуры и существенное отличие полученных оценок для Максовского месторождения и участка Лебещина свидетельствуют о том, что при определении температуры природного коксования ОВ необходимо учитывать неграфитируемость ОВ и неравновесность процессов карбонизации.

## Выводы

В обзоре показано, что РС является современным и многообещающим методом исследования метаморфизованного ОВ. Метод позволяет определять структурное состояние керогенов и антраксолитов, получать информацию о преобладающем типе гибридизации атомов углерода, о доле дефектных ароматических структур и об уровне дефектности графеновых слоев, о содержании 2D- и 3D-фаз в образце. На этой основе возможна идентификация типа ОВ в палеопротерозойских отложениях (кероген, миграционное ОВ) и генетическая классификация природных битумов. Перед другими методами, позволяющими определять параметры молекулярной структуры ОВ, РС имеет некоторые бесспорные преимущества: не требуется экстракция ОВ из пород, у нее более высокая пространственная разрешающая способность и экспрессность. Очевидно, что весьма перспективным направлением использования метода является определение условий углефикации ОВ (геотермометрия), что открывает путь для изучения истории развития регионов. Для успешной реализации открывающихся в этом направлении возможностей, особенно при изучении неграфитирующихся веществ, необходимо будет решить проблему выбора и калибровки аналитических зависимостей параметров РС от

температуры и давления. Эти вопросы предполагается рассмотреть в будущем в отдельной публикации.

## Литература

*Бискэ Н. С.* Рамановские спектры углеродного вещества контактово-метаморфизованных пород: на примере шунгитовой залежи Лебещина // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. Вып. 15. С. 70–76.

*Касаточкин В. И.* Переходные формы углерода / Структурная химия углерода и углей. М., 1969. С. 7–16.

*Сюняев З. И.* Нефтяной углерод. М.: Химия, 1980. 269 с.

*Холодкевич С. В., Поборчий В. В.* Спектры КРС и природа повышенной стабильности естественного стеклоуглерода и шунгитов // Письма в ЖТФ. 1994. Т. 20, вып. 3. С. 22–25.

*Aoya M., Kouketsu Y., Endo S., Shimizu H., Mizukami T., Nakamura D., Wallis S.* Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks // J. Metamorphic Geol. 2010. Vol. 28, N 9. P. 895–914.

*Beny C., Jehlička J.* Application of the Raman microspectrometry to study natural carbonaceous matter. An example of kerogens and anthraxolites // Bull. Geol. sur. Prague. 1991. Vol. 66, N 1. P. 1–12.

*Beny-Bassez C., Rouzaud J.-N.* Characterization of carbonaceous materials by correlated electron and optical microscopy and Raman microspectroscopy // Scanning Electron Microscop. 1985. P. 119–132.

*Beyssac O., Bollinger L., Avouac J.-P., Goffe B.* Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material // Earth Planet. Sc. Letters. 2004. Vol. 225. P. 233–241.

*Beyssac O., Brunet F., Petit J.-P., Goffe B., Rouzaud J.-N.* Experimental study of the microtextural and structural transformations of carbonaceous materials under pressure and temperature // Eur. J. Miner. 2003a. Vol. 15. P. 937–951.

*Beyssac O., Goffe B., Chopin C., Rouzaud J.-N.* Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // J. Metamorphic Geol. 2002a. Vol. 20, N 9. P. 859–871.

*Beyssac O., Goffe B., Petit J.-P., Eroigneux E., Moreau M., Rouzaud J.-N.* On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy // Spectrochimica Acta. Part A. 2003b. Vol. 59. P. 2267–2276.

*Beyssac O., Rouzaud J.-N., Goffe B., Brunet F., Chopin C.* Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study // Contrib. Mineral. Petrol. 2002b. Vol. 143. P. 19–31.

*Buseck P. R., Huang Bo-Jun.* Conversion of carbonaceous material to graphite during metamorphism // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. Vol. 49. P. 2003–2016.

*Buseck P. R., Huang Bo-Jun., Miner B. P.* Structural order and disorder in Precambrian kerogens // Org. Geochem. 1985. Vol. 12. P. 221–234.

*Cancado L. K. G., Takai K., Enoki T., Endo M., Kim Y. A., Mizusaki H., Speziali N. L., Jorio A., Pimenta M. A.* Measuring the degree of stacking order in graphite by Raman spectroscopy // Carbon. 2008. Vol. 46. P. 272–275.

*Deurbergue A., Oberlin A., Oh J. H., Rouzaud J.-N.* Graphitization of kerogen anthracites as studied by transmission electron microscopy and X-ray diffraction // Int. J. Coal Geol. 1987. N 8. P. 375–393.

*Ferrari A. C., Robertson J.* Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon // Physical Rev. B. 2000. Vol. 61, N 20. P. 14095–14107.

*Harris P. J. F., Tsang S. C.* High resolution electron microscopy studies of non-graphitizing carbons // Philosophical Mag. A. 1997. Vol. 76, N 3. P. 667–677.

*Jehlička J., Beny C.* First and second Raman spectra of natural highly carbonified organic compounds from metamorphic rocks // J. molecular structure. 1999. Vol. 480–481. P. 541–545.

*Jehlička J., Rouzaud J.-N.* Structural and microtextural features of solid bitumens from pillow lavas from Mitov (Barrandian Neoproterozoic, Bohemian Massif) // Věstn. CGU. 2000. Vol. 75, N 3. P. 297–306.

*Jehlička J., Urban O., Pokorný J.* Raman spectroscopy of carbon and solid bitumens in sedimentary and metamorphic rocks // Spectrochim. Acta. A. 2003. Vol. 59. P. 2341–2352.

*Khavari-Khorosani G., Michelsen J. K.* The thermal evolution of solid bitumens, bitumen reflectance, and kinetic modeling of reflectance: application in petroleum and ore prospecting // Energy Sources. 1993. Vol. 15. P. 181–204.

*Knight D. S., White W. B.* Characterization of diamond films by Raman spectroscopy // J. Mater. Res. 1989. Vol. 4, N 2. P. 385–393.

*Kovalevski V. V., Buseck P. R., Cowley J. M.* Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: an X-ray and TEM study // Carbon. 2001. Vol. 39. P. 243–256.

*Larouche N., Stansfield B. L.* Classifying nanostructured carbons using graphitic indices derived from Raman spectra // Carbon. 2010. P. 620–629.

*Màrques X. M., Suárez-Ruiz I., Flores D., Guedes A., Rodrigues S.* Correlation between optical and microstructural parameters of high-rank coals and graphite // Int. J. Coal Geol. 2009. Vol. 77. P. 377–382.

*Pasteris J. D., Wopenka B.* Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism // Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 1–9.

*Quirico E., Montagnac G., Rouzaud J.-N.* Precursor and metamorphic condition effects on Raman spectra of poorly ordered carbonaceous matter in chondrites and coals // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 287. P. 185–193.

*Rantitsch G., Grogger W., Teichert C., Teichert C., Ebner F., Hofer C., Maurer E.-M., Schaffer B., Toth M.* Conversion of carbonaceous material to graphite within the Greywacke Zone of the Eastern Alps // Int. J. Earth Sci. 2004. Vol. 93. P. 959–973.

*Rantitsch G., Sachsenhofer R. F., Hasenhüttl C., Russegger B., Rainer T.* Thermal evolution of an extensional detachment as constrained by organic metamorphic data and thermal modeling: Graz Paleozoic Nappe Complex (Eastern Alps) // *Tectonophysics*. 2005. Vol. 411, N 1–4. P. 57–72.

*Rietmeijer F. J. M., Mackinnon I. D. R.* Poorly graphitized carbon as a new cosmo thermometer for primitive extraterrestrial materials // *Nature*. 1985. Vol. 316. P. 733–736.

*Rouzaud J.-N.* The presence of graphite in the Central Bohemian upper proterozoic shales and shists // *Věstn. Ústředního ústavu geologického*. 1988. Vol. 63. P. 194–199.

*Tuinstra F., Koenig J.* Raman spectrum of graphite // *J. Chem. Phys.* 1970. Vol. 53, N 3. P. 1126–1130.

*Urban O., Jehlička J., Pokorný J., Rouzaud J.-N.* Influence of laminar flow on preorientation of coal tar pitch structural units: Raman microspectroscopic study // *Spectrochim. Acta. A*. 2003. Vol. 59. P. 2331–2340.

*Wada H., Tomita T., Matsuura K., Iuchi K., Ito M., Morikiyo T.* Graphitization of carbonaceous matter during metamorphism with reference to carbonate and pelitic rocks of contact and regional metamorphisms, Japan // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. Vol. 118. P. 217–228.

*Wopenka B., Pasteris J. D.* Structural characterization to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy // *Am. Mineralogist*. 1993. Vol. 78. P. 533–557.

*Yoshida A., Kaburagi Y., Hishiyama Y.* Full width at half maximum intensity of the G band in the first order Raman spectrum of carbon material as a parameter for graphitization // *Carbon*. 2006. Vol. 44, N 11. P. 2333–2335.

*Yui T. F., Huang E., Xu J.* Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks // *J. Metamorphic Geol.* 1996. Vol. 14. P. 115–124.

*Zeng Y., Wu C.* Raman and infrared spectroscopic study of kerogen treated at elevated temperatures and pressure // *Fuel*. 2007. Vol. 86. P. 1192–1200.

*Zickler G., A., Smarsly B., Gierlinger N., Peterlik H., Paris O.* A reconsideration of the relationship between the crystallite size  $L_a$  of carbons determined by X-ray diffraction and Raman spectroscopy // *Carbon*. 2006. Vol. 44. P. 3239–3246.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

### **Филиппов Михаил Михайлович**

зав. лаб. генезиса шунгитовых месторождений  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: [filipov@krc.karelia.ru](mailto:filipov@krc.karelia.ru)  
тел.: (8142) 570080

### **Filipov, Mikhail**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: [filipov@krc.karelia.ru](mailto:filipov@krc.karelia.ru)  
tel.: (8142) 570080

УДК 56.016:551.71

## РЕЛИКТЫ ТЕРМОФИЛЬНОЙ ХЕМОЛИТОТРОФНОЙ МИКРОБИОТЫ В КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ АРХЕЙСКОГО ВОЗРАСТА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

**П. В. Медведев, С. А. Светов, А. И. Светова**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Проведено электронно-микроскопическое изучение хемогенных кремнистых образований, приуроченных к коматиит-базальтовой и двум уровням андезитовых вулканических ассоциаций мезоархейского возраста в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе (восточная часть Фенноскандинавского щита). На свежих сколах образцов силицитов обнаружены различные трубчатые микрообразования, морфологически сходные с фоссилизированными микроорганизмами. Выявленные микроструктуры интерпретируются как фрагменты чехлов нитчатых микроорганизмов, обитавших в подводных условиях вблизи действующих гидротермальных систем.

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** Фенноскандинавский щит, мезоархей, микроорганизмы, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, кремнистые породы.

**P. V. Medvedev, S. A. Svetov, A. I. Svetova. RELICS OF THERMOPHYLIC CHEMOLITHOTROPHIC MICROBIOTA IN THE ARCHEAN ROCKS FROM CENTRAL KARELIA**

Tube-like microstructures were for the first time discovered in chemically precipitated siliceous rocks aged ca. 3 Ga on the Fennoscandian shield. The rocks are situated in the lower part of the oceanic paleovolcanic succession in the Vedlozero-Segozero greenstone belt (central Karelia). The microstructures found there are interpreted as fragments of filamentous microorganisms which had inhabited the zone of hydrothermal activity in a subaquatic environment.

**К e y w o r d s:** Fennoscandian shield, Mesoarchean, microfossils, Vedlozero-Segozero greenstone belt, siliceous rocks.

### **Введение**

Поиск и изучение следов криптозойской биосферы, сохранившихся в древнейших осадочных породах Земли, является актуальнейшей проблемой современной бактериальной палеонтологии [Розанов, Заварзин, 1997; Происхождение..., 2007; Сергеев и др., 2007]. Такие исследования позволяют получить инфор-

мацию о первых этапах эволюции биосферы, начавшей свое развитие почти 4 миллиарда лет назад, оценить вклад микроорганизмов в становление современных биогеохимических циклов, в изменение состава атмосферы и в процессы осадконакопления.

Следы древнейшей жизни включают в себя: 1) органические составляющие микробных клеток и продукты их метаболизма: меж-

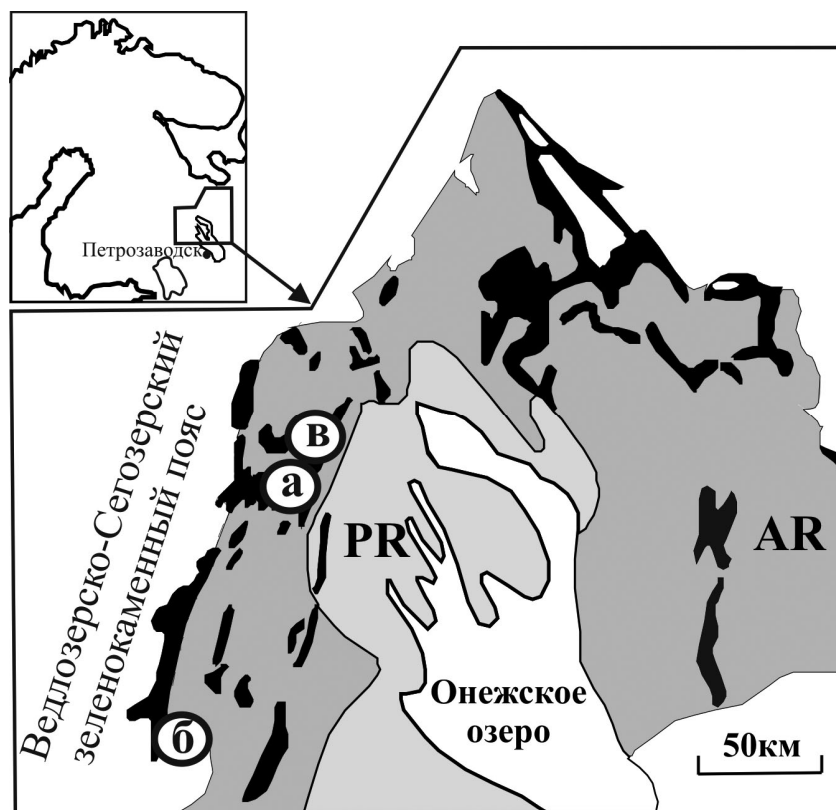


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения палеоархейского Ведлозерского блока (Центральная и Восточная Карелия) и положение зеленокаменных структур в его обрамлении. Черным цветом показаны зеленокаменные структуры мезоархейского возраста; темно-серым – архейские комплексы Ведлозерского блока; светло-серым – перекрывающие породы палеопротерозойского возраста. Район работ: а – Койкарская; б – Хаутаваарская; в – Эльмусская структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса

клеточное полимерное вещество (EPS) гликокаликс, состоящий из полисахаридов, колонии клеток, биопленки, микробиальные маты; 2) свидетельства метаболической активности клеток: концентрация определенных химических элементов, фракционирование стабильных изотопов и различные изменения минерального состава осадка вплоть до образования биоминералов; 3) морфофоссилии: минерализованные клетки, колонии, биопленки, маты, EPS, а также микробиалиты, включающие в себя строматолиты и другие постройки с микробиальной структурой (сгустковой и пр.).

Минерализованные остатки микроорганизмов являются главным объектом исследования бактериальной палеонтологии. Минеральное вещество, как правило кремнезем, замещает органическое вещество клеточных стенок, цитоплазмы и EPS с образованием объемных псевдоморфоз. Исходя из экспериментальных данных, минерализация происходит очень быстро (дни или даже часы) после захоронения микроорганизмов при начальном диагенезе осадка [Westall et al., 1995; Бактериальная па-

леонтология..., 2002]. Благодаря прочности таких кремнистых псевдоморфоз они могут сохраняться в породах миллиарды лет при условии отсутствия перекристаллизации (зеленосланцевая фация метаморфизма).

Поиск следов жизни в породах архейского возраста требует особой тщательности исследований вследствие большого возраста пород, возможности ошибочной идентификации минеральных объектов как биогенных, проникновения более молодых микроорганизмов или органических соединений в породу. Древние органические молекулы сильно изменены, нередко с потерей функциональных групп, и часто неотличимы от абиогенных органических соединений, а многие биоминералы могут образоваться и без участия микроорганизмов. Поэтому для определения архейских фоссилий необходимо использовать множество уровней доказательств, начиная от условий образования пород и морфологии исследуемых объектов до анализа органических соединений. Широкое внедрение в практику поиска следов древнейшей жизни электронной микроскопии,

Рамановской спектроскопии и других современных высокоточных аналитических методов [Javaux et al., 2013] позволяет избежать многочисленных ошибок исследователей второй половины прошлого столетия, сделанных в ходе изучения докембрийских фоссилий.

Древнейшие на сегодня остатки микробиот обнаружены в кремнистых породах, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, из вулканогенных разрезов зеленокаменных поясов Западной Австралии (серия Варравуна, 3,49–3,31 млрд лет) и Южной Африки (серии Онвервайт, 3,50–3,26 млрд лет и Фиг Три, 3,26–3,23 млрд лет) [Schopf et al., 2007]. Большинство специалистов трактует палеоархейские микрофоссилии как остатки коккоидных и нитчатых бактерий, обладавших хемолитотрофным метаболизмом и не нуждавшихся в солнечном свете и кислороде [Konhauser, 2007]. За последние 15 лет многочисленные минеральные псевдоморфозы по микроорганизмам были обнаружены в метеоритах, относящихся к классу углистых хондритов [Астафьева и др., 2011; Hoover, 2011]. Несмотря на продолжающиеся дебаты по обоснованию биологической природы древнейших микрофоссилий [Schopf, 2006; Westall, 2008], эти находки позволяют существенно расширить временные рамки жизни в раннем архее.

На территории Фенноскандинавского щита самыми древними фоссилиями являлись сфероморфные акритархи и фрагменты нитчатых микроорганизмов, выделенные методом мацерации из метаосадочных пород возрастом 2,85–2,86 млрд лет из Центральной Карелии [Тимофеев, 1982]. В настоящее время эти находки подтверждены данными электронной микроскопии и дополнены новыми микрофоссилиями, обнаруженными в метаосадочных породах возрастом 2,80–2,70 млрд лет в Хизоварской структуре на севере Карелии [Розанов и др., 2008; Астафьева, Розанов, 2010; Астафьева и др., 2011].

В связи с тем, что кремнистые осадочные породы являются уникальной средой, обеспечивающей максимальную сохранность микробиот, авторами проведено детальное палеонтологическое изучение слабометаморфизованных мезоархейских (3,0–2,86 млрд лет) кремнистых осадочных пород – хемогенных силицитов, из разрезов Хаутаваарской, Койкарской и Эльмуссской структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии (рис. 1).

### **Геологическая характеристика объектов исследования**

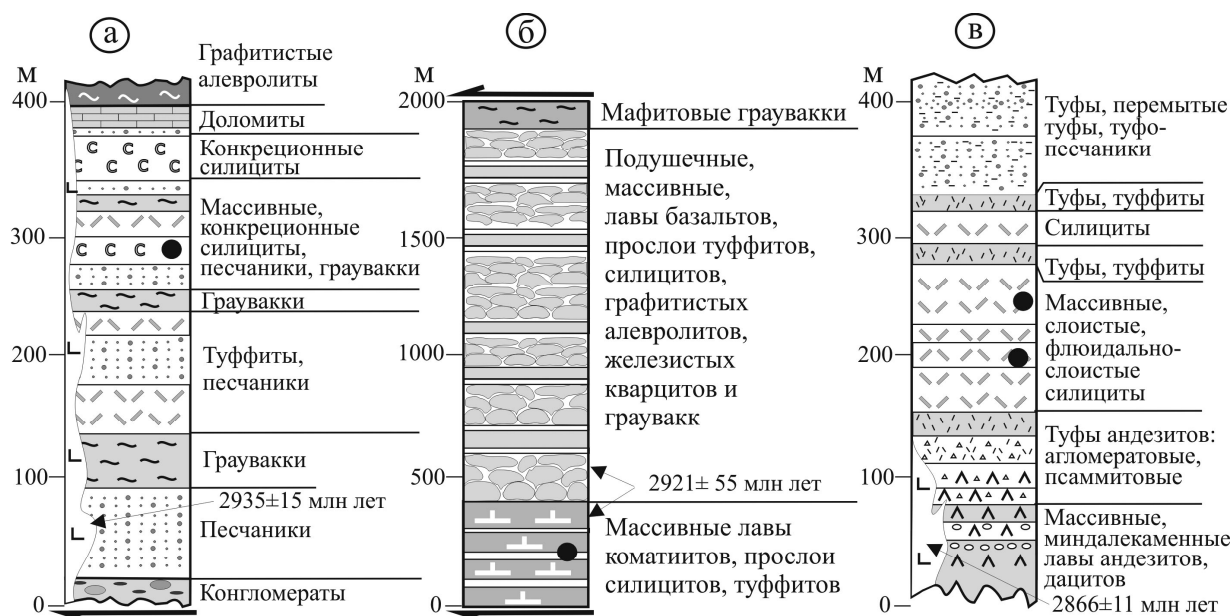
Архейский Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс представляет собой сохра-

нившийся фрагмент мезо-неоархейской аккреционной системы, сложенной несколькими стратотектоническими ассоциациями, образованными в контрастных геодинамических обстановках, сходных с современными конвергентными зонами перехода океан-континент. Детальное геологическое строение пояса описано в публикациях [Светова, 1988; Светов, 2005, 2009], поэтому в данной работе приводится краткая характеристика изучаемых объектов.

Древнейшие (3,0–2,9 млрд лет) комплексы зеленокаменного пояса представлены вулканитами – дифференцированной БАДР-серией известково-щелочного и адакитового ряда (Хаутаваарская и Койкарская структуры), интерпретируемой как фрагмент островодужного комплекса, а также коматиит-базальтовой серией с прослоями глубоководных кремнистых и углеродистых осадков (Хаутаваарская, Койкарская, Совдозерская и Паласельгинская структуры) [Светова, 1988], сформированной в обстановках океанического плато.

Дифференцированный БАДР-адакитовый комплекс Койкарской структуры сохранился в редуцированном объеме в виде фрагмента верхней части вулканогенно-осадочного разреза реконструированной мощности 500 м (рис. 2, а). Разрез сформирован стратифицированной толщей тонкого переслаивания туфов дацитового состава (БАДР-адакитовой серии), туффитов, туфопесчаников, граувакк, силицитов, доломитов, углеродсодержащих алевролитов и рассечен двухфазной дайковой системой дацитового, дацит-риолитового состава возрастом  $2935 \pm 15$  млн лет [Бибилова, Крылов, 1983]. Этот фрагмент осадочной породной последовательности Койкарской структуры является аналогом верхней части разреза мезоархейского островодужного комплекса Хаутаваарской площади [Светов, 2009].

Интерпретация петрологического состава вулканитов и геохимии осадков островодужного комплекса позволяет предполагать формирование ассоциации в задуговом бассейне [Светов, 2009]. В настоящее время получены новые геохронологические данные для субвулканической фазы Игнольской палеовулканической постройки в Хаутаваарской структуре. На вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) проведено исследование 10 зерен цирконов, выделенных из 8 кг пробы субвулканических дацитов. Все зерна имеют магматическую зональность и хорошую сохранность ядерных частей кристаллов. Установлено, что Th/U-отношение для изученных зерен варьирует в пре-



● - Место опробования силицитов в разрезах

Рис. 2. Схемы реконструированных разрезов мезоархейских пород: а – БАДР-адакитовая ассоциация в Койкарской структуре; б – коматиит-базальтовая ассоциация в Хаутаваарской структуре (от остальной части разреза вулканические комплексы отделены тектоническими зонами); в – фрагмент вулканогенно-осадочно-го разреза в Эльмусской структуре

делах 0,29–1,14 (среднее значение по пробам 0,72 свидетельствует об их магматическом происхождении), а изохронный возраст –  $2958,7 \pm 6,0$  млн лет [Светов и др., 2012], что может рассматриваться как время формирования субвулканической фазы палеовулканической постройки. Полученная датировка хорошо согласуется с имеющимися геохронологическими данными [Сергеев, 1989; Овчинникова и др., 1994; Светов и др., 2010]. Время формирования всего разреза вулканогенно-осадочного островодужного комплекса Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса укладывается в интервал  $2995 (\pm 20) - 2945 (\pm 19)$  млн лет (Хаутаваарская структура),  $2990 (\pm 20) - 2935 (\pm 15)$  млн лет (Койкарская структура).

Мафитовый (коматиит-базальтовый) комплекс Хаутаваарской структуры в современном эрозионном срезе представлен стратифицированной лавово-пирокластической толщей высокомагнезиальных пород коматиит-базальтовой ассоциации мощностью около 2,5 км [Светов, 2005]. Силициты встречены в разрезе в виде отдельных слоев и пачек мощностью от 3 до 20 м между массивными лавовыми потоками и в межподушечном пространстве внутри лав коматиитов и базальтов (рис. 2, б). Время формирования коматиит-базальтовой ассоциации, по данным Sm-Nd метода (по породе в целом), составляет

$2921 \pm 55$  млн лет [Svetov et al., 2001]. Изучение терригенных цирконов из слабоизмененного слоя силицитов в средней части коматиитового разреза Хаутаваарской структуры позволило получить изохронный возраст  $2917,2 \pm 8,7$  млн лет (по 6 зернам, имеющим Th/U-отношение 0,42–1,32) [Светов и др., 2010]. Эта датировка может рассматриваться как возможное древнее ограничение времени формирования высокомагнезиальной ассоциации в Хаутаваарской структуре.

Эльмусская площадь является уникальным для Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса полигоном распространения вулканитов риолитового состава. В разрезе структуры риолиты представлены несколькими потоками массивных лав видимой мощностью 75–120 м, между которыми залегают маломощные прослой туфового материала. Лавы секутся субвулканическими риолитами, для которых определен возраст (U-Pb по циркону, SHRIMP)  $2866 \pm 11$  млн лет (рис. 2, в). Верхняя часть разреза (мощностью около 300 м) сформирована осадочной пачкой, в которой широко представлены туфы риолитового состава, туффиты, туфопесчаники и силициты. В северо-западной части структуры тонкие кремнистые осадки сменяются вулканогенно-осадочной пачкой, состоящей из туффитов, туфопесчаников, песчаников и алевролитов, содержащих прослой серноколче-

данных руд, мощностью 0,6–0,7 м. Риолитовая ассоциация Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса соответствует второму интервалу вулканизма средне-кислого состава. Ее формирование происходило в интервале 2880–2850 млн лет в обстановке континентальной окраины [Светов, 2005].

Следует подчеркнуть, что изученные нами силициты принадлежат к мезоархейским комплексам, характеризующим два временных интервала магматической активности на ЮВ Фенноскандинавского щита – древнейший (~3,0 млрд лет, Хаутаваарская и Койкарская

структуры) и более молодой (2,86 млрд лет, в Эльмусской структуре).

### Мезоархейские силициты

Рассматриваемые в статье силициты представляют собой афанитовые кремнистые и алюмокремнистые породы хемогенной природы [Светова, 1988; Рыбаков, Светова, 1989; Светова и др., 2008], маркирующие в разрезах мафитовой островодужной и окраинно-континентальной ассоциаций перерывы в вулканической деятельности.

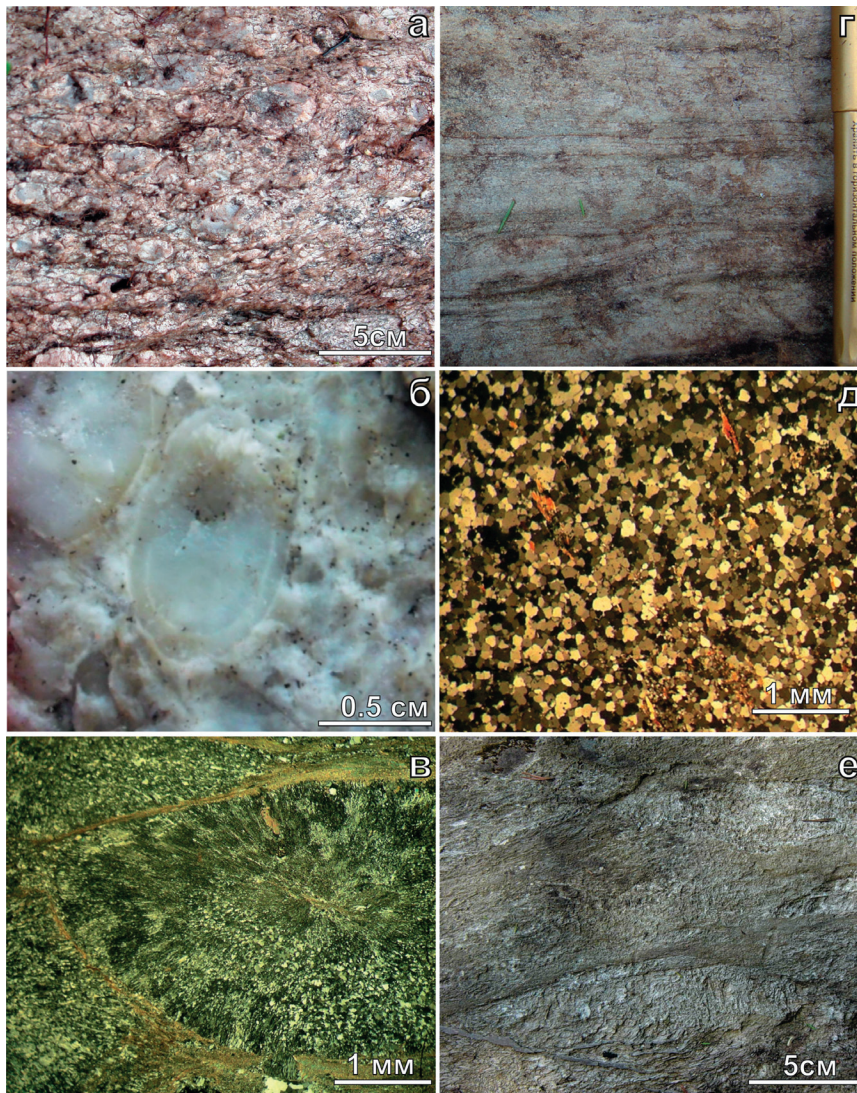


Рис. 3. Макро- и микрофотографии мезоархейских силицитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Койкарская структура (а–в): а – слой конкреционных силицитов Койкарской структуры, из верхней части разреза осадочной толщи которого проводился отбор проб для палеонтологического изучения; б – макрофотография зональных кремнистых конкреций; в – микрофотография конкреции с радиально-лучистой структурой и тонкокристаллическим цементом (ув. 72, ник. X). Хаутаваарская структура (г, д): г – макрофотография тонкослоистых силицитов залегающих между лавовыми потоками коматиитов (обнажение, из которого выполнялся отбор проб для палеонтологического изучения); д – микрофотография тонкослоистых силицитов (ув. 72, ник. X). Эльмусская структура: е – массивные силициты с реликтами слоистой текстуры гелевого осадка, из которых отбирались пробы для палеонтологического изучения

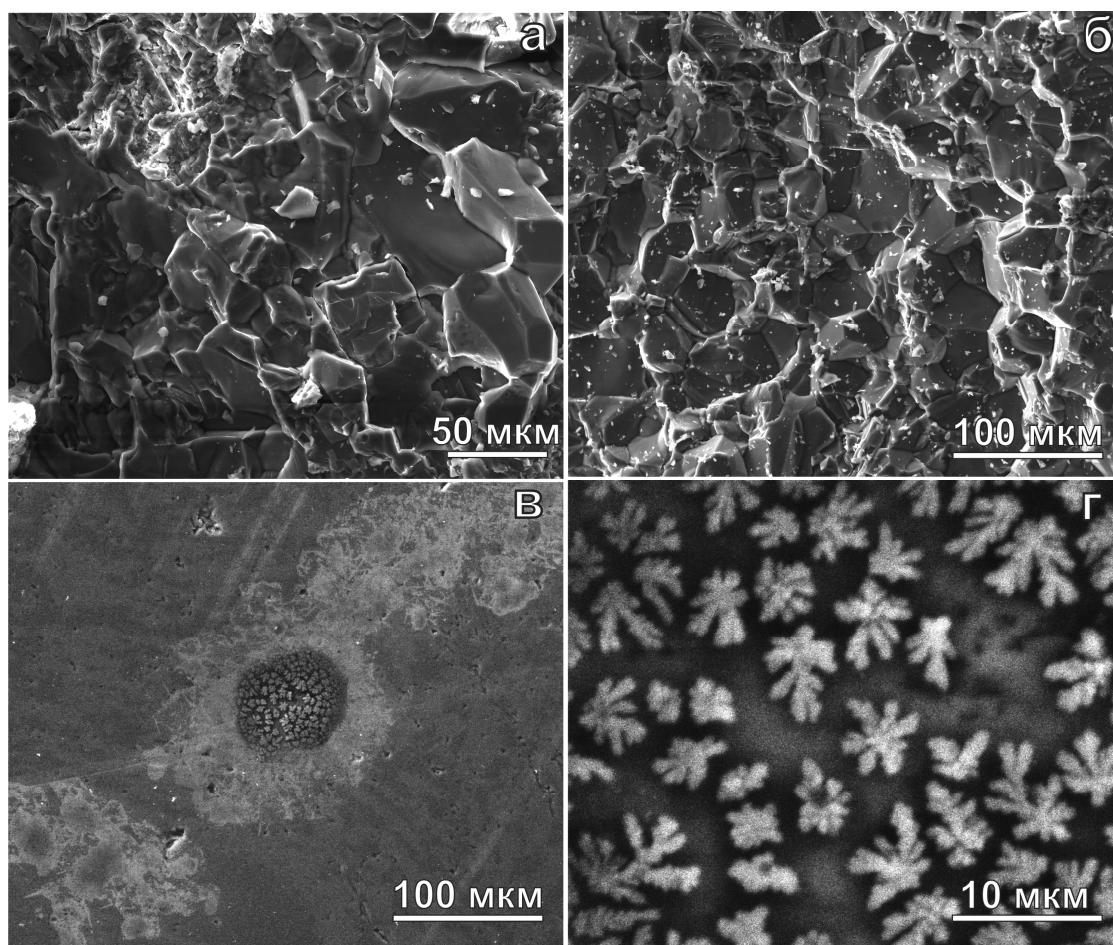


Рис. 4. Электронно-микроскопические изображения хемогенных силицитов из Койкарской структуры (а) и силицитов из разреза коматиит-базальтового комплекса Хаутаваарской структуры (б). Конкреционные образования соли (K,Na)Cl в хемогенных силицитах Койкарской структуры (в). Увеличенный фрагмент конкреционного стяжения, сформированного на поверхности дендритовидными кристаллами соли (K,Na)Cl (г). Фото а, б получены при помощи детектора рассеянных электронов (SE); в, г – при использовании детектора обратного рассеивания электронов (BSE)

Силициты характеризуются массивной, тонкослоистой, брекчированной, реже конкреционной текстурой, имеют серый, зеленовато-серый, розоватый или черный цвет, обусловленный присутствием в осадочных породах хлорита, оксидов железа и тонкодисперсного графита.

В Койкарской структуре наряду с тонкослоистыми в разрезе широко представлены массивные серые, зеленовато-серые силициты с конкреционными текстурами (рис. 3, а–в). Конкреционные силициты встречаются как в виде отдельных слоев, так и в виде линзовидных прослоев в горизонтах туффитов. Породы характеризуются наличием большого количества кремнистых стяжений – конкреций правильной овальной или линзовидной формы, вытянутых по сланцеватости (см. рис. 3, а). Конкреции имеют размер от 1–2 до 25 мм, характеризуются четкими внешними контурами (см. рис. 3, б, в). В ряде случаев для стяжений

характерно внутреннее зональное строение: периферическая часть более тонкозернистая и светлая, центральная – более темная с радиально-лучистыми волокнистыми структурами, выполнена халцедоном с примесью альбита и карбоната, содержит отдельные вкрапленники кварца размером до 0,5–1 мм. По периферии конкреции или плотно соприкасаются, или заключены в цемент криптозернистого кремнезема с рассеянными включениями чешуек серицита. Мощность слоев конкреционных силицитов в Койкарской структуре варьирует от 1 до 20 м.

В минеральном составе силицитов (как массивных, так и конкреционных) доминирует кремнезем (рис. 4, а, б). Для Койкарской структуры характерно наличие участков перекристаллизации первичного аморфного кремнезема в криптозернистый кварц. При этом в слоях силицитов встречаются фрагменты, избежавшие значи-

тельных метаморфических воздействий и сохранившие первичный минеральный состав. В нем доминируют волокнистые колломорфные фазы халцедона, слагающие породу на 75–80 %. В виде примеси в силицитах присутствуют серицит, альбит, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит. В качестве акцессорных минералов широко представлен циркон. Важно подчеркнуть, что кроме названной ассоциации в кремнистых породах Койкарской структуры (в полированных аншлифах) выявлены небольшие конкреционные стяжения (до 100 мкм) и дендритообразные галит-сильвиновые (Na, K)Cl выделения (рис. 4, в, г). Условия подготовки аншлифов (детально описаны в разделе о методах исследования) исключают техногенное загрязнение поверхности образцов хлоридами. Вероятно, происхождение соли связано с природными гидротермальными процессами докембрийского возраста.

Дополнительно нами проведено детальное изучение минералов тяжелой фракции в конкреционных силицитах Койкарской структуры. Из пробы весом 5,5 кг выход тяжелой фракции составил 120 г (2,0–2,5 %). Выявлено присутствие терригенных минералов в виде обломков, имеющих слабо окатанную, корродированную форму: ильменита, монацита, ортита, магнетита, барита, кумингтонита, эпидота, торита, магнезиохромита, граната (группа пиропы), Fe-геденбергита и минералов группы фергюсонита-самарскита (ниобатов).

Отличительной особенностью осадочного разреза Хаутаваарской структуры является широкое распространение маломощных прослоев тонкослоистых силицитов (рис. 3, г, д), сложенных чередующимися слоями кварца (1–3 мм) и слойками (0,2–0,6 мм) граувакк и алевролитов хлорит-серицитового состава. Мощность слоев тонкослоистых силицитов варьирует от 1 до 3–5 м.

В Эльмусской структуре широко распространены несколько разновидностей силицитов, среди которых выделяются белые, серые, черные, розовато-серые и темно-красные породы, массивные с раковистым изломом, реже слоистые. Мощность отдельных слоев варьирует от первых сантиметров до нескольких метров. Для розовых силицитов характерна сложная слоистость «гелевого осадка». В серых разностях (иногда хлоритизированных) отмечается очень тонкая, прерывистая слоистость, с мощностью слойков от 0,2–0,3 до 1–2 мм и очень редко до 1 см. В минеральном составе преобладает тонкозернистый аморфный халцедон (частично перекристаллизованный в ходе регионального метаморфизма в кварц). В виде примесей присутствует серицит, альбит, калиевый полевой

шпат, биотит, мусковит. В качестве акцессорных минералов выявлено небольшое количество зерен терригенного циркона.

В Эльмусской, Койкарской (на отдельных участках разреза) и Хаутаваарской структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса силициты метаморфизованы в условиях хлорит-серицитовая субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма [Металлогеническая эволюция..., 1993], что позволяет проводить детальные микропалеонтологические исследования ввиду отсутствия значительной перекристаллизации кремнезема.

### Методы палеонтологического исследования

Для палеонтологического исследования нами был выполнен отбор проб из естественных выходов силицитов на поверхность. В Койкарской структуре изучались конкреционные и массивные разности из верхней части разреза осадочной пачки островодужного комплекса (см. рис. 2, а), в Хаутаваарской структуре – слои массивных силицитов того же уровня, где было выполнено геохронологическое датирование (см. рис. 2, б), в Эльмусской структуре – тонкослоистые силициты из средней части разреза осадочной пачки (см. рис. 2, в). В процессе изучения были использованы штUFFы породы, не имеющие контакта с дневной поверхностью, без корок выветривания, трещиноватости и любых проявлений вторичных процессов (ожелезнения, карбонатизации и т. д.). Глубина отбора проб от дневной поверхности варьировала от 15 до 40 см. Электронно-микроскопически анализировались сколы силицитов площадью от 2 до 6 см<sup>2</sup>, приготовленные непосредственно перед исследованием. В стерильных лабораторных условиях образцы со свежими сколами промывались последовательно в дистиллированной воде (15 минут с ультразвуковой обработкой) и затем в спирте для исключения поверхностного загрязнения. В общей сложности было подготовлено около 40 препаратов с различными плоскостными сечениями (как вкрест напластованию, так и параллельно). Микроскопические исследования образцов с углеродным и бериллиевым напылением проводились на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford Instruments) в Институте геологии (ИГ) КарНЦ РАН, с использованием детекторов рассеянных электронов (SE) и обратного рассеивания электронов (BSE) при рабочем напряжении HV = 20 кВ. Расчет химического состава (в случае использования берил-

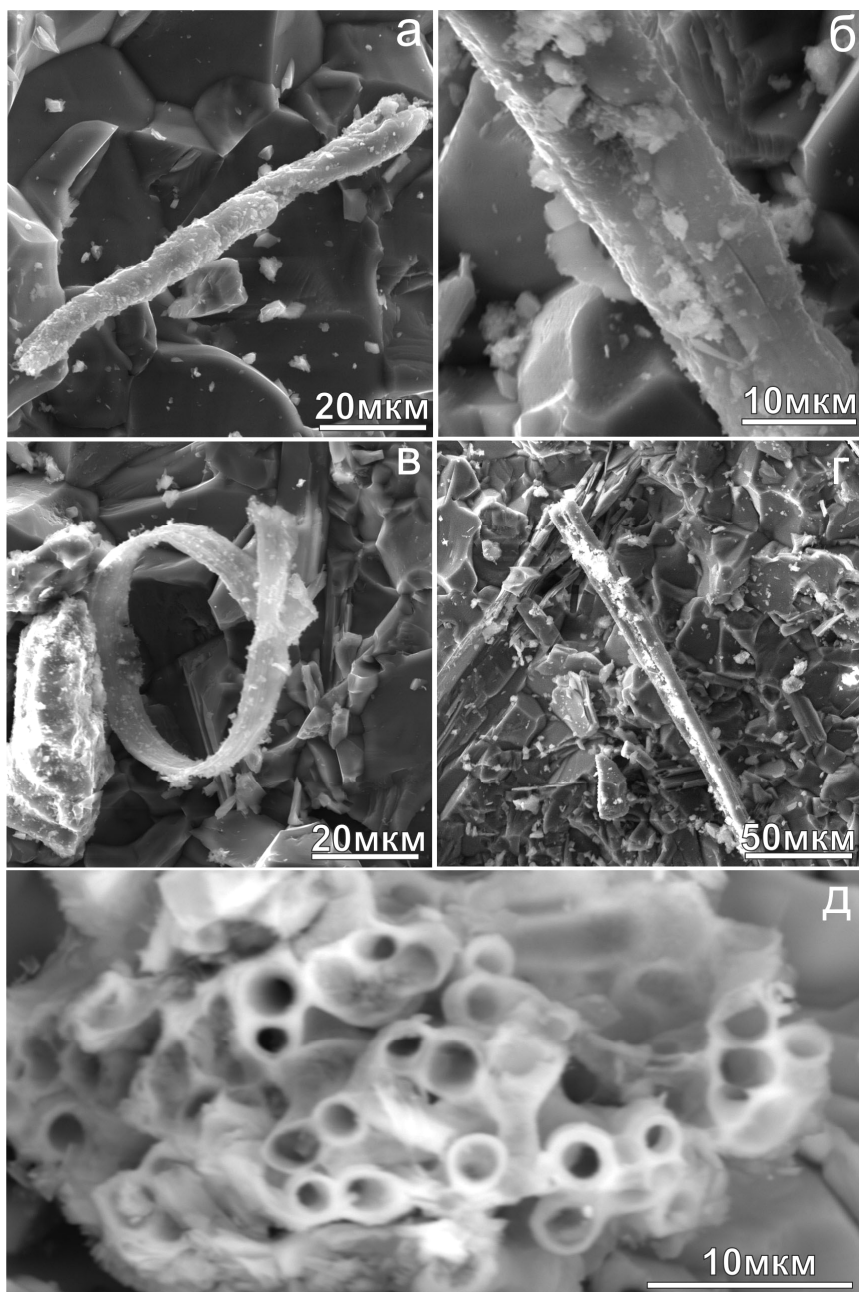


Рис. 5. Электронно-микроскопические изображения микрообразований, выявленных в хомогенных силици-тах из разреза коматиит-базальтового комплекса Хаутаваарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зе-ленокаменного пояса: а – прямой фрагмент спиральноскрученной трубки; б – увеличенная деталь стенки трубки с обрастанием мелкими гранулами кремнезема; в – скрученное лентовидное образование; г – труб-чатое продольно раскрытое образование; д – пучковидный агрегат трубок в поперечном сечении. Изобра-жения а–в получены при использовании детектора рассеянных электронов (SE), д – детектора обратного рассеивания электронов (BSE)

лиевого напыления) осуществлялся в лицензи-онном программном комплексе «The micro-analysis suite issue 17» (Oxford Instruments).

Валовый химический состав 25 проб сили-цитов определен «мокрой» химией в ИГ КарНЦ РАН. Прецизионный анализ содержа-ния редких и редкоземельных элементов проводился там же на квадрупольном масс-

спектрометре X-SERIES 2 (Terhmo Scientific), метод ICP-MS.

Рамановская спектроскопия комбинацион-ного рассеивания выявленных трубчатых мик-рообразований проводилась в ИГ КарНЦ РАН на дисперсионном спектрометре Nicolet ALMEGA XR (Thermo Scientific). Длина волны возбуждающего излучения составляла 532 нм.

Кроме силицитов с целью сравнения полученных результатов нами проведено экспрессное палеонтологическое изучение доломитов Койкарской структуры, залегающих выше по разрезу (см. рис. 2, а). Доломиты имеют массивную текстуру, окрашены в сургучно-красный цвет, обусловленный тонкодисперсной примесью гематита, и образуют пласты мощностью от 35 до 45 м, прослеживающиеся на расстоянии до 2 км.

## Результаты и обсуждение

Содержание петрогенных элементов (мас. %) в тонкослоистых кремнистых породах (силицитах) варьирует в следующих пределах:  $\text{SiO}_2$  – 75,20–86,23;  $\text{TiO}_2$  – 0,03–0,28;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 8,10–11,41;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,14–1,52;  $\text{FeO}$  – 0,10–0,36;  $\text{MnO}$  – 0,01–0,05;  $\text{MgO}$  – 0,21–0,57;  $\text{CaO}$  – 0,14–0,98;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,50–2,10;  $\text{K}_2\text{O}$  – 3,15–4,47;  $\text{H}_2\text{O}$  – 0,06–0,22; п. п. п. – 0,30–1,72. При этом кремнистые породы Хаутаваарской, Койкарской и Эльмусской структур имеют близкую геохимическую характеристику.

Для конкреционных силицитов Койкарской структуры концентрации петрогенных элементов (мас. %) находятся на близком уровне с массивными силицитами. Содержание варьирует в следующих пределах:  $\text{SiO}_2$  – 76,10–82,34;  $\text{TiO}_2$  – 0,05–0,42;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 8,01–11,24;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,21–1,12;  $\text{FeO}$  – 0,12–0,31;  $\text{MnO}$  – 0,01–0,04;  $\text{MgO}$  – 0,17–0,32;  $\text{CaO}$  – 1,10–1,41;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,69–1,97;  $\text{K}_2\text{O}$  – 2,71–5,56;  $\text{H}_2\text{O}$  – 0,04–0,36; п. п. п. – 0,38–2,18.

Установлено, что мезоархейские силициты значительно обогащены Rb (400–720 ppm), Ba (700–1200 ppm), Th (20–40 ppm), U (4–6 ppm), Nb (25–60 ppm), Ta (2–6 ppm), Zr (600–900 ppm), Hf (25–36 ppm) и тяжелыми РЗЭ. Как показал анализ изучения тяжелой фракции силицитов, это может быть следствием существенного привноса терригенной составляющей (гранат, циркон, монацит и т. д.) в бассейн осадконакопления.

В результате детального электронно-микроскопического и микрозондового исследования было выявлено присутствие в кремнистых осадочных породах Хаутаваарской структуры нескольких разновидностей микроскопических образований (рис. 5, а–г). Наибольшее количество находок связано с обнаружением фрагментов полых трубок длиной от 30 до 200 мкм, диаметром от 5 до 20 мкм и толщиной стенок 0,5–1 мкм. Кроме того, выявлены многочисленные деформированные (скрученные, сплюснутые, разорванные) фрагменты трубок (см. рис. 5, в). В единичных случаях обнаружены аг-

регаты трубок, собранных в пучки, размером 60 на 100 мкм в поперечнике, прикрепленные к породе (рис. 5, д).

В конкреционных силицитах Койкарской структуры также удалось установить трубчатые микрообразования (рис. 6, а–е; рис. 7, а–д), причем в значительно большем количестве, чем в кремнистых породах из Хаутаваары. Среди доминирующих находок – прекрасно сохранившиеся фрагменты трубок длиной от 40 до 200 мкм (см. рис. 6, а, в, д). В отдельных случаях наблюдается прикрепление трубки к кристаллам кремнезема (см. рис. 5, д). Диаметр трубчатых микрообразований колеблется от 5 до 15–18 мкм, при этом толщина стенок трубок варьирует от 0,7 до 2 мкм (см. рис. 6, в). Особенностью морфологии является однородная, без признаков ветвления нитевидная структура трубок. Кроме целых форм нами идентифицировано значительное количество расплюснутых и деформированных фрагментов размером от 10–20 мкм до 200 мкм (см. рис. 7, а–д). Во многих случаях гладкие стенки трубок имеют обрастание мелкими гранулами кремнезема, образовавшимися в ходе процесса фоссилизации.

В силицитах Эльмусской структуры нами выявлены трубчатые образования, морфологически идентичные описанным выше. Кроме того, выделены участки криптокристаллического кремнезема, возможно, представляющего собой фоссилизированный гликокаликс (межклеточное органическое вещество) (см. рис. 7, д).

Химический состав микрообразований существенно отличается от вмещающей породы (приводится по данным микрозондового анализа, с использованием бериллиевого напыления проб, содержание элементов в вес. %). По химическому составу выделяется две группы микрообразований: I – «углеродистые»: С – 17–64 %, О – 33–56 %, Si – 0–4,9 %, Al – 0–1,5 %, P – 0–0,2 %; II – «кремнистые»: Si – 7–20 %, О – 34–64 %, С – 0–40 %, Al – 0–8 %. Однако полученные микрозондовым методом значения (нормализованные к 100 % и в силу инструментального ограничения не учитывающие предполагаемых концентраций N и H в микрофоссилиях) могут использоваться лишь как ориентировочные, не позволяя проводить корректные химические классификации.

Изучение доломитов Койкарской структуры (по химическому составу отвечающих известковистым разностям  $\text{MgO}/\text{CaO} = 0,38–0,40$ ) под сканирующим электронным микроскопом показало присутствие в них микрообразований, подобных обнаруженным в кремнистых

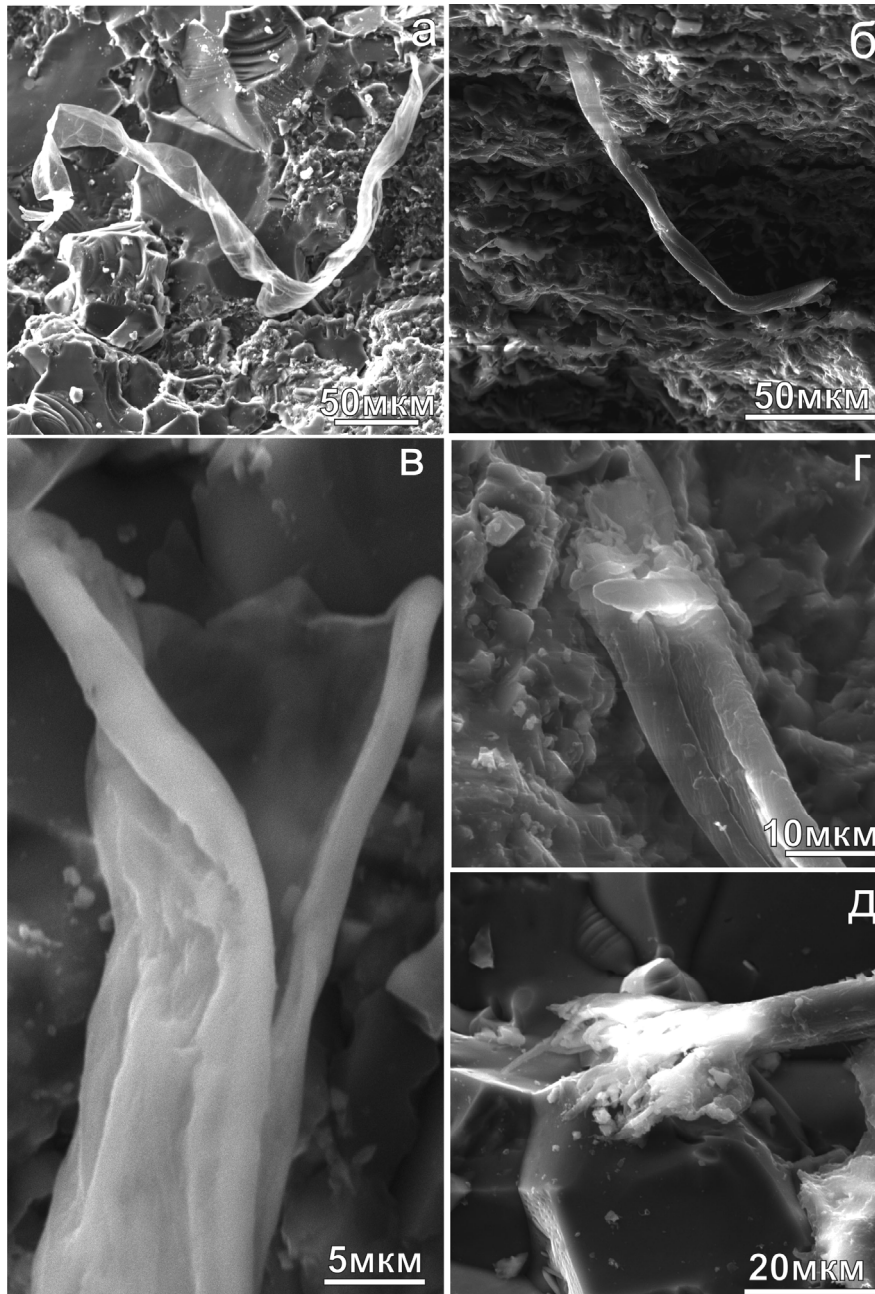


Рис. 6. Электронно-микроскопические изображения (детектор рассеянных электронов (SE)) микрообразований, выявленных в хомогенных силицитах из верхней части разреза БАДР-адакитового комплекса Койкарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса: а – скрученная продольно раскрытая трубка; б – изогнутая перекрученная трубка, вверху слева видно место крепления к вмещающей породе; в – раскрытое окончание трубки, видна толщина стенок; г – продольно раскрытое трубчатое образование; д – место крепления трубки к кристаллу кварца и выделение аморфного кремнезема в правом нижнем углу снимка

осадочных породах, но при этом в значительно меньшем количестве (см. рис. 7, а–в).

Спектроскопия комбинационного рассеивания выявила крайне низкую степень упорядоченности углерода, входящего в состав трубчатых микрообразований. Это аморфный углерод, характерный для органических соединений.

## Выводы

Найденные микрообразования морфологически идентичны трубчатым структурам, изображенным в недавних публикациях [Астафьева и др., 2011; Hoover, 2011], где они интерпретированы как бактериальные. Выявленные в мезоархейских силицитах трубчатые образо-

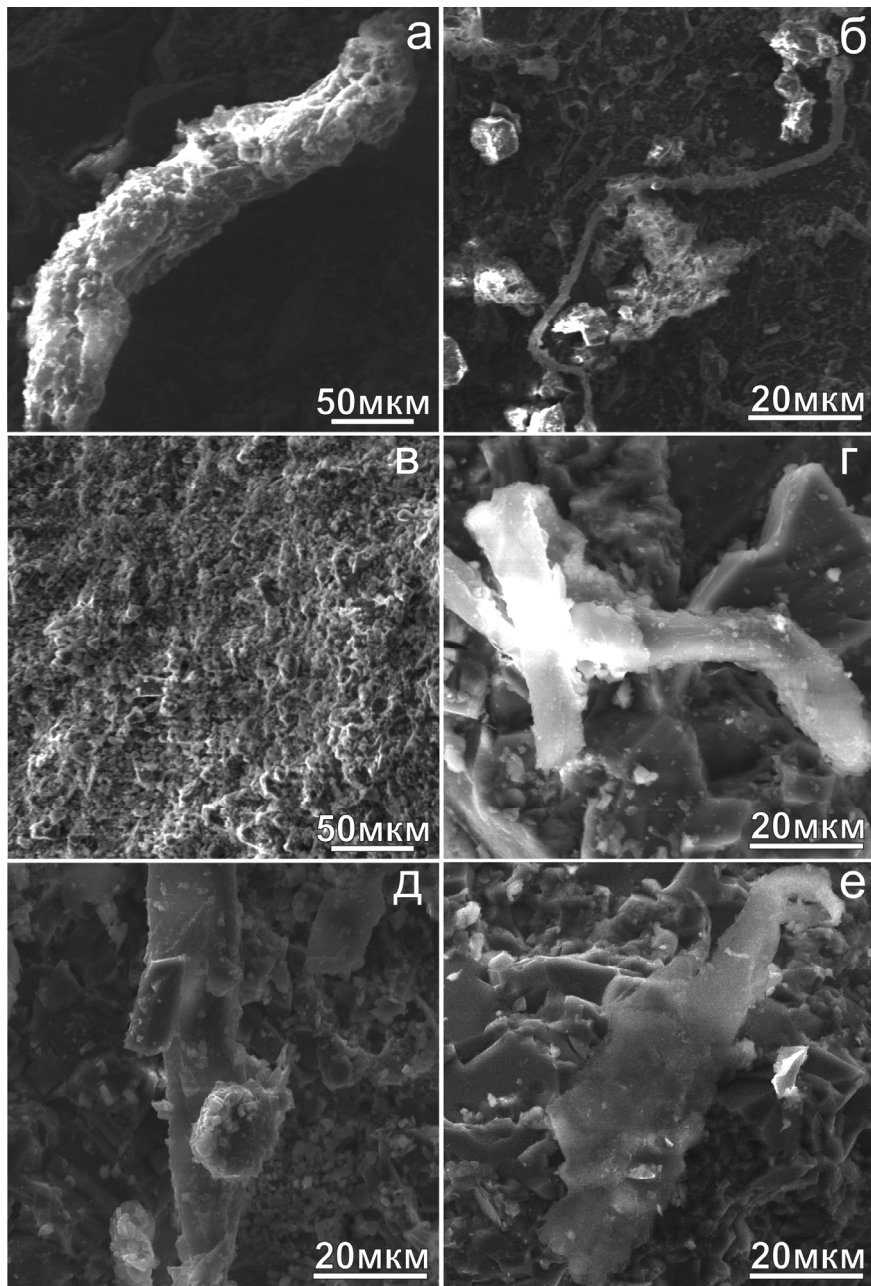


Рис. 7. Электронно-микроскопические изображения (детектор рассеянных электронов (SE)) микрообразований, обнаруженных в доломитах из верхней части разреза БАДР-адакитового комплекса в Койкарской структуре (а–в) и силицитах Эльмусской структуры (г–е): а – крупный фрагмент трубки с многослойной стенкой, покрытой криптокристаллическим доломитом; б – нитчатое микрообразование; в – участок криптокристаллической структуры, возможно, фоссилизированный гликокаликс; г – деформированное трубчатое микрообразование; д – фрагмент трубки, покрытый кристаллами кремнезема, справа внизу – участок криптокристаллической структуры (фоссилизированный гликокаликс?); е – пленочное микрообразование

вания морфологически подобны нитевидным микроорганизмам, установленным на севере Карелии в корах выветривания палеопротерозойского (~2,4 млрд лет, район оз. Паанаярви) и архейского (~2,8 млрд лет, район оз. Воронье, Лехтинская структура) возрастов [Астафьева и др., 2011], а также бактериальным формам, найденным в углистом хондритовом ме-

теорите Мурчисон (СМ2) [Hoover, 2011]. Похожие микроструктуры, обладающие гибкими, но разорванными стенками и иногда собранные в пучкообразные колониальноподобные агрегаты, описаны из кремнистых пород мезоархейского возраста (2,97 млрд лет) в блоке Пилбара (Западная Австралия) [Sugitani et al., 2007]. В данной работе на основании морфологиче-

ских и геологических наблюдений они с большой долей вероятности отнесены к фоссилизированным останкам микроорганизмов. Эти микрофоссилии, по данным спектроскопии комбинационного рассеивания (Рамановской), так же как и наши находки, состоят из неупорядоченного углерода, изотопный состав которого согласуется с биологическим происхождением. Вероятно, обнаруженные микрообразования являются фоссилизированными чехлами хемолитотрофных микроорганизмов. Они обитали как в глубоководных обстановках в зоне гидротермальной активности, связанной с ультраосновным (коматиит-базальтовым) подводным вулканизмом, так и вблизи подводных гидротермальных систем, приуроченных к андезитовому вулканизму окраинных (менее глубоководных) бассейнов. Сходные условия существуют в настоящее время вблизи осевых зон срединно-океанических хребтов [Короновский, 1999] и зафиксированы в геологической летописи начиная с раннего архея [Van Kranendonk, 2006; Golding et al., 2011; Hofmann, 2011].

Вместе с тем следует отметить, что проблема распознавания останков микроорганизмов в геологической летописи криптозооя и отличие *bona fide* биологических микрофоссилий от псевдофоссилий остается наиболее серьезным препятствием в изучении ранней жизни на Земле. Недавние исследования показывают, что не существует какого-либо одного критерия определения биологического происхождения микрообразований, обнаруживаемых в породах архейского и протерозойского возраста [Schopf et al., 2010]. Междисциплинарный подход, объединяющий усилия геологии, биологии, химии и их приборные базы, поможет в решении этой проблемы.

*Авторы статьи выражают искреннюю признательность В. В. Макарихину и Г. Т. Ушатинской за полезные замечания, позволившие улучшить качество рукописи, а также В. А. Колодею за существенную помощь при использовании метода комбинационного рассеивания.*

*Исследования проведены в рамках проекта «Реконструкция древнейших (3,8–3,0 млрд лет) условий становления и последующего развития микробных сообществ раннего докембрия на примере восточной части Фенноскандинавского щита» по Программе фундаментальных исследований № 28 Президиума РАН «Проблемы происхождения жизни и становления биосферы» и поддержаны грантом РФФИ 11-05-93959-ЮАР\_а.*

## Литература

Астафьева М. М., Герасименко Л. М., Гептнер А. Р. и др. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах // Науч. ред. А. Ю. Розанов, Г. Т. Ушатинская. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.

Астафьева М. М., Розанов А. Ю. Древнейшие коры выветривания (на примере Карелии) и микрофоссилии // Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы. Серия «Геобиологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2010. С. 10–22.

Бактериальная палеонтология / Ред. А. Ю. Розанов. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.

Бибикова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулкаников Карелии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1231–1235.

Короновский Н. В. Гидротермальные образования в океанах // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 10. С. 55–62.

Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. Часть I. СПб.: Наука, 1993. 208 с.

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

Происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров / Ред. Н. П. Юшкин, В. И. Ракин, О. В. Ковалева. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрОРАН, 2007. 202 с.

Розанов А. Ю., Астафьева М. М., Вревский А. Б. и др. Микрофоссилии раннедокембрийских континентальных кор выветривания Фенноскандинавского щита // Отечеств. геол. 2008. № 3. С. 83–90.

Розанов А. Ю., Заварзин Г. А. Бактериальная палеонтология // Вестник РАН. 1997. Т. 67. № 2. С. 109–113.

Рыбаков С. И., Светова А. И. Конкреционные алюмокремнистые породы в разрезах осадочно-вулканогенных формаций архейских зеленокаменных поясов Карелии // Конкреции докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 199–207.

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

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

Светов С. А., Гоголев М. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Ксенолиты и автолиты в древнейшей адакитовой серии Фенноскандинавского щита // Труды КарНЦ РАН. Серия «Геология докембрия». 2012. № 3. С. 122–136.

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2010. Вып. 13. С. 5–12.

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

Светова А. И., Светов С. А., Назарова Т. Н. Мезо-архейские седиментационные ансамбли в пределах офиолитоподобных комплексов Центрально-Карельского террейна // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2008. Вып. 11. С. 135–141.

Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дис... канд. г.-м. наук. 1989. 24 с.

Сергеев В. Н., Семихатов М. А., Федонкин М. А. Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 1. Архей и ранний протерозой // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 25–46.

Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии раннего докембрия. Л.: Наука, 1982. 128 с.

Golding S. D., Duck L. J., Young E., Baublys K. A., Glikson M., Kamber B. S. Earliest Seafloor Hydrothermal Systems on Earth: Comparison with Modern Analogues // Earliest Life on Earth: Habitats, Environments and Methods of Detection / S. D. Golding, M. Glikson (Eds.). Springer, 2011. P. 15–50.

Hofmann A. Archaean Hydrothermal Systems in the Barberton Greenstone Belt and Their Significance as a Habitat for Early Life // Earliest Life on Earth: Habitats, Environments and Methods of Detection / S. D. Golding, M. Glikson (Eds.). Springer, 2011. P. 51–78.

Hoover R. B. Fossils of Cyanobacteria in C11 Carbonaceous Meteorites: Implications to Life on Comets, Europa, and Enceladus // Journal of Cosmology. 2011. Vol. 13. P. 3811–3848.

Javaux E. J., Lepot K., van Zuilen M., Melezhik V. A., Medvedev P. V. Palaeoproterozoic Microfossils // Reading the Archive of Earth's Oxygenation: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia –

Drilling Early Earth Project. Melezhik V. A., Prave A. R., Hanski E. J., Fallick A. E., Lepland A., Kump L. R., Strauss H. (Eds.). Springer. 2013. Vol. 3. P. 1352–1370.

Konhauser K. Introduction to Geomicrobiology. Malden. Blackwell. 2007. 425 p.

Schopf J. W. Fossil evidence of Archean life // Roy. Soc. Phil. Trans. Ser. B. 2006. 361. P. 869–885.

Schopf J. W., Kudryavtsev A. B., Czaja A. D., Tripathi A. B. Evidence of Archean life: stromatolites and microfossils // Precambrian Res. 2007. 158. P. 141–155.

Schopf J. W., Kudryavtsev A. B., Sugitani K., Walter M. R. Precambrian microbe-like pseudofossils: A promising solution to the problem // Precambrian Res. 2010. 179. P. 191–205.

Sugitani K., Grey K., Allwood A., Nagaoka T., Mimura M., Marshall C. P., Van Kranendonk M. J., Walter M. R. Diverse microstructures from Archaean chert from the Mount Goldsworthy-Mount Grant area, Pilbara Craton, Western Australia: microfossils, dubiofossils, or pseudofossils? // Precambrian Res. 2007. 158. P. 228–262.

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.

Van Kranendonk M. J. Volcanic degassing, hydrothermal circulation and the flourishing of early life on Earth: a review of the evidence from c. 3490–3240. Ma rocks of the Pilbara Supergroup, Pilbara Craton, Western Australia. Earth-Sci. Rev. 2006. 74. P. 197–240.

Westall F. Morphological biosignatures in terrestrial and extraterrestrial materials // Space Science Reviews. 2008. 135. P. 95–114.

Westall F., Boni L., Guerzoni M. F. The Experimental Silicification of Microorganisms // Paleontology. 1995. 38 (4). P. 495–528.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Медведев Павел Владимирович

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: pmedved@krc.karelia.ru  
тел.: (8142) 782753

### Светова Алла Ивановна

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
тел.: (8142) 782753

### Светов Сергей Анатольевич

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

### Medvedev, Pavel

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

### Svetova, Alla

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

### Svetov, Sergey

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

УДК 553.9 (470.22)

## **МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД МАКСОВСКОЙ ЗАЛЕЖИ (ОНЕЖСКАЯ СТРУКТУРА)**

**Р. В. Садовничий, Н. Н. Рожкова**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Высокоуглеродистые шунгитовые породы являются уникальным полезным ископаемым благодаря содержанию в них фуллереноподобного углерода и различных минералов (в основном кварца, карбонатов, силикатов и сульфидов). В то же время для шунгитовых пород характерны широкие вариации химического и минерального состава, что является негативным фактором при использовании их в высокотехнологичных областях промышленности. В работе изучены особенности минерального и химического состава основных разновидностей шунгитовых пород Максовской залежи Зажогинского месторождения. Особое внимание было уделено исследованию распределения в них на микроуровне различных акцессорных минералов. По результатам работы предложено выделение двух видов минерального сырья шунгитовых пород Максовской залежи.

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** шунгитовые породы, Максовская залежь, минеральное сырье, природные композиционные материалы.

### **R. V. Sadovnichiy, N. N. Rozhkova. THE MINERALS ASSOCIATIONS OF CARBON-RICH SHUNGITE ROCKS OF THE MAKSOVO DEPOSIT (THE ONEGA STRUCTURE)**

The carbon-rich shungite rocks are unique raw materials since they contain specific fullerene-like carbon and various minerals (mainly quartz, silicates, and sulfides). On the other hand, shungite rocks vary widely in the chemical and mineral composition, which is a hindrance for their utilization in high-tech industries. The paper considers the features of the mineral and chemical composition of the main varieties of shungite rocks from the Maksovo deposit (Zazhoginsky field). Particular attention was paid to the distribution of their various accessory minerals at the micro level. As a result, we suggest distinguishing two types of raw materials in the shungite rocks of the Maksovo deposit.

**К e y w o r d s:** shungite rocks, Maksovo deposit, raw materials, natural composites.

#### **Введение**

История изучения шунгитовых пород Карелии, как и других полезных ископаемых, неразрывно связана с оценкой возможности их практического применения. Для каждого пе-

риода времени были характерны свои направления их использования. В 18 веке шунгитовые породы применялись в основном при производстве красок, смазок, а также в строительстве (например, при отделке Казанского собора в Санкт-Петербурге). В 19-м –

начале 20 века неоднократно предпринимались попытки использовать их в качестве топлива. Однако многочисленные исследования в данной области (работы А. А. Иностранцева, К. И. Лисенко, Б. Ф. Мефферта, В. М. Тимофеева, В. И. Крыжановского, Н. И. Рябова) не только внесли большой вклад в развитие представлений о геологии, минералогии, генезисе и физико-химических свойствах шунгитовых пород, но также показали неэффективность использования их в энергетических целях [Филиппов, 2002]. Проведение в 30-х годах 20 века целой серии экспериментов на различных производственных предприятиях (заводы «Электросила», «Трудовые резервы», «Ижорский завод», институты прикладной химии, «Механобр» и другие) позволило выявить более эффективные направления использования шунгитовых пород – производство желтого фосфора, электродов, карманных батарей, графита, микрофонных порошков, удобрения и др. [Филиппов, 2002]. Дальнейшие исследования шунгитовых пород были связаны во многом с изучением их геохимии (Н. А. Орлов), структуры (А. К. Болдырев, Г. А. Ковалев) и изотопного состава шунгитового углерода (Б. Ф. Мэрфи, К. Ранкама). Большой вклад в изучение шунгитовых пород Карелии внес П. А. Борисов, создавший для них первую классификацию, основанную на содержании в породе углерода [Борисов, 1956].

Новый этап в исследовании шунгитовых пород связан с образованием в 1962 г. в ИГ Карельского филиала АН СССР специализированной лаборатории шунгитов (ранее – лаборатории технологии силикатов). В результате многолетней работы сотрудников лаборатории были установлены новые и более эффективные направления использования шунгитовых пород, которые можно разделить на три группы, исходя из времени их открытия. В первую группу входят: производство легкого пористого наполнителя для бетонов – шунгизита (на базе Нигозерского месторождения шунгитсодержащих сланцев), черных пигментов, строительных красок, цементов, ферросплавов, футеровочного материала алюминиевых электролизеров и др. [Шунгиты..., 1975]. Ко второй группе направлений использования шунгитовых пород можно отнести применение их в качестве адсорбентов и катализаторов при очистке промышленных и бытовых стоков и при подготовке питьевой воды; производство конструкционных радиозакранирующих материалов, защищающих человека от опасных техногенных электромагнитных излучений; изготовление широкого

класса композиционных материалов [Шунгиты..., 1975; Калинин и др., 2008]. Дальнейшие исследования структуры и свойств шунгитовых пород с применением просвечивающей электронной микроскопии высокого разрешения, малоуглового нейтронного рассеяния и других высокоточных методов [Ковалевский, 2009; Рожкова, 2011] позволили выделить третью группу перспективных направлений. К ней можно отнести производство карбида кремния путем наноструктурирования отдельных типов шунгитовых пород [Ковалевский, 2013], а также получение наноразмерного шунгитового наполнителя для различных материалов, значительно улучшающего их физико-химические и механические свойства [Рожков и др., 2009; Панов и др., 2011]. Также большой интерес вызывают шунгитовые породы и как перспективный источник благороднометалльного оруденения [Голубев и др., 2013].

Таким образом, шунгитовые породы – это многоцелевое и комплексное минеральное сырье, которое может быть задействовано в различных областях промышленности. Факторами, негативно влияющими на использование данных пород, являются широкая изменчивость их минерального и химического состава, а также многообразие структурно-текстурных параметров в пределах даже одной залежи [Атлас..., 2006], из-за чего состав и свойства конечного шунгитового продукта сильно варьируют, что неприемлемо для высокотехнологичного сырья. В результате становится проблемой получение однородного по своему составу и стабильного по свойствам шунгитового продукта. Глубокое и всестороннее изучение взаимосвязи строения и состава шунгитовых пород определенной разрабатываемой залежи сможет существенно помочь в выработке конкретной схемы по добыче и переработке данного полезного ископаемого, конечным пунктом которой станет производство высококачественного шунгитового сырья.

## **Материалы и методы**

Объектом исследования в работе являлись высокоуглеродистые шунгитовые породы Максовской залежи Зажогинского месторождения. В состав месторождения включено 12 залежей, при этом наиболее хорошо изученными из них являются Зажогинская и Максовская. Суммарные запасы Зажогинской залежи составляют около 5 млн т, Максовской – около 33 млн т [Михайлов, Леонтьев, 2006]. Максовская залежь находится в 3 км к юго-востоку

ку от пос. Толвуя (Медвежьегорский район); в плане имеет эллипсоидальную форму размером 500 на 700 м, а в разрезе представляет собой антиклинальную куполообразную структуру, имеющую максимальную мощность 120 м. На юго-востоке Максовская залежь смыкается с Калейской. Стратиграфически залежь относится к шестому горизонту второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты людиковийского надгоризонта (палеопротерозой) [Филиппов, 2002]. Большая часть залежи подстилается карбонатизированными туфами, рельеф подошвы залежи на туфах пологоволнистый. Северная приосевая часть залежи подстилается карбонатно-биотитовыми метасоматитами и кремнистыми туфами, образующими купол диаметром 160 м и высотой 80 м с углами склонов 30–60°. Кровля залежи в ее центральной части эродирована, к контуру она погружается под углом 20–40°, над куполом метасоматитов – до 70°. Перекрывается залежь некондиционными низкоуглеродистыми шунгитовыми породами, туфами, метадолеритами [Михайлов, Леонтьев, 2006]. Строение Максовской залежи осложнено наличием в ее центральной и западных частях нескольких интрузий габбро-долеритов [Филиппов и др., 2009].

В результате наложения различных геологических процессов (метаморфизм, метасоматоз, складкообразование, хрупкие и пластические деформации, внедрение габбро-долеритовых интрузий) первичные шунгитовые породы претерпели существенные структурные и химические изменения [Органическое вещество..., 1994]. Это ярко выражено в петрографическом разнообразии шунгитовых пород Максовской залежи. По текстуре среди них выделяют массивные, брекчированные, трещиноватые и слоистые разновидности [Атлас..., 2006]. Интенсивность брекчирования возрастает к кровле залежи, а в плане – к центру. Слоистые разновидности встречаются на периферии залежи. Основными минералами шунгитовых пород Максовской залежи являются кварц (25–65 %) и шунгитовый углерод (21–45 %), второстепенными – серицит, хлорит, пирит и иногда карбонат. Помимо этого, над куполом метасоматитов в шунгитовых породах встречаются линзы кремнистых туфов и лидитов [Михайлов, Леонтьев, 2006]. По всем породам развиты миндалевидные включения шунгита I (по П. А. Борисову), кварца и пирита. Промышленная эксплуатация залежи проводится карьерным способом с 2000 года.

Для изучения взаимосвязи вариаций минерального и химического состава выделенных

разновидностей шунгитовых пород по всему периметру Максовского карьера был отобран ряд проб. В данной работе исследовались пять образцов шунгитовых пород массивной разновидности, четыре – трещиноватой (данные породы менее всего представлены среди всех отобранных образцов) и шесть – брекчированной. Методами исследования являлись сканирующая электронная микроскопия (микроскоп «VEGA II LSH») с микрозондовым анализом (энергодисперсионный микроанализатор «INCA Energy 350»), с помощью которой изучались шлифы и сколы породы; термоанализ (прибор NETZSCH STA 449F1, температурный максимум достигал 1200 °С); рентгенофазовый (установка Arl X'tra X-ray Diffractometer с CuK $\alpha$ -излучением), рентгенофлуоресцентный (спектрометр ARL ADVAT'X Thermo Fisher Scientific) анализы и ICP MS (квадрупольный масс-спектрометр X-SERIES-2 фирмы Terhmo scientific). Расчет химического состава образцов (при работе с микроанализатором) осуществлялся в программном комплексе «The microanalysis suite issue 17» (Oxford instruments).

## Результаты и обсуждения

Результаты исследований отобранных образцов, проведенных методами сканирующей электронной микроскопии (с попутным микрозондовым анализом), рентгенофлуоресцентного и рентгенофазового анализов, предварительно разделены в соответствии с разновидностью шунгитовой породы.

### *Массивные породы*

Массивные породы приурочены в основном к нижней и центральной частям Максовской залежи [Филиппов, 2002]. Цвет пород достаточно однородный, от темно-серого до черного; часто наблюдаются включения (до 1,5 см) и тонкие прожилки пирита. Структура афанитовая (микрозернистая), текстура массивная. Макроскопически массивные породы представляются практически однородными (если не учитывать включения сульфидов) (рис. 1, а), но применение метода электронной микроскопии высокого разрешения позволяет выявить неоднородности их строения на микроуровне (рис. 1, б). Микроструктура породы неравномернозернистая, основу составляют ксеноморфные зерна кварца и силикатов (главным образом гидромусковита, в меньшей степени хлорита), погруженные в углеродный матрикс. Форма зерен минералов различная, но в основном близкая к изомет-

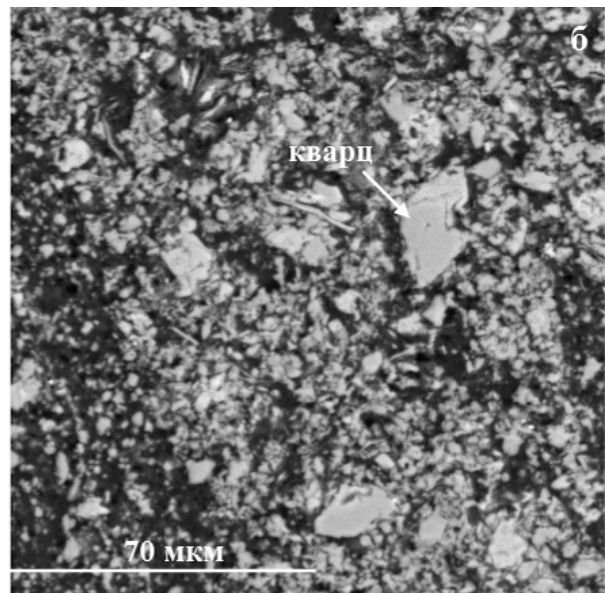
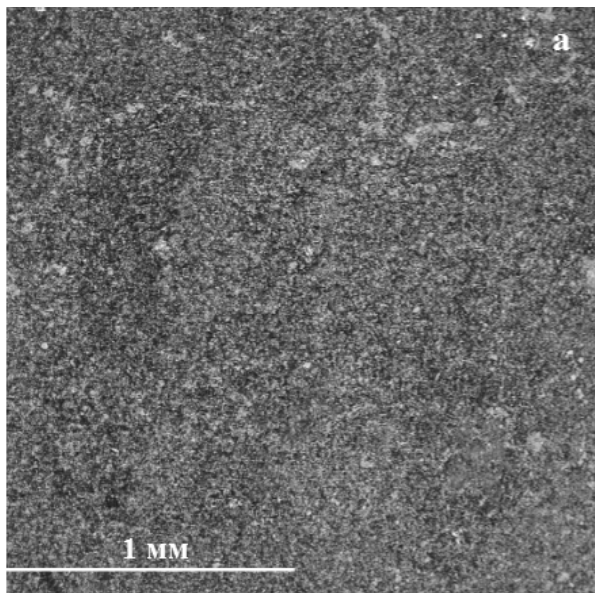


Рис. 1. Массивные шунгитовые породы

ричной; размер варьирует от нескольких десятков мкм и ниже (рис. 1, б). Границы зерен нечеткие, «изъеденные». Шунгитовый углерод выполняет функцию цементирующей массы, занимая пространство между зернами кварца и силикатов. В массивных породах наблюдаются участки, в различной степени насыщенные шунгитовым углеродом, что сказывается на окраске пород (участки с большим содержанием углерода под электронным микроскопом выглядят более темными).

Помимо вышеперечисленных силикатов, кварца и углерода в массивных шунгитовых породах были обнаружены пирит (в виде макро- и микроскопических включений, гнезд и прожилков), рутил, молибденит, полевые шпаты, биотит, халькопирит, F-апатит, монацит, циркон, барит, самородное железо, свинец, вольфрам, золото. Зерна данных минералов обычно имеют размеры от нескольких мкм (золото, галенит) до 200 мкм (пирит, молибденит, рутил). Форма зерен сложная, часто «изъеденная»; идиоморфные кристаллы встречаются редко. Химический состав массивных пород, полученный с помощью рентгенофлуоресцентного анализа, следующий:  $\text{SiO}_2$  45,57–55,97 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  3,53–5,41 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ (общ.) 2,13–5,2 %,  $\text{CaO}$  0,24–1,07 %,  $\text{K}_2\text{O}$  0,96–1,36 %,  $\text{MgO}$  0,52–1,45 %,  $\text{MnO}$  0,01–0,03 %,  $\text{TiO}_2$  0,21–0,31 %,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,05–0,08 %. По полученным результатам можно видеть, что химический состав массивных пород непостоянен, его вариации достигают почти 11 % (кремнезем), что согласуется с результатами химических анализов, выполненных другими исследователями [Филиппов, 2002].

Рентгенофазовый анализ изученных образцов массивной породы показывает, что основными минералами в них являются кварц, мусковит (гидромусковит) и пирит (входит в состав прожилков и включений). Это согласуется с данными СЭМ и микроанализа и указывает на то, что массивные шунгитовые породы представляют собой в основном «смесь» шунгитового углерода, кварца и мусковита (гидромусковита), содержащую включения пирита.

Апеллируя к полученным результатам, можно сделать промежуточный вывод, что массивные шунгитовые породы – это природный композиционный материал, в котором матрицей является шунгитовый углерод, а армирующими компонентами – зерна кварца и в меньшей степени мусковита (гидромусковита). Массивные породы часто содержат многочисленные включения пирита и акцессорных минералов (биотита, апатита, рутила и др.). Также характерной особенностью является то, что размеры данных минералов часто сильно превышают размеры зерен кварца и силикатов, достигая 200 мкм. Таким образом, массивные шунгитовые породы, макро-скопически достаточно однородные, на микроуровне характеризуются неравномерной структурой и широким разнообразием акцессорных минералов.

#### *Трещиноватые породы*

Трещиноватые породы, выделяемые в самостоятельную разновидность [Филиппов, 2002], отличаются от массивных развитой системой тонких трещин (прожилков) мощностью 1–3, ре-

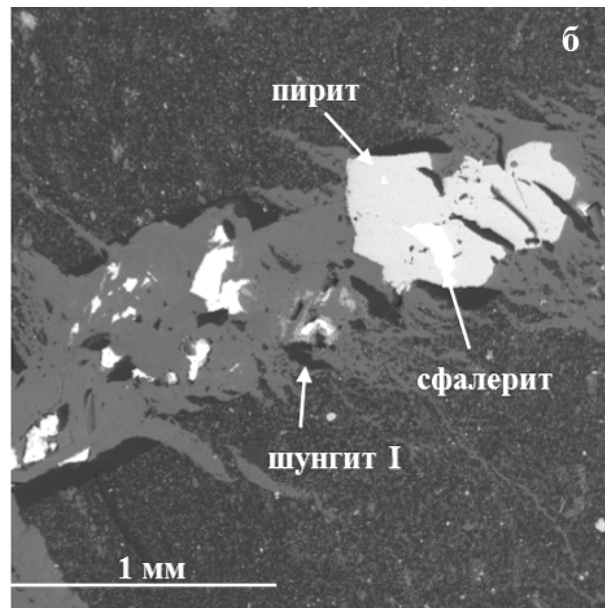
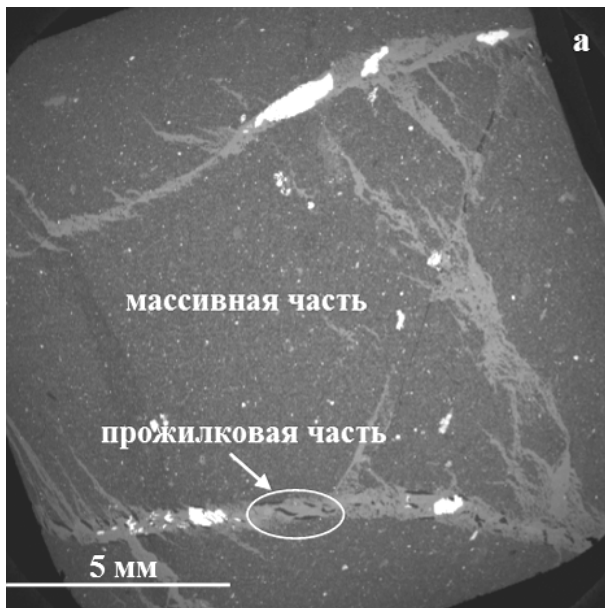


Рис. 2. Трещиноватые шунгитовые породы

же до 5 мм (рис. 2, а), разделяющих породу на обломки неправильной формы и разного размера (в среднем 0,5–1 см). Обломки по своему химическому составу, изученному методом микронзондового анализа, и текстурно-структурным признакам соответствуют массивным породам, описанным выше. Система трещин в основном субпараллельная, реже ортогональная или неправильно ветвящаяся. Трещины имеют неровные края, от которых отходят многочисленные менее мощные ответвления, имеющие сложный и прерывистый характер распространения. Трещины (прожилки) выполнены шестоватыми агрегатами кварца, направленными перпендикулярно стенкам, часто с серицитом и мелкими линзовидными обломками породы [Атлас..., 2006]. В прожилках были также обнаружены такие минералы, как пирит, сфалерит, ярозит, гематит, рутил, самородная сера, минералы никеля (герсдорфит и миллерит), а также шунгит 1-й разновидности по П. А. Борисову (рис. 2, б). При этом зерна данных минералов часто имеют хорошо выраженную удлинённую форму. Некоторыми исследователями [Филиппов и др., 2008] образование трещиноватых шунгитовых пород связывается с тектоническими процессами (тектонические брекчии), протекавшими на заключительных стадиях формирования залежи. Характер развития трещин, тем самым, определялся направлением действия сил растяжения, а также состоянием и составом вещества. Химический состав трещиноватых пород следующий:  $\text{SiO}_2$  42,68–51,85 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  4,05–4,91 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ (общ.) 2,08–3,38 %,  $\text{CaO}$  0,24–0,29 %,  $\text{K}_2\text{O}$  1,01–1,64 %,  $\text{MgO}$  0,47–1,23 %,  $\text{MnO}$  0,01–0,02 %,  $\text{TiO}_2$  0,28–

0,34 %,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,06–0,1 %. Полученные результаты находятся в соответствии с ранее проведенными исследованиями [Филиппов, 2002].

Таким образом, трещиноватые породы представляют собой сочетание, с одной стороны, массивной шунгитовой породы (массивная часть), с другой – пересекающих ее прожилков, выполненных в основном кварцем и сульфидами (прожилковая часть) (см. рис. 2, а). Данное сочетание увеличивает степень неоднородности шунгитовых пород, что сказывается на вариациях их общего химического состава. Минеральный и химический состав обломочной части, входящей в трещиноватые породы, и массивной породы, рассматриваемой выше, идентичны.

#### *Брекчированные породы*

Брекчированные шунгитовые породы более всего распространены на Максовской залежи и развиты преимущественно в верхних и периферийных частях структуры [Атлас..., 2006]. Породы данной разновидности обладают специфической брекчиевой текстурой, которая характеризуется наличием в породе угловатых обломков шунгитовых пород и цементирующей их массы разного химического и минерального состава (рис. 3, а). По соотношению обломков и цемента брекчированные шунгитовые породы разделяются на сильнобрекчированные (50–60 % обломков), среднебрекчированные (60–70 % обломков) и слабобрекчированные (80–90 % обломков). По типу цемента выделяют две разновидности: кварц-шунгитовая брекчия – цемент по-

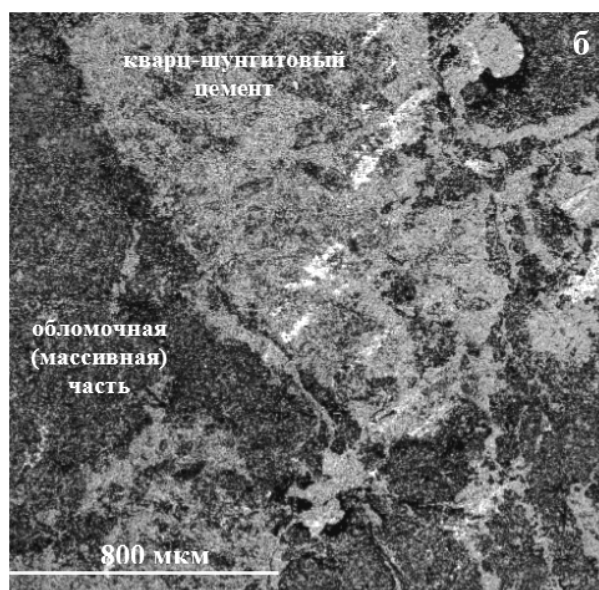
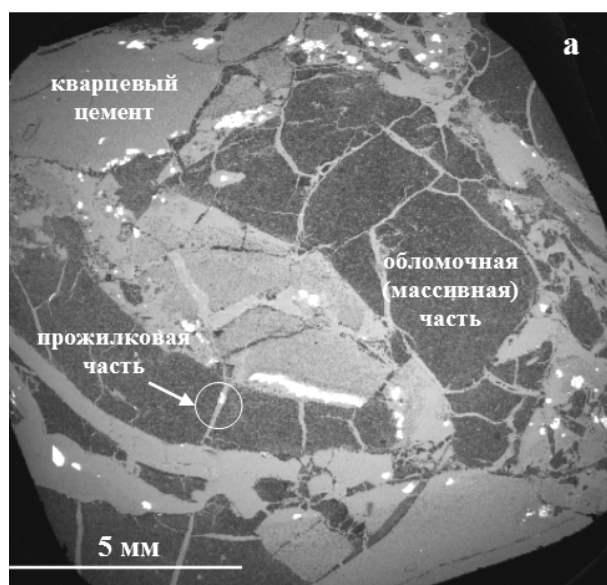


Рис. 3. Брекчированные шунгитовые породы

роды представлен в основном кварцем, в меньшей степени слюдой, сульфидами и другими минералами (см. рис. 3, а), и скрытая (шунгит-шунгитовая) брекчия, которая характеризуется тем, что обломки шунгитовых пород цементируются близким к ним по составу веществом, но с относительно меньшим содержанием углерода [Филиппов, 2002] (рис. 3, б).

Среди изученных образцов брекчированных пород выделяются как шунгит-шунгитовые, так и кварц-шунгитовые разновидности (данное разделение не всегда бывает прямым – в некоторых случаях в породе наблюдались оба типа цемента). Во всех образцах обломочная часть представлена массивной или трещиноватой породой; форма обломков сложная, часто пламевидная, вытянутая, реже изометричная; границы обломков как четкие и ровные, так и расплывчатые, извилистые, перистые. Обломки большей частью остроугольные, реже частично закругленные, разноориентированные; размер в поперечнике – от 2 см и ниже.

В составе цемента обеих разновидностей брекчированных пород (помимо вышеперечисленных минералов) нами были обнаружены также гидромусковит, пирит, сфалерит, молибденит, арсенопирит, монацит, рутил, шунгит I, халькопирит, сфен, сера и др. В кварц-шунгитовых брекчиях степень кристаллизации цемента растет по мере удаления от обломков больших размеров. При повышении степени брекчированности размеры обломков уменьшаются, а количество кварцевого цемента увеличивается, достигая 1/3 объема породы. Кварцевый цемент имеет мозаичное и волнистое погасание и гранобластовую структуру

[Филиппов и др., 2008]. Ширина зон кварцевого цемента в изученных образцах не превышает 1 см. Цемент шунгит-шунгитовых брекчий (см. рис. 3, б) отличается от обломков, представленных массивной породой, меньшим содержанием углерода и большим – кремнезема. В нем хорошо видны микроскопические зерна кварца, окруженные пленкой шунгитового углерода. Размер зон развития шунгитового цемента не превышает 5 мм. Химический состав брекчированных пород (без деления по типу цемента), установленный с помощью рентгенофлуоресцентного анализа, следующий:  $\text{SiO}_2$  52,43–65,66 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  2,55–3,53 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (общ.) 3,16–3,85 %,  $\text{CaO}$  0,22–0,26 %,  $\text{K}_2\text{O}$  0,65–0,92 %,  $\text{MgO}$  0,35–0,7 %,  $\text{MnO}$  ~ 0,02 %,  $\text{TiO}_2$  0,15–0,30 %,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,03–0,07 %. Полученные данные согласуются с результатами химических анализов, выполненных ранее другими исследователями [Филиппов, 2002].

Минеральный и химический состав обломков по данным микрозондового анализа, а также их структура и текстура соответствуют рассмотренным выше массивным и трещиноватым шунгитовым породам. Однако помимо ранее описанных минералов, входящих в состав массивных пород, в обломочной части брекчированных пород были обнаружены такие минералы, как магнетит, ильменит, эпидот, гематит, галенит, ярозит, самородный титан.

Таким образом, вещество брекчированных шунгитовых пород можно разделить на три части: массивную (обломочную) часть, цементную (двух видов – кварцевый и шунгит-кварцевый цемент) и прожилковую (см. рис. 3, а), что делает их самыми неоднородными из всех изученных

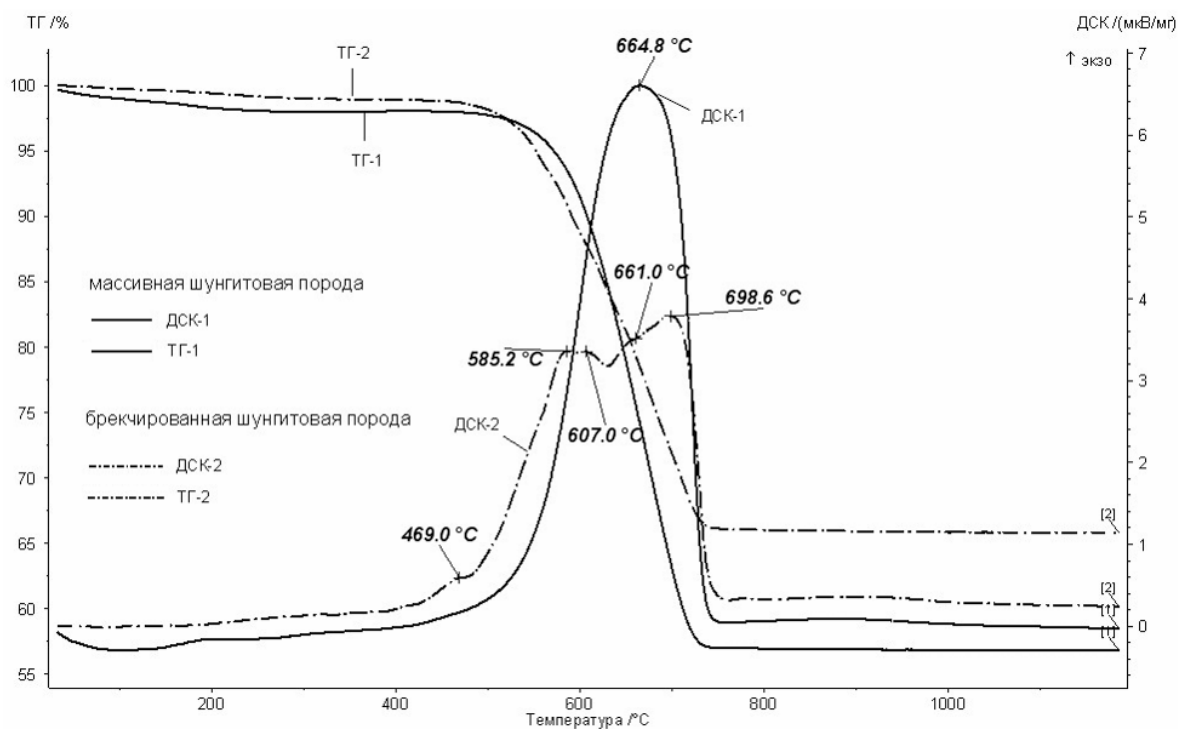


Рис. 4. Термограммы образцов массивной и брекчированной шунгитовых пород

шунгитовых пород (как на макро-, так и на микроуровне). Химический состав брекчированных шунгитовых пород также характеризуется вариациями в содержании различных компонентов.

В результате проведения исследований методами электронной микроскопии и микрозондового анализа удалось выделить в изученных шунгитовых породах три составные части: массивную, цементную и прожилковую. В зависимости от разновидности породы различается и относительное содержание в ней каждой части. Так, в массивных шунгитовых породах представлена в основном массивная часть, в трещиноватых добавляется прожилковая, а в брекчированных представлены все три составляющие. Но при этом массивная часть присутствует во всех изученных разновидностях. В свою очередь, относительное содержание описанных выше типов вещества в каждом образце шунгитовой породы определяет особенности его общего химического и минерального состава.

#### Результаты термоанализа

Метод термоанализа позволяет нам изучить процессы, происходящие в образце при его нагревании в динамическом режиме в потоке воздуха 50 мл/мин. Образец нагревали от комнатной температуры до 1200 °С. Скорость нагрева печи 10 град./мин. В результате проведенных исследований удалось установить, что макси-

мальная температура выгорания шунгитового углерода в каждом образце различна и колеблется от 585 до 698 °С. На термограммах горения брекчированных пород часто наблюдались два и более пиков горения углерода, указывая на существование в данном образце разных углеродных фаз [Zaidenberg et al., 1998] (рис. 4). На термограммах массивных шунгитовых пород пик был один, но иногда он был усложнен появлением дополнительного «плеча» на одной из сторон. Используя данный метод, было также определено содержание углерода в брекчированных шунгитовых породах (варьирует от 23 до 35 %, среднее содержание ~ 29 %) и в массивных (от 31 до 41 %, среднее содержание ~ 36 %). Из этого можно сделать вывод, что и массивная часть шунгитовых пород содержит в себе около 36 % углерода (так как практически полностью слагает массивные породы). Полученные данные вполне согласуются с результатами электронномикроскопических исследований, указывая на то, что массивные шунгитовые породы содержат больше углерода, чем брекчированные (соответственно 36 % и 29 %). На термограммах хорошо регистрируется процесс окисления пирита (экзотермический пик, температурный интервал от 420 до 470 °С). Содержание летучих компонентов и воды в массивных породах колеблется от 1,7 до 2,7 % (среднее ~ 2 %), в брекчированных – от 0,6 до 2,1 (среднее ~ 1,3 %).

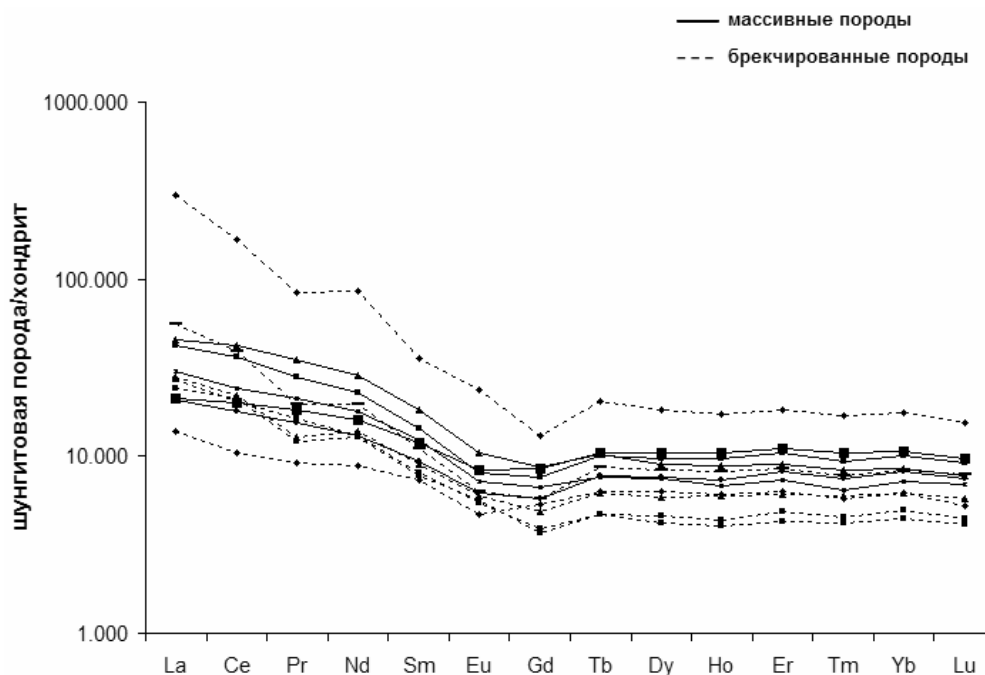


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в массивных и брекчированных разновидностях шунгитовых пород Максовской залежи (нормировано по [Sun, McDonough, 1989])

#### Результаты ICP MS-анализа

Благодаря использованию метода ICP MS удалось оценить содержание в изученных пробах шунгитовых пород различных химических элементов. На рис. 5 показаны нормализованные по хондриту спектры распределения РЗЭ в брекчированных и массивных шунгитовых породах. На графиках четко прослеживается обеднение пород тяжелыми лантаноидами относительно легких и четкая дифференциация последних

(постепенное уменьшение концентраций от La к Eu); наблюдается слабо выраженная Eu-аномалия. В области тяжелых РЗЭ (от Gd к Lu) спектры практически параллельны оси X, что говорит о слабой дифференциации данных элементов относительно эталонного состава хондрита. В целом спектры соответствуют ранее проведенным исследованиям о распределении РЗЭ в шунгитовых породах [Ромашкин и др., 2011]. Помимо всего вышеперечисленного, на приведенных спектрах мы можем видеть, что содержание

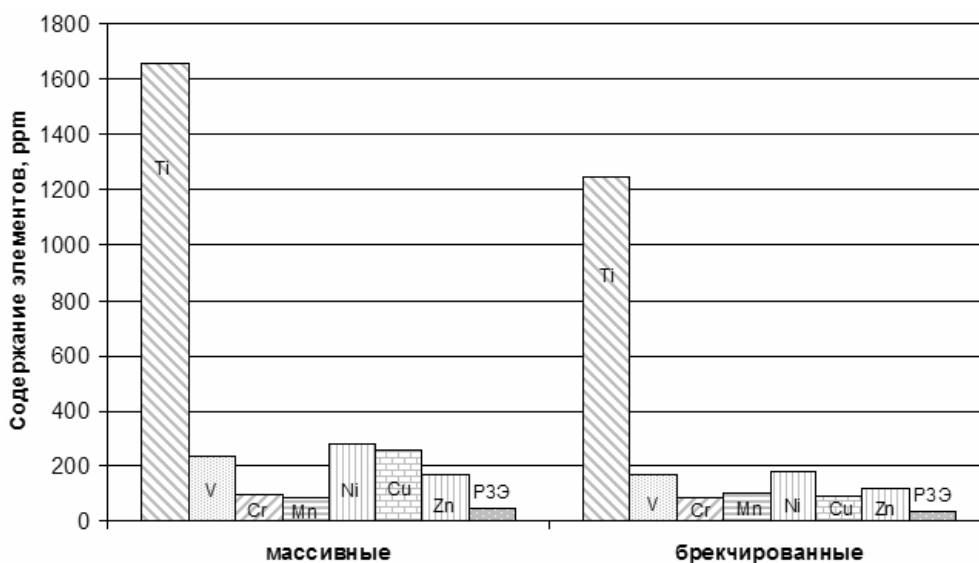


Рис. 6. Сравнительная диаграмма содержания различных металлов и РЗЭ в массивных и брекчированных разновидностях шунгитовых пород

РЗЭ в массивных шунгитовых породах больше, чем в брекчированных. Из данной системы четко выделяется самый верхний график, соответствующий образцу брекчированной шунгитовой породы. Этот образец был отобран непосредственно рядом с выходом габбро-долеритового силла и отличается повышенным содержанием многих элементов, а не только редкоземельных (в следующую диаграмму данный образец не был включен). Исходя из результатов анализа, можно сделать вывод, что минералы – источники лантаноидов (монацит, паризит, ксенотим, ортит и др. [Ромашкин и др., 2011]) концентрируются в основном в массивных шунгитовых породах (таким образом, и в отдельно выделенной массивной части).

По результатам исследования также было проведено сравнение среднего содержания в массивных и брекчированных шунгитовых породах таких элементов, как Ti, V, Mn, Ni, Cu, Zn и РЗЭ (рис. 6). Диаграмма показывает, что среднее содержание многих металлов в массивных породах больше, чем в брекчированных. Эти результаты хорошо согласуются с результатами электронной микроскопии, согласно которым в состав массивной части шунгитовых пород входят не только кварц, мусковит (гидромусковит) и шунгитовый углерод, но и целая группа различных минералов (пентландит, халькопирит, рутил, сфалерит и др.), содержащих в своем составе выявленные методом ICP MS металлы. В состав цементной и прожилковой частей также входят сульфиды, оксиды и другие минеральные фазы металлов (среди них преобладает пирит – регистрируется рентгенофазовым методом), но, по-видимому, содержание в этих частях указанных элементов уступает их содержанию в массивной части, в связи с чем и возникают различия в суммарном содержании данных элементов в изученных разновидностях шунгитовых пород.

## Выводы

1. Шунгитовые породы Максовской залежи, являясь весьма перспективным полезным ископаемым, обладают широкой изменчивостью минерально-химических и литолого-петрографических свойств. Данное обстоятельство сильно осложняет получение стабильного минерального сырья, необходимого для использования в высокотехнологичных сферах промышленности (изготовление катализаторов, композиционных материалов, биомедицина и т. д.).

2. Изучение текстурных разновидностей шунгитовых пород Максовской залежи метода-

ми СЭМ позволяет выделить в них три составные части: массивную, прожилковую и цементную.

3. Минеральный состав массивной части характеризуется в основном преобладанием содержания кварца, мусковита (гидромусковита), пирита и шунгитового углерода (шунгита). Акцессорными минералами в ней являются биотит, хлорит, рутил, халькопирит, монацит и др.

4. В состав прожилковой части, хорошо диагностируемой благодаря своей морфологии, входят в основном кварц и гидромусковит. Также присутствуют пирит, шунгит I, сфалерит, рутил, миллерит и другие минералы.

5. Цементная часть характеризуется преобладанием в ней кварца; также она содержит шунгитовый углерод (концентрации различны, но всегда меньше, чем в массивной части), гидромусковит, пирит, рутил, монацит и другие минералы. Акцессорные минералы, входящие в состав цементной и массивной частей, идентичны (в качественном отношении).

6. Содержание шунгитового углерода в массивных породах (и, соответственно, в массивной части) колеблется от 31 до 41 % (в среднем 36 %), в брекчированных – от 23 до 35 % (в среднем 29 %). Содержание РЗЭ и тяжелых металлов в массивных породах больше, чем в брекчированных; таким образом, концентрация данных элементов происходит в основном в массивной части шунгитовых пород.

7. Проведенные исследования подтвердили широкие вариации минерально-химического состава шунгитовых пород на макроуровне и показали, что эти вариации распространяются и на микроуровень. Общим для всех изученных разновидностей шунгитовых пород является присутствие во всех них массивной составляющей, отдельное извлечение и переработка которой [Садовничий, 2013] позволят получать однородный по составу шунгитовый продукт. Вторым видом минерального сырья может стать кварц-сульфидный комплекс цементной и прожилковой составляющих.

*За помощь в проведении и обсуждении работы авторы выражают благодарность В. В. Щипцову, А. Н. Терновому и Г. С. Терновой.*

*Работа поддержана грантами ОНЗ РАН-5 и РФФИ №13-03-00422.*

## Литература

Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория / Ред. М. М. Филиппов, В. А. Мележик. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 80 с.

Борисов П. А. Карельские шунгиты. Петрозаводск, 1956. 92 с.

Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Благороднометаллическая минерализация углеродистых формаций протерозоя Онежской структуры Карелии // Золото Фенноскандинавского щита: материалы международной конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013 г. С. 36–42.

Калинин Ю. К., Калинин А. И., Скоробогатов Г. А. Шунгиты Карелии – для новых стройматериалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб.: УНЦХ СПбГУ, ВВМ, 2008. 219 с.

Ковалевский В. В. Шунгитовые породы и новые наноразмерные материалы в наукоемких технологиях // Органическая минералогия: материалы IV Российского совещания с международным участием, 23–25 октября 2013 г. Черногловка: ИПХФ РАН, 2013. С. 50–52.

Ковалевский В. В. Шунгит или высший антраксолит? // Записки РМО, 2009. № 5. С. 97–105.

Михайлов В. П., Леонтьев А. Г. Шунгитовые породы // Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Книга 2: Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. С. 113–123.

Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Ред. М. М. Филиппов, А. И. Голубев, П. В. Медведев и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. 208 с.

Панов Н. Г., Рожков С. С., Питухин А. В. Повышение водостойкости трехслойных древесно-стружечных плит на основе карбамидоформальдегидной смолы при введении наноразмерного шунгитового наполнителя в связующее // Уч. зап. ПетрГУ. 2011. № 8. С. 88–92.

Рожков С. С., Тимофеева В. А., Соловьева А. Б., Кедрин Н. Ф., Чмутин И. А., Рожкова Н. Н. Шунгитонаполненные композиции на основе смесей несовместимых термопластов полипропилена и полиэтилена: электрофизические свойства и структура поверхности // Геология и полезные ископаемые Карелии, 2009. № 12. С. 148–155.

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

Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В., Голубев А. И. Геохимия редкоземельных элементов углеродсодержащих пород заонежской свиты Онежской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии, 2011. № 14. С. 163–177.

Садовничий Р. В. Особенности продуктов выщелачивания высокоуглеродистых шунгитовых пород Забогинского месторождения // IV Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия»: сборник трудов. Черногловка: ИЭМ РАН, 2013. С. 40–42.

Филиппов М. М., Н. С. Бискэ, А. В. Первунина, Ю. Е. Дейнес. Сопоставление известных и новых данных о геологическом строении Максковского месторождения шунгитоносных пород // Геология и полезные ископаемые Карелии, 2009. № 12. С. 130–143.

Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 282 с.

Филиппов М. М., Первунина А. В., Силакова Л. В. Генетическое разнообразие шунгитоносных брекчий нижнего протерозоя Онежской структуры // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: материалы XIV международной конференции. 2 часть. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 289–293.

Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования / Под ред. В. А. Соколова и Ю. К. Калинина. Петрозаводск: Карелия, 1975. 240 с.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // A. D. Saunders, M. J. Norry (eds.). Magmatism in the ocean basins / Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.

Zaidenberg A. Z., Rozhkova N. N., Kovalevski V. V., Tupolev A. G. Shungite carbon and fullerenes // Fullerene Science and Technology. 1998. Vol. 6, N 3. P. 511–517.

Melezhik V. A., Fallick A. E., Filippov M. M., Larsen O. Karelian shungite – an indication of 2000 Ma-year-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, lithology and geochemistry // Earth Science Reviews. 1999. Vol. 47. P. 1–40.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Садовничий Роман Васильевич

аспирант  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: romanpost1@rambler.ru  
тел.: (8142) 766173

### Рожкова Наталья Николаевна

зав. лабораторией, к. т. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: rozhkova@krc.karelia.ru  
тел.: (8142) 780189

### Sadovnichiy, Roman

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: romanpost1@rambler.ru  
tel.: (8142) 766173

### Rozhkova, Natalia

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: rozhkova@krc.karelia.ru  
tel.: (8142) 780189

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.13:552.3 (470.22)

### ГЕОХИМИЯ АКЦЕССОРНЫХ ХРОМИТОВ ИЗ МЕЗОАРХЕЙСКИХ КОМАТИИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ (НА ПРИМЕРЕ СОВДОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ)

**З. П. Рыбникова, С. А. Светов**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

В статье приводятся результаты геохимического изучения акцессорных хромитов из архейских (2,95–2,92 млрд лет) коматиитов Совдозерской структуры (северная часть Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса). В кумулятивных зонах массивных лавовых потоков коматиитов (с содержанием MgO 29–34 вес. %) установлено несколько поколений акцессорных хромитов, варьирующих по составу от алюмохромитов до магнетитов. Выявлены реликтовые зерна первично-магматического алюмохромита и субферриалюмохромита ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  44,21–46,69 вес. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  8,86–13,55 вес. %), кристаллизующегося из коматиитового расплава в интервале температур 1260–1340 °С. Химический состав хромитов позволяет предполагать, что первичные коматиитовые расплавы, принадлежащие к Al-недеплетированному типу, были Ni-обогащенными. Отделение рудной компоненты от силикатного расплава может быть результатом глубинного ликвационного фракционирования первичных магм.

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** хромиты, коматииты, мезоархей, Совдозерская структура, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, Центральная Карелия.

### **Z. P. Rybnikova, S. A. Svetov. GEOCHEMISTRY OF ACCESSORY CHROMITES IN MESOARCHEAN KOMATIITES FROM CENTRAL KARELIA (SOVDOZERO STRUCTURE)**

The results of the geochemical study of the accessory chromites from the Mesoarchean (2.95–2.92 Ga) komatiites from the Sovdozero structure (northern part of the Vedlozero-Segozero greenstone belt) are presented. Several generations of accessory chromites varying in composition from chromohercynite to magnetite were identified in cumulative zones of massive komatiite lava flows (containing 29–34 wt % MgO). Relict grains of primary magmatic chromohercynite – subferrous chromohercynite ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  44.21–46.69 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  8.86–13.55 %) crystallized from komatiitic melt in a temperature range of 1260–1340 °C were found. The chemical composition of the grains suggests that the primary komatiitic melts of the Al-undepleted type were Ni-enriched. Separation of the ore component from the silicate melt may be the result of deep fractionation of komatiitic magmas through liquid immiscibility.

**K e y w o r d s:** chromites, komatiites, Mesoarchean, Vedlozero-Segozero greenstone belt, Central Karelia.

## Введение

Магматические ассоциации ультраосновного-основного ряда являются важной составляющей разрезов архейских зеленокаменных поясов древнейших кратонов мира наряду с андезитовыми вулканитами и осадочными комплексами [Вревский 1989; Condie, 1989; Кожевников, 2000; Arndt et al., 2008], при этом их геохимическая характеристика служит важным инструментом реконструкции геодинамических режимов, существующих на ранних стадиях формирования континентальной и океанической коры [Polat, Kerrich, 2001; Светов, 2005]. Важно подчеркнуть, что широкий интерес специалистов к изучению ультраосновных-основных породных серий во многом определяется широко проявленной в них рудной (Cu-Ni, Cr, ЭПГ) минерализацией [Arndt et al., 2008].

В мезоархейских зеленокаменных поясах центральной части Карельского кратона ультраосновные-основные вулканиты представлены породами коматиитовой, коматиит-базальтовой и толеитовой серий возрастом от 3,0 до 2,9 млрд лет [Кожевников, 2000; Светов, 2005]. Сложной проблемой, возникающей при изучении данных комплексов, является существенная их переработка в ходе воздействия региональных метаморфических и локальных метасоматических процессов, вызвавшая замещение первичных минеральных парагенезов, несущих информацию об условиях формирования расплавов.

Восстанавливать условия магматизма возможно основываясь на химическом составе пород в случае отсутствия существенного перераспределения петрогенных и малых элементов. Однако существует еще один не менее надежный способ реконструкции параметров магмообразования – изучение аксессуарных минералов, универсальных и информативных индикаторов петрологических процессов.

Для коматиитовых расплавов важнейшими аксессуарными фазами являются минералы группы шпинели (от хромитов до шпинелидов).

Хромиты ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ , крайние члены изоморфного ряда хромшпинелидов) классифицируются в зависимости от количественного содержания основных окислов, которые входят в состав минерала. Среди хромитов выделяют: магнохромит ( $\text{Mg, Fe}$ )  $\text{Cr}_2\text{O}_4$ , хромопикотит ( $\text{Mg, Fe}$ )  $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$  и алюмохромит  $\text{Fe}(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$ . Дополнительно различают более подробно железистые разновидности, такие как магноферрихромит ( $\text{Mg, Fe}$ )  $(\text{Cr, Fe})_2\text{O}_4$ , феррихромшпинель  $\text{Mg}(\text{Cr, Al, Fe})_2\text{O}_4$  и феррихромпикотит ( $\text{Mg, Fe}$ )

$(\text{Cr, Al, Fe})_2\text{O}_4$ . Содержание основных окислов в хромитах колеблется в следующих пределах:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  18–62 %,  $\text{FeO}$  0–18 %,  $\text{MgO}$  6–16 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0–33 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2–30 %. Типичными примесями хромита являются  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{ZnO}$ ,  $\text{NiO}$ ,  $\text{CoO}$  [Минералы..., 1967].

Существующий широкий изоморфизм в минеральной системе хромитов (отраженный в классификации) является важнейшим индикатором смены условий формирования первичных расплавов, а также носителем информации о более поздних метаморфических преобразованиях пород [Barnes, Roeder, 2001].

С целью реконструкции термодинамических условий формирования докембрийских вулканитов Фенноскандинавского щита аксессуарные хромшпинелиды в ультраосновных породах (главным образом в коматиитах и пикритах) детально изучались в структурах Кольской провинции (на примере пикритов Печенгской структуры, коматиитов зеленокаменного пояса Колмозеро – Воронье), Карельского кратона (коматиитов Костомукшской структуры, Койкарской структуры и Ветреного пояса) [Смолякин, 1992], позволив существенно откорректировать модели и условия магмообразования.

В данной статье приводятся результаты исследования реликтовых зерен хромитов, впервые обнаруженных в кумулятивных зонах лавовых потоков мезоархейских коматиитов Совдозерской структуры (северная часть Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса).

## Объект исследования

Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, расположенный в центральной части Карельской провинции Фенноскандинавского щита, протягивается в субмеридиональном направлении от оз. Ведлозеро до оз. Сегозеро на расстояние около 300 км при ширине 50–60 км. Он сформирован вулканогенно-осадочными комплексами мезо-неоархейского возраста, локализованными в следующих структурах: Хаутаваарской, Койкарской, Паласельгинской, Семченской, Совдозерской и др., разделенных полями гранито-гнейсов различного состава и возраста [Коматииты..., 1988; Светов, 2005]. Характерной особенностью зеленокаменного пояса является широкое развитие наряду с коматиит-базальтовой ассоциацией средне-кислых вулканитов адакитовой, толеитовой, высоко-Nb и высоко-Mg серий и осадочных последовательностей, детально описанных в работах [Светов, 2005, 2009].

Исследуемая нами Совдозерская структура локализована в северо-западной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, в 25 км севернее Койкарской структуры и приурочена к системе озер Совдозеро – Хейзъярви. Протяженность структуры составляет 20 км в меридиональном направлении. Мезоархейские породные ассоциации Совдозерской структуры, ранее относимые к гимольской серии, подразделяются на две толщи: нижнюю, сложенную метаморфизованными ультраосновными-основными вулканитами, и верхнюю, осадочную, сформированную углеродсодержащими филлитами, железистыми кварцитами, туфами и туффитами дацитов, песчаниками [Чернов и др., 1970]. Архейские образования структуры с востока ограничены гранито-гнейсами, плагиогнейсо-гранитами, плагиомикроклиновыми и микроклиновыми гранитами Южно-Сегозерской глыбы. С запада перекрываются толщей ятулийских образований, входящих в состав Янгозерской мульды [Там же].

В 1983 г. В. Я. Горьковец и М. Б. Раевская впервые выделили в составе нижней мезоархейской толщи коматииты [Коматииты..., 1988]. Коматиит-базальтовая ассоциация в Совдозерской структуре имеет трехчленное строение, в ее разрезе выделяются: нижний уровень базальтов (мощностью около 200–300 м), затем следует пачка коматиитов мощностью 600 м, и завершается разрез верхней толщей базальтов мощностью 200 м. Контакты между пачками предположительно тектонические, а сам разрез имеет слайдерный характер. Интрузивные комплексы структуры представлены дайками и субвулканическими телами дацит-риолитового состава, высокомагнезиальными габброидами и телами ультрамафитов [Светов, 2005]. Породы коматиитовых ассоциаций претерпели регионально-метаморфические преобразования в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа.

Время формирования коматиитовой серии Совдозерской структуры, по данным Sm-Nd метода (по породе в целом), оценивается в  $2921 \pm 55$  млн лет [Svetov et al., 2001]. Прецизионного определения времени формирования ассоциации Совдозерской структуры не проводилось, однако для коматиитового комплекса Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса известен возраст секущих коматииты даек дацитов в Койкарской структуре, равный  $2927 \pm 9,1$  млн лет. Это позволяет установить интервал формирования коматиитового комплекса северной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в промежутке 2,92–2,95 млрд лет.

Коматиитовый комплекс Совдозерской структуры сформирован серией лавовых потоков (выделяется от 13 до 15 лавовых потоков в разрезе [Светов, 2005]) и прослоев туфового материала. В литофациальном плане доминируют массивные, брекчированные лавы коматиитов в переслаивании с лапиллиевыми, пелитовыми туфами коматиитового состава. Уникальность разреза Совдозерской структуры определяется доминирующей ролью высокомагнезиальных пород (коматиитов с  $MgO > 27$  мас. %), что является уникальным для архейских зеленокаменных ассоциаций Фенноскандинавского щита.

Лавовые потоки высокомагнезиальных коматиитов имеют мощность от 5–10 до 40 м и дифференцированное строение. В подошве лавовых тел присутствуют реликтовые кумулятивные зоны, мощностью около 1–3 м (микроскопически сформированные псевдоморфозами, выполненными серпентин-магнетитовым агрегатом по кумулятивному оливину (80–90 % от объема породы). Центральные части лавовых потоков коматиитов имеют массивное строение, с редкими зонами спинифекс-структур «оливинового» типа. Кровля лавовых потоков сформирована автобрекчиями с наложенной контракционной трещиноватостью (мощность зон брекчий варьирует от 1 до 2,5 м).

Минеральный состав коматиитов представлен вторичным метаморфическим парагенезом: серпентином, тремолитом, хлоритом, эпидотом, магнетитом, карбонатом, при этом псевдоморфозы по спинифекс-структурам выполнены хлорит-актинолитовым или хлорит-актинолит-тремолитовым агрегатом с оконтуриванием пластинок первичных кристаллов оливина зернами мелкокристаллического магнетита, кумулятивные структуры представлены псевдоморфозами оливина, выполненными серпентиновым или хлоритовым агрегатом.

## Методы исследования

В связи с тем, что в данном исследовании акцент сделан на изучении аксессуарных минеральных фаз коматиитов – хромитов, нами была отобрана коллекция проб из кумулятивных зон лавовых потоков коматиитов, имеющих вкрапленность рудных минералов, из которых были изготовлены шлифы и аншлифы.

Изучение морфологии рудных минералов (магнетитов, хромитов) и их химического состава проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) в ана-

литическом центре Института геологии КарНЦ РАН. Общее количество анализов превысило 150.

Компьютерная обработка микрозондовых анализов минералов проводилась с помощью программ ILMAT (автор программы – Luc LePage) и MINAL (автор Д. В. Доливо-Добровольский).

### Обсуждение результатов

Изучаемые высокомагнезиальные коматииты Совдозерской структуры, на основе петрохимических классификационных требований [Le Bas,

2000; Arndt et al., 2008; Куликов и др., 2012], соответствуют коматиитовой серии. Вулканиды характеризуются высоким содержанием MgO 29–34 вес. %, при этом максимальные концентрации (32–34 вес. % MgO) характеризуют кумулятивные зоны лавовых потоков, концентрация  $TiO_2$  не превышает 0,4 вес. %;  $NaO + K_2O < 0,5$  вес. %;  $SiO_2$  38,1–40,5 вес. %. Вулканиды существенно обогащены Cr – от 2000 до 7500 ppm и Ni – от 600 до 2730 ppm. По петрогенетическим отношениям ( $CaO/Al_2O_3 < 1$ ;  $17 < Al_2O_3/TiO_2 < 30$ ;  $Zr/Y \sim 2,5$ ) могут быть отнесены к Al-недеплеированному типу «Мунро» [Arndt et al., 2008],

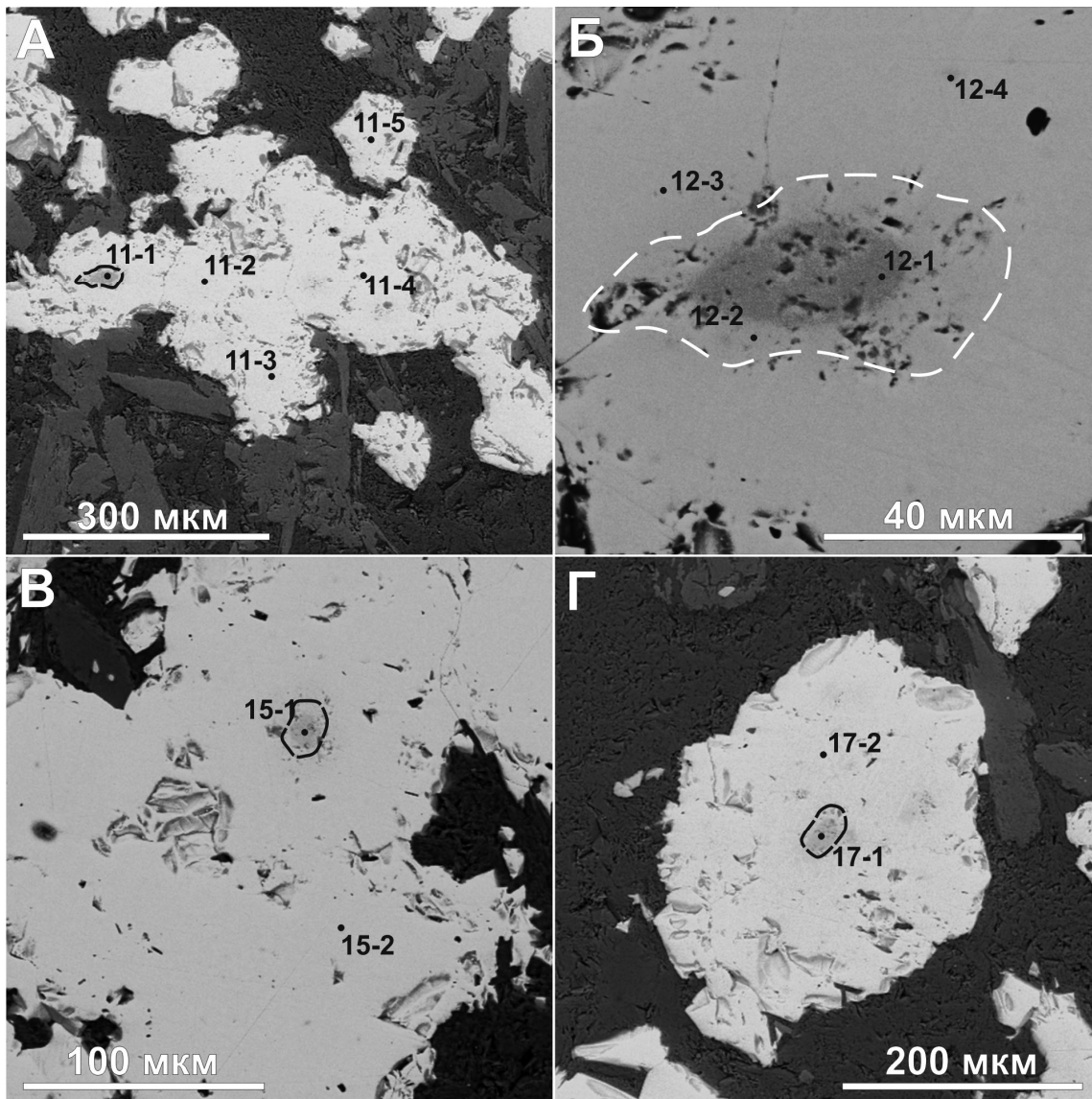


Рис. 1. Электронно-микроскопические изображения зерен шпинелидов, выявленных в мезоархейских коматиитах Совдозерской структуры (в интеркумулусной части кумулятивной зоны лавового потока): **А** – крупные зональные зерна магнетита, сохранившие в центральных частях реликты алюмохромитов; **Б** – реликтовая зона алюмохромита (увеличенная часть рисунка А); **В**, **Г** – реликтовые участки сохранившегося алюмохромита в магнетите. Номера на фотографиях соответствуют химическим анализам в таблице. Пунктирной линией показаны прирмерные границы реликтовых зерен алюмохромита. Использован детектор рассеянных электронов (SE)

что подтверждается нефракционированным распределением HREE (уровень близкий к примитивной мантии) и слабо проявленным обеднением LREE (подобно N-MORB).

Высокое содержание Cr в кумулятивных зонах лавовых потоков позволило предполагать аккумуляцию хромшпинели при кристаллизации. Проведенное микрозондовое изучение четырех образцов коматиитового кумулята (проба 9M03-33) позволило установить, что в данных зонах рудные минералы представлены несколькими генерациями магнетита и ильменитом, их содержание варьирует от 1 до 5 %.

Наиболее широкое развитие имеют мелкие (размером от 1 до 5 мкм) пылевидные кристаллы магнетита (поздняя генерация), расположенные как по кайме оливинных псевдоморфоз, так и хаотично по всей породе. Данный магнетит (представлен рядом хроммагнетит – магнетит) характеризуется следующими значениями содержания (вес. %): FeO 84,77–92,81; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,96–8,41; MgO 0,09–4,67; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,07–0,46; ZnO 0,04–1,09; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0–0,13; MnO 0–0,13; TiO<sub>2</sub> 0–0,12.

В реликтовых зонах интеркумуляусного пространства (сформированного хлорит-тремолит-талковым тонкодисперсным агрегатом) выявлено значительное присутствие (до 15 % объема) более крупных выделений магнетита размером от 60 до 3000 мкм. Данные зерна имеют неровные границы, а детальное изучение позволило выявить их зональное строение (рис. 1, а–г):

1) *Внешние каймы* зерен сформированы хроммагнетитом-магнетитом, отличающимся по составу от позднего магнетита из пылевидной фракции (табл.) повышенным содержанием хрома, алюминия и марганца. Состав краевых участков характеризуется следующими концентрациями (вес. %): FeO 72,46–91,23; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7,01–24,14; MgO 0–0,39; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,02–0,55; ZnO 0–0,84; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,01–0,38; MnO 0,22–1,29; TiO<sub>2</sub> 0–0,12.

2) *Внутренняя переходная зона* крупных зерен сформирована феррихромитом и характеризуется повышенной концентрацией хрома и алюминия, при этом содержание железа существенно снижается. Концентрация основных окислов находится в следующих интервалах (вес. %): FeO 36,93–52,54; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 41,93–45,03; MgO 0,13–0,92; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,13–0,67; ZnO 0,94–2,77; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,16–5,08; MnO 1,76–2,68; TiO<sub>2</sub> 0,08–0,64.

3) *Краевая часть «хромитовых реликтов»* сформирована субферриалюмохромитом и феррихромитом следующего состава (вес. %): FeO 38,38–50,45; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 42,86–46,15; MgO 0,02–1,09; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,02–0,64; ZnO 1,16–2,79; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,76–9,43; MnO 1,93–2,64; TiO<sub>2</sub> 0,13–0,54.

4) *Хромитовые ядра* выявленных реликтов выполнены алюмохромитом и субферриалюмохромитом. Состав варьирует в следующих интервалах (вес. %): FeO 34,14–37,94; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 44,21–46,69; MgO 0,63–1,27; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,07–0,70; ZnO 2,21–3,27; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 8,86–13,55; MnO 1,78–2,36; TiO<sub>2</sub> 0,20–0,68.

Таким образом, на основе микрозондового изучения нами выделено несколько этапов формирования минералов группы шпинели в коматиитах.

Кристаллизация высокомагнезиального коматиитового расплава, с учетом того, что первичные магмы Совдозерского комплекса содержали MgO на уровне 27–28 вес. % (состав зон закалки лавовых потоков), началась при температуре 1540–1580 °C (по модели [Nisbet, 1982]). В данных условиях могла происходить инициальная кристаллизация пикотита, хром-пикотита (согласно тренду фракционирования шпинели при мантийной дифференциации).

Выявленные нами реликты алюмохромитов, характеризующиеся высоким содержанием Al – до 14 вес. % (среднее – 11,57 вес. %), являются индикаторами кристаллизации в условиях высокого давления [Fisk, Vence, 1980], возможно, еще на стадии подъема расплава из магматического источника, при этом оценочная температура кристаллизации алюмохромитов изучаемых коматиитов составляла 1260–1340 °C (по модели [Ariskin, Nikolaev, 1996]).

Установленная зональность в хромитовых зернах – высокое содержание в ядрах Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 47 вес. %), #Cr (77–78) при высокой Mg# (рис. 2) и увеличение к краям зерен концентрации FeO при резком снижении содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – является следствием постепенного понижения температуры кристаллизации [Нерадовский, Смолькин, 1977] и привело к формированию твердых растворов алюмохромита-субферриалюмохромита.

Важной особенностью алюмохромитов из кумулятивных зон мезоархейских коматиитовых лав Совдозерской структуры является повышенное содержание в них NiO (от 0,05 до 0,47 вес. % при среднем значении 0,15 вес. %). Это несколько больше, чем в хромитах из кумулятивных зон коматиитовых лав Камбалды (для которых концентрация NiO < 0,06 вес. %) [Leshner, 1989], что, несомненно, свидетельствует о первичном обогащении материнских расплавов никелем. При этом отсутствие значимой никеленосности коматиитовых комплексов Центральной Карелии, возможно, является следствием ликвационного отделения сульфидной фазы от силикатного расплава на стадии подъема магмы на дневную поверхность.

Химический состав хромшпинелидов мезоархейских коматиитов Совдозерской структуры

	11-1	11-2	11-3	11-4	11-5	12-1	12-2	12-3	12-4	15-1	15-2	17-1	17-2	19-9	19-10	19-11
	PX	MO	MO	MO	MO	PX	KPX	MO	MO	PX	MO	PX	MO	KPX	PX	KPX
SiO <sub>2</sub>	0,85	0,33		0,18	0,13	0,20	0,16	0,03	0,12	0,11		0,34	0,24	0,13	0,08	0,28
TiO <sub>2</sub>	0,36		0,13	0,04	0,07	0,25	0,21	0,21	0,21	0,34	0,10	0,35	0,02	0,54	0,41	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,64	0,18	0,16	0,22	0,29	11,38	3,92	0,32		11,47	0,36	11,62		0,90	11,78	0,76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46,68	14,94	20,05	11,00	12,98	46,03	45,42	31,69	12,49	46,29	11,00	45,76	10,61	43,75	46,33	42,87
FeO	35,17	82,78	76,35	86,94	84,47	35,46	45,42	64,09	85,24	35,40	86,54	35,08	88,04	50,03	34,63	50,45
MnO	2,36	0,70	1,20	0,22	0,57	2,33	2,28	1,66	0,60	2,27	0,72	1,81	0,52	2,64	1,97	2,54
MgO	0,93	0,35	0,23	0,19	0,15	0,83	0,30	0,39	0,14	1,20		1,00	0,28	0,20	1,10	0,47
CaO	0,15	0,01	0,02				0,06		0,25	0,06				0,04	0,11	
NiO	0,11	0,03	0,22	0,32	0,14		0,02	0,41	0,11		0,26	0,19	0,07		0,08	0,09
ZnO	2,61	0,14	0,62	0,27	0,37	2,90	1,16	0,30	0,21	2,59	0,38	2,70		1,28	2,93	1,27
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,41	0,55	0,03	0,24	0,44	0,39	0,48	0,02	0,11	0,33	0,31	0,19	0,29	0,27	0,64
Сумма	99,23	99,85	99,52	99,40	99,41	99,83	99,33	99,57	99,38	99,85	99,69	99,17	99,98	99,80	99,70	99,65
Формульные коэффициенты																
Si <sup>4+</sup>	0,030	0,012		0,007	0,005	0,007	0,006	0,001	0,004	0,004		0,012	0,009	0,005	0,003	0,010
Ti <sup>4+</sup>	0,010		0,003	0,001	0,002	0,007	0,006	0,006	0,006	0,009	0,003	0,009	0,001	0,015	0,011	0,008
Al <sup>3+</sup>	0,403	0,008	0,007	0,009	0,013	0,470	0,168	0,014		0,472	0,015	0,482		0,039	0,486	0,033
Cr <sup>3+</sup>	1,308	0,426	0,577	0,315	0,372	1,276	1,307	0,915	0,358	1,279	0,315	1,273	0,302	1,269	1,282	1,242
Fe <sup>3+</sup>	0,199	1,531	1,393	1,659	1,595	0,214	0,491	1,043	1,621	0,221	1,655	0,194	1,674	0,645	0,197	0,670
Fe <sup>2+</sup>	0,843	0,967	0,930	0,974	0,967	0,826	0,891	0,914	0,966	0,814	0,963	0,839	0,976	0,890	0,816	0,877
Mn <sup>2+</sup>	0,071	0,021	0,037	0,007	0,017	0,069	0,070	0,051	0,018	0,067	0,022	0,054	0,016	0,082	0,059	0,079
Mg <sup>2+</sup>	0,049	0,019	0,013	0,010	0,008	0,043	0,016	0,021	0,008	0,063		0,053	0,015	0,011	0,058	0,026
Ca <sup>2+</sup>	0,006	0,000	0,001				0,002		0,010	0,002				0,002	0,004	
Ni <sup>2+</sup>	0,003	0,001	0,006	0,009	0,004		0,001	0,012	0,003		0,007	0,006	0,002		0,002	0,003
Zn <sup>2+</sup>	0,068	0,004	0,017	0,007	0,010	0,075	0,031	0,008	0,006	0,067	0,010	0,070		0,035	0,076	0,034
V <sup>3+</sup>	0,011	0,012	0,016	0,001	0,007	0,013	0,011	0,014	0,001	0,003	0,009	0,009	0,006	0,008	0,008	0,019
#Cr	76,46	98,22	98,79	97,12	96,74	73,07	88,60	98,50	100,0	73,02	95,35	72,53	100,0	97,03	72,51	97,43
Cr*	68,48	21,69	29,18	15,89	18,80	65,09	66,47	46,40	18,10	64,85	15,85	65,32	15,29	64,99	65,23	63,88
#Mg	5,49	1,89	1,33	1,02	0,82	4,99	1,80	2,26	0,80	7,15		5,91	1,50	1,20	6,58	2,87

	21-3	21-4	21-8	21-9	21-10	21-11	21-14	21-15	21-16	21-17	21-20	21-21	21-22	21-26	21-27	21-28
	KPX	KPX	PX	PX	PX	PX	PX	PX	PX	PX	PX	PX	PX	KPX	PX	PX
SiO <sub>2</sub>	0,35	0,23	0,11	0,20	0,36	0,23	0,11	0,23	0,21	0,42	0,34	0,43	0,08	0,05	0,25	0,09
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,24	0,25	0,68	0,67	0,44	0,36	0,43	0,49	0,42	0,35	0,43	0,54	0,30	0,20	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,21	9,43	10,65	12,13	12,79	11,56	11,65	13,55	12,23	11,56	11,94	11,97	11,52	7,72	11,88	8,86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,05	45,09	46,34	45,12	44,93	45,05	46,10	44,21	44,83	45,78	45,80	46,30	46,05	44,78	45,18	46,69
FeO	38,38	39,21	35,98	35,05	34,86	35,85	34,51	34,24	34,43	35,58	34,84	34,14	35,36	40,06	35,49	37,94
MnO	2,06	1,93	1,78	1,81	1,93	1,92	2,21	2,24	2,01	1,81	1,85	1,81	2,02	2,45	2,25	2,16
MgO	1,09	0,89	0,78	0,90	1,15	1,10	1,08	1,13	1,27	1,17	0,97	1,07	1,05	0,80	0,77	0,63
CaO		0,05	0,04			0,14	0,05	0,10		0,04	0,07	0,11	0,19		0,04	
NiO	0,38		0,07	0,05	0,16		0,37	0,10	0,29			0,09	0,18	0,40	0,15	0,05
ZnO	2,44	2,77	3,05	3,27	3,02	3,14	2,81	2,21	2,82	2,73	2,94	2,90	2,31	2,79	2,37	2,69
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,14	0,34	0,13	0,07	0,27	0,15	0,50	0,35	0,30	0,24	0,21	0,51	0,23	0,70	0,24
Сумма	99,52	99,99	99,39	99,33	99,94	99,69	99,40	98,95	98,94	99,81	99,34	99,46	99,80	99,57	99,26	99,67
Формульные коэффициенты																
Si <sup>4+</sup>	0,012	0,008	0,004	0,007	0,013	0,008	0,004	0,008	0,008	0,015	0,012	0,015	0,003	0,002	0,009	0,003
Ti <sup>4+</sup>	0,004	0,006	0,007	0,018	0,017	0,012	0,010	0,011	0,013	0,011	0,009	0,011	0,014	0,008	0,005	0,009
Al <sup>3+</sup>	0,384	0,392	0,444	0,502	0,523	0,477	0,482	0,558	0,506	0,476	0,494	0,494	0,475	0,325	0,492	0,371
Cr <sup>3+</sup>	1,259	1,256	1,295	1,253	1,234	1,246	1,280	1,221	1,245	1,264	1,271	1,282	1,274	1,263	1,256	1,312
Fe <sup>3+</sup>	0,313	0,319	0,231	0,191	0,181	0,230	0,207	0,169	0,199	0,200	0,185	0,165	0,204	0,387	0,204	0,286
Fe <sup>2+</sup>	0,822	0,836	0,833	0,838	0,832	0,819	0,806	0,831	0,812	0,840	0,837	0,835	0,831	0,808	0,840	0,841
Mn <sup>2+</sup>	0,062	0,058	0,053	0,054	0,057	0,057	0,066	0,066	0,060	0,054	0,055	0,054	0,060	0,074	0,067	0,065
Mg <sup>2+</sup>	0,057	0,047	0,041	0,047	0,059	0,057	0,056	0,059	0,067	0,061	0,051	0,056	0,055	0,042	0,040	0,033
Ca <sup>2+</sup>		0,002	0,002			0,005	0,002	0,004		0,001	0,003	0,004	0,007		0,001	
Ni <sup>2+</sup>	0,011		0,002	0,001	0,005		0,010	0,003	0,008			0,003	0,005	0,011	0,004	0,002
Zn <sup>2+</sup>	0,064	0,072	0,080	0,085	0,077	0,081	0,073	0,057	0,073	0,070	0,076	0,075	0,060	0,073	0,061	0,071
V <sup>3+</sup>	0,012	0,004	0,010	0,004	0,002	0,008	0,004	0,014	0,010	0,008	0,007	0,006	0,014	0,007	0,020	0,007
#Cr	76,65	76,24	74,49	71,39	70,22	72,33	72,64	68,64	71,09	72,65	72,01	72,18	72,84	79,56	71,85	77,94
Cr*	64,40	63,86	65,75	64,38	63,67	63,80	65,00	62,68	63,84	65,17	65,17	66,05	65,24	63,98	64,35	66,61
#Mg	6,53	5,31	4,73	5,30	6,67	6,55	6,55	6,59	7,59	6,76	5,69	6,27	6,18	4,99	4,60	3,79

Примечание. #Cr = 100\*Cr<sup>3+</sup>/(Cr<sup>3+</sup>+Al<sup>3+</sup>); Cr\* = 100\*Cr<sup>3+</sup>/(Cr<sup>3+</sup>+Al<sup>3+</sup>+Fe<sup>3+</sup>); #Mg = 100\*Mg<sup>2+</sup>/(Mg<sup>2+</sup>+Fe<sup>2+</sup>); PX – реликтовые обособления хромита, KPX – краевая зона реликтовых обособлений хромита, MO – магнетитовая оторочка хромитовых обособлений.

Вместе с тем отмечаемое повышенное содержание NiO в поздних магнетитах и хроммагнетитах является следствием серпентинизации оливинов и результатом перераспределе-

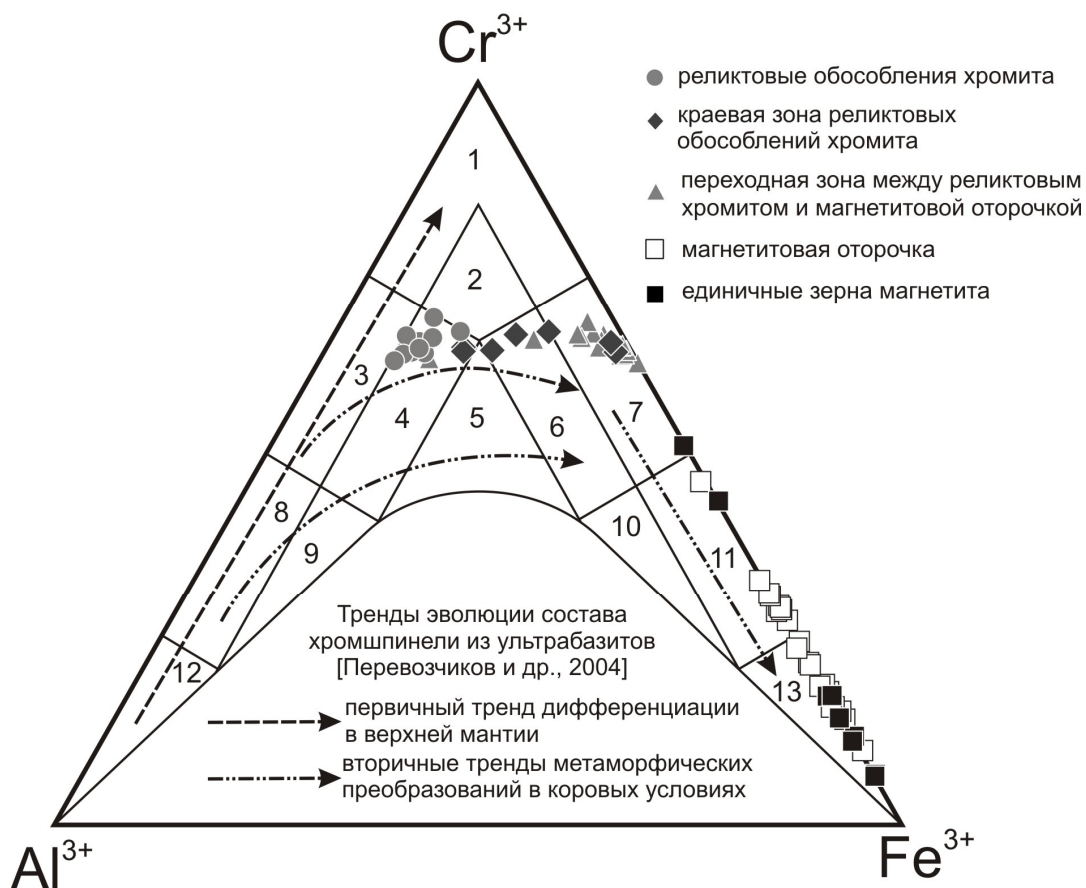


Рис. 2. Состав хромшпинелидов мезоархейских коматиитов Совдозерской структуры на классификационной диаграмме Н. В. Павлова [Павлов, 1949]. Подсемейства хромшпинелидов: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит

ния никеля между силикатными и магнетитовыми фазами в ходе метаморфических реакций [Barnes, Kuniilov, 2000].

Поздний пылевидный хроммагнетит-магнетит формировался на заключительных, метаморфических стадиях перекристаллизации коматиитов. Оценка температурных условий кристаллизации данных фаз по магнетит-ильменитовому термометру [Spencer, Lindsley, 1981] дает интервал значений на уровне 360–380 °С, что хорошо согласуется с модельными значениями температуры метаморфизма мезоархейских ассоциаций Совдозерской и Койкарской структур, равными 320–500 °С при давлении от 2 до 5,5 кбар [Володичев и др., 2002]. В это же время происходило формирование твердых растворов с замещением алюмохромита феррихромитом, хроммагнетитом и магнетитом, что хорошо прослеживается на диаграмме  $Al^{3+} - Cr^{3+} - Fe^{3+}$  и совпадает с трендами эволюционного развития первично магматической шпинели при метаморфизме в коровых условиях (см. рис. 2).

Важным индикатором условий формирования хромитов является содержание  $ZnO$  и  $MnO$ . В изучаемых хромитах содержание  $ZnO$  (2,21–3,27 вес. %) и  $MnO$  (1,78–2,36 вес. %) близко к характеристике хромитов из архейских коматиитов Австралии и Южной Африки и также сопоставимо с составом хромитов из безрудных интрузий Зангбутаи [Barnes, Tang, 1999] (рис. 3).

### Выводы

Впервые в коматиитовом комплексе Совдозерской структуры проведено детальное изучение хромитов, которое позволило выявить несколько их генераций, связанных с первично-магматическим и метаморфическим этапом формирования комплекса. Геохимическая эволюция хромитовых фаз описывается эволюционными трендами в системе  $Al^{3+} - Cr^{3+} - Fe^{3+}$ .

Обнаруженные реликтовые зерна алюмохромитов и субферриалюмохромитов ( $Cr_2O_3$  44,21–46,69 %,  $Al_2O_3$  8,86–13,55 %), на наш

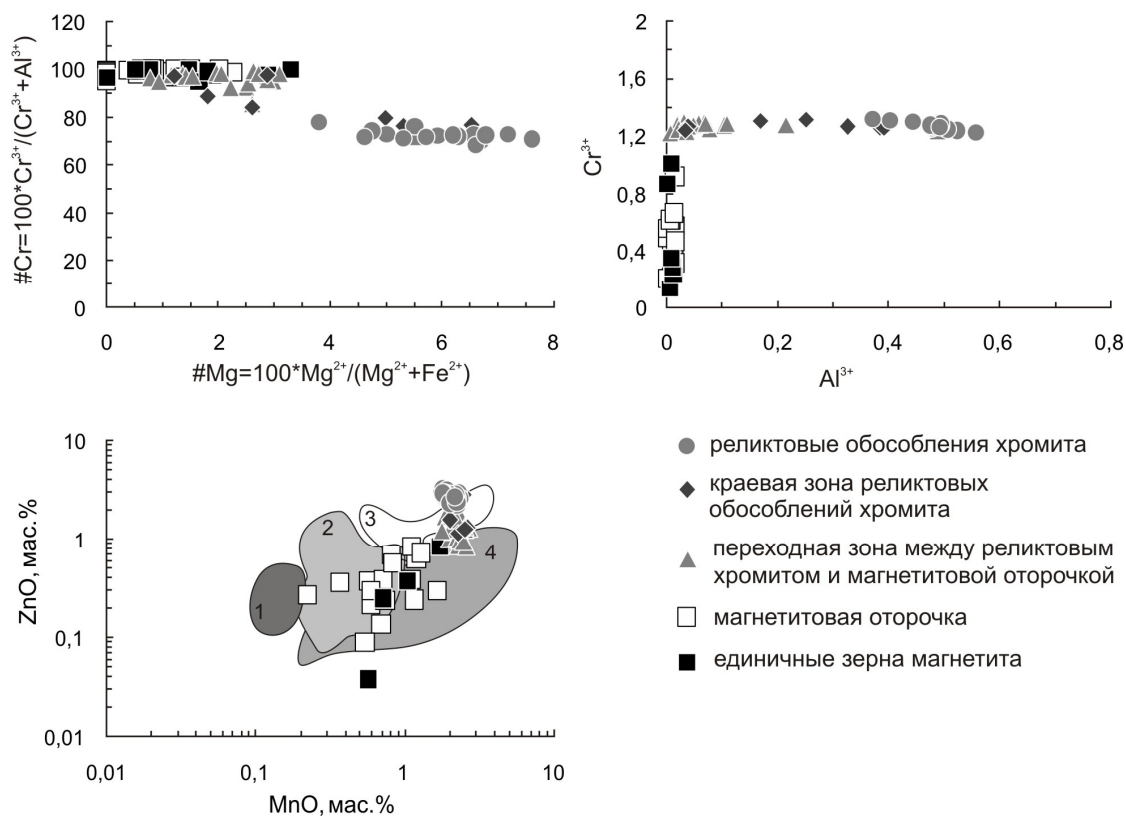


Рис. 3. Диаграммы соотношений  $\#Cr - \#Mg, Cr^{3+} - Al^{3+}, ZnO - MnO$  в хромшпинелидах мезоархейских коматиитов Совдозерской структуры. Поля 1–4 – состав хромшпинелидов: Кемприсайского массива (1), интрузии Джинчуан [Barnes, Tang, 1999] (2), коматиитов Австралии и Африки (3), безрудной интрузии Зангбутай [Там же] (4)

взгляд, являлись первичными равновесными минеральными фазами коматиитовых расплавов и кристаллизовались в интервале температур от 1260 до 1340 °С.

Химический состав хромитов позволяет предполагать, что первичные коматиитовые магмы, принадлежащие к Al-недеплементированному типу, были Ni-обогащенными. Отсутствие Ni-минерализации в ультрамафитах может быть результатом отделения рудной компоненты от силикатного коматиитового расплава в ходе глубинного ликвационного фракционирования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 13-05-00402 и 13-05-00402 А.

## Литература

Володичев О. И., Кулешевич Л. В., Кузенко Т. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Рукописный науч. отчет. ИГ КарНЦ РАН. 2002. 187 с.

Вревский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.: Наука. 1989. 143 с.

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

Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита // Куликов В. С., Куликова В. В. и др. Л.: Наука, 1988. 192 с.

Куликов В. С., Куликова В. В., Бычкова Я. В. О классификации ультраосновных-основных высокомагнезиальных вулканитов нормальной и низкой щелочности (новый взгляд на примере Фенноскандии) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2012. № 15. С. 38–44.

Минералы. Справочник. Том 2. Вып. 3. Сложные окислы, титанаты, ниобаты, танталаты, антимонаты, гидроокислы / Под. ред. Ф. В. Чухрова. М.: Наука, 1967. 676 с.

Нерадовский Ю. Н., Смолькин В. Ф. Необычные титан-хромовые шпинели в породах никеленосных массивов Печенги // Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, 1977. С. 125–135.

Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук. Сер. руд. месторожд. 1949. Вып. 103, № 3. 88 с.

Перевозчиков Б. В., Плотников А. В., Макиев Т. Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кей (Полярный Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 6. Пермь: Перм. Ун-т, 2004. С. 170–180.

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

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

СМОЛЬКИН В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука. 1992. 272 с.

Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии // Петрозаводск. 1970. 285 с.

Ariskin A. A., Nikolaev G. S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibrium in mafic igneous systems at atmospheric pressure: I. Chromian spinels // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 123. P. 282–292.

Arndt N. T., Leshner C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press. 2008. 467 p.

Barnes S. J., Kunilov V. Y. Spinels and Mg-ilmenites from the Noril'sk 1 and Talnakh intrusions and other mafic rocks of the Siberian flood basalt province; Econ. Geol. 2000. Vol. 95. P. 1701–1717.

Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. P. 2279–2302.

Barnes S. J., Tang Z. Chrome spinels from the Jinchuan Ni-Cu sulphide deposit, Gansu Province, People's Republic of China // Economic Geology. 1999. 94. P. 343–356.

Condie K. C. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance // Lithos. 1989. 23. P. 1–18.

Fisk M. R., Bence A. E., Experimental crystallization of chrome spinel in FAMOUS basalt 527-1-1 // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 48. P. 111–123.

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. Komatiite-associated nickel sulfide deposits Reviews in Economic Geology. 1989. Vol. 4. P. 45–101.

Nisbet E. G. The tectonic setting and petrogenesis of komatiites // In N. T. Arndt, E.G. Nisbet (eds.) // Komatiites. London: Allen and Unwin, 1982. P. 501–520.

Polat A., Kerrich R. Geodynamic processes, continental growth, and mantle evolution recorded in late Archean greenstone belts of the southern Superior Province, Canada // Precambrian Research. 2001. 112. P. 5–25.

Spencer K. J., Lindsley D. H. A solution model for coexisting iron-titanium oxides // American Mineralogist. 1981. Vol. 66. P. 1190–1201.

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. Vol. 39, suppl. 1. 2001. P. 24–38.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### **Рыбникова Зоя Павловна**

аспирант  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская 11, г. Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: zoya\_rybnikova@mail.ru  
тел.: +79637400336

### **Светов Сергей Анатольевич**

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

### **Rybnikova, Zoya**

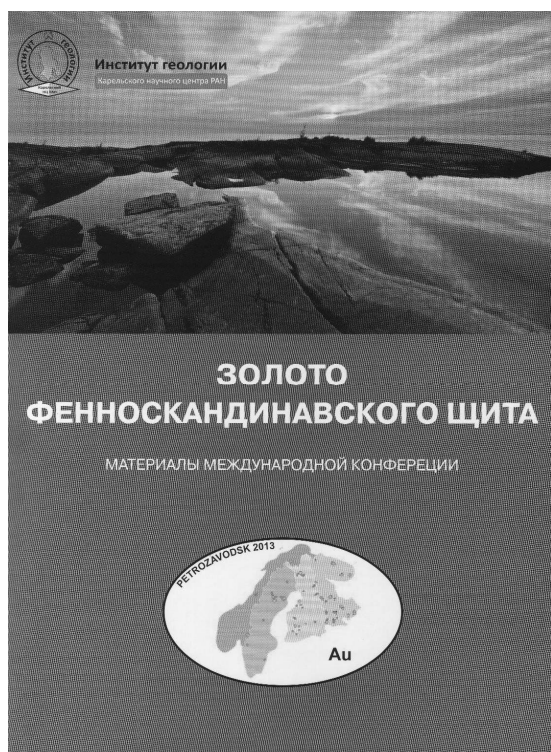
Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: zoya\_rybnikova@mail.ru  
tel.: +79637400336

### **Svetov, Sergey**

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

## ХРОНИКА

### НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «ЗОЛОТО ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА» (1–5 октября 2013 г.)



С 1 по 5 октября 2013 г. в Карельском научном центре РАН прошла Российская научная конференция с международным участием «Золото Фенноскандинавского щита», на которой обсуждались актуальные проблемы золотонности Фенноскандинавского щита, а также других регионов России. Наряду с Институтом геологии КарНЦ РАН соорганизаторами конференции выступили Отделение наук о Земле РАН, Российский фонд фундаментальных исследований, Департамент по недропользованию по Северо-Западному федеральному округу, ОАО «Росгеология», ГГУП «Специализи-

рованная фирма «Минерал» и рабочая группа Международного проекта «FENGOT».

Непосредственно в работе конференции участвовало более 90 представителей из 19 научных и производственных организаций Российской Федерации, а также исследователи геологических служб компаний Финляндии, Швеции и Норвегии. В числе участников были академики РАН Ф. П. Митрофанов и А. И. Ханчук, члены-корреспонденты РАН В. А. Глебовицкий, Ю. Г. Сафонов и А. В. Самсонов.

На открытии конференции с приветствиями выступили директор Института геологии КарНЦ РАН В. В. Щипцов и начальник Департамента по недропользованию по Северо-Западному федеральному округу Е. И. Малютин, было зачитано приветственное письмо от академика РАН Н. П. Лаверова. На заседаниях конференции заслушаны и обсуждены 36 устных и 20 стендовых докладов.

Научная программа мероприятия включала следующие разделы:

- рудно-формационные типы золоторудных месторождений
- минералогия золоторудных месторождений
- поисковые признаки и критерии выявления золоторудных месторождений
- геолого-экономическая оценка золоторудных месторождений.

Все своевременно поступившие в Оргкомитет материалы были опубликованы в сборнике объемом 22,5 уч.-изд. л. при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-06081-г).

Заслушав и обсудив доклады, рассмотрев опубликованные материалы и обменявшись мнениями по актуальным проблемам мине-



рагении золота, а также по вопросам современного состояния исследований золотосодержимости Фенноскандинавского щита, участники отметили актуальность тематики и научной программы конференции, высокий уровень проводимых исследований, сопоставимый с мировым уровнем развития геологической науки.

Опубликованные материалы и представленные на конференции доклады свидетельствуют о значительных результатах, полученных в последние годы, которые позволили сформировать новые фундаментальные знания по металлогении золота Фенноскандинавского щита и важнейших в промышленном отношении регионов России. Преобладающая часть докладов опиралась на большой фактический мате-

риал, обработанный с применением современных аналитических методов, что способствовало доказательности их научных выводов.

В последний день работы конференции АО «Индустрия» организовало для ее участников геологическую экскурсию в кернахранилище с целью ознакомления с кернами по месторождению «Педролампи» Эльмусской золотосодержимой площади.

Участники состоявшейся конференции выразили благодарность и признательность членам оргкомитета, руководству Института геологии КарНЦ РАН за актуальную и насыщенную научную программу мероприятия, а также отличную организацию его проведения.

*А. И. Голубев*

## ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ «ПЕТРОЗАВОДСК»

24 января 2013 г. на территории Ботанического сада Петрозаводского государственного университета (ПетрГУ) сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН, Полярного геофизического института КНЦ РАН, горно-геологического факультета ПетрГУ открыта геофизическая обсерватория.

Основной ее задачей является проведение сейсмологических наблюдений на территории Республики Карелия, измерение вариаций и микропульсаций геомагнитного и геоэлектрического полей (МВС) в районе Петрозаводска, развертывание приемного пункта спутниковой томографии для контроля состояния верхней ионосферы, пункта спутниковой геодезической сети (GPS).

Станции для измерения вариаций и микропульсаций геомагнитного и геоэлектрического поля (МВС), а также приемный пункт спутниковой томографии для контроля состояния верхней ионосферы предоставил ПГИ КНЦ РАН. Установленные в районе Петрозаводска современные цифровые станции вместе с имеющимися на Кольском полуострове МВС фактически образуют меридиональную цепочку. Такая конфигурация станций позволит определять расположение и параметры локальных эквивалентных токовых структур, распределение амплитуд возмущений в геомагнитном поле, оценивать распределение электрических полей индукционного характера при различных уровнях возмущений.

Ботанический сад ПетрГУ, в котором расположена обсерватория, находится на окраине г. Петрозаводска. Техногенное воздействие города на него слабое, здесь есть электричество, территория охраняется, можно организовать канал передачи данных от обсерватории в университет и институт. Таким образом, это идеальное место для размещения геофизической аппаратуры.

Геофизическая обсерватория – это программно-технический комплекс, ориентированный на измерение сейсмологических, геомагнитных геоэлектрических, ионосферных полей. Ученые ведут прием сигналов от низко-

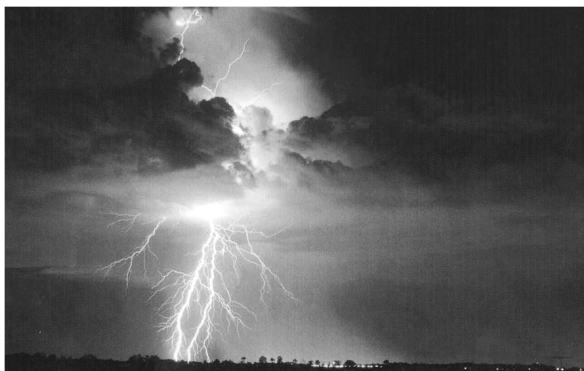
летящих искусственных спутников Земли, находящихся на приполярных орбитах на высоте от 850 до 1000 км, с помощью радиотомографического комплекса. Он предназначен для измерения разностного эффекта Доплера, а также регистрации амплитуды и разности фаз принятых когерентных волн на частотах 400 и 150 МГц. Суть его работы заключается в том, чтобы восстановить электронную концентрацию ионосферы, которая важна для многих приложений по записям разности фаз между сигналами, которые излучают спутники.



Сейсмопавильон и здание администрации Ботанического сада ПетрГУ

Еще одно важное оборудование – индукционный магнитометр для измерения вариаций и микропульсаций геомагнитного и геоэлектрического поля (МВС) в районе Петрозаводска. С его помощью изучаются колебания магнитного поля и влияние космической погоды на организм человека. Идея работы прибора заключается в следующем: контролируемый источник посылает сигнал в толщу земли, и по реакции среды на пути прохождения сигнала можно восстановить строение земной коры. КНЧ и СНЧ электромагнитные поля являются эффективным средством для слежения за процессами в различных геофизических средах: магнитосфере, ионосфере, атмосфере и литосфере. Излучения этого диа-

пазона сопровождают все энергетически мощные геофизические процессы и служат одним из методов их диагностики и мониторинга. В частности, в настоящее время активно изучается связь сейсмических событий с возмущениями электромагнитного поля в этом диапазоне частот. Магнитное поле в КНЧ-СНЧ диапазонах регистрируется индукционным магнитометром. Приборы такого типа эксплуатируются в обсерваториях ПГИ «Ловозеро» и «Верхнетуломский» и на архипелаге Шпицберген в течение длительного времени. Такой же магнитометр установлен в обсерватории «Петрозаводск».



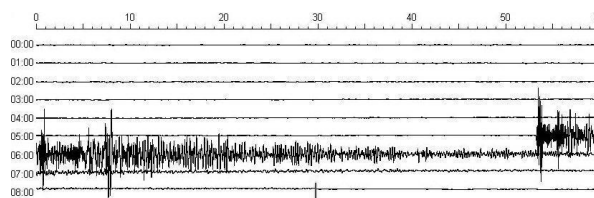
Гроза и полярное сияние в районе Петрозаводска



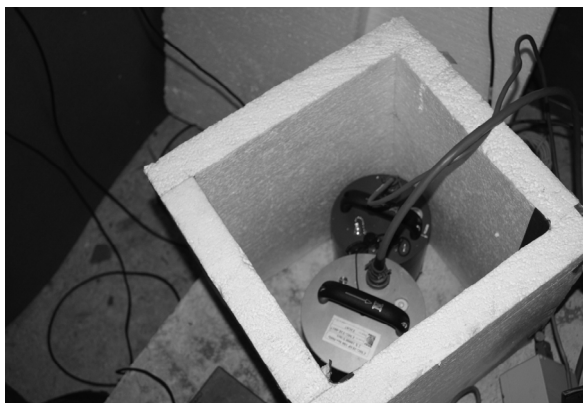
Радиотомографический приемник сигналов искусственных спутников Земли на частотах 400 и 150 МГц для изучения ионосферных полей



Индукционный магнитометр для измерения вариаций и микропульсаций геомагнитного и геоэлектрического полей



Запись землетрясения, произошедшего в Охотском море 24.05.2013 в 9.53 по московскому времени, на станции «Петрозаводск». На территории Карелии оно фиксировалось как землетрясение силой 2,5–3 балла



Сейсмические регистраторы

Построен сейсмологический павильон, представляющий собой крытый постамент, соединенный со скалой, на котором расположено спецоборудование. Здесь регистрируются как слабые региональные сейсмические события, так и телесеismicкие землетрясения. Вновь открыта широкополосная сейсмическая станция «Петрозаводск» с регистратором GSR-24 и сейсмодатчиком CMG-3ESP, впервые установлена сейсмостанция CMG-6TD.

Наиболее сейсмически активными на территории Карелии являются ее северные районы,

примерно до широты Кеми, более слабая сейсмичность выявлена в Ладожской зоне. Остальная часть региона асейсмична (не включая палеоземлетрясения). Организация непрерывного сейсмического мониторинга территории Карелии необходима для обеспечения сейсмобезопасности Северо-Запада России, а также для построения по полученным сейсмогеологическим критериям схемы возможных очагов землетрясений, являющейся основой общего сейсмического районирования.

Обсерваторский пункт спутниковой геодезической сети (GPS) позволяет определять изменение положения обсерваторской точки (ее движение) относительно центра масс Земли с погрешностью определения координат не хуже 5 мм в год. На основании

данных мировой сети GPS строят векторы движения основных блоков Евро-Азиатского континента.

Появление геофизической обсерватории «Петрозаводск» внесло огромный вклад в развитие геофизики в Карелии. Ведь поиск полезных ископаемых, строительство газопровода и других объектов невозможно без применения геофизических методов. Кроме того, обсерватория позволит накапливать информацию о тех или иных геофизических явлениях, позволяющую делать более точные прогнозы относительно изменений геофизических полей и их влияния на организм человека и окружающую среду.

*Н. В. Шаров*

## ЮБИЛЕИ И ДАТЫ

### **ПЕТР АЛЕКСЕЕВИЧ БОРИСОВ** (к 135-летию со дня рождения)



Патриарх карельской геологии, выдающийся ученый и педагог Петр Алексеевич Борисов родился в г. Чугуеве Харьковской губернии 28 декабря 1877 года (по старому стилю), или 9 января 1878 г. (по новому стилю). Профессор, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки КФССР, награжден двумя орденами Трудового Красного Знамени.

В 1903 году он окончил Петербургский университет, кафедра минералогии, и был оставлен при кафедре для подготовки к преподавательскому званию. 1904–1912 гг. – ассистент при кафедре минералогии Петербургского уни-

верситета и ученый хранитель музея кафедры. 1912 г. – кроме университета читает лекции на педагогических курсах Фребелевского общества. 1913–1922 гг. – профессор на кафедре геологии Каменноостровского сельскохозяйственного института в Петербурге. С 1922 по 1930 год – профессор Пушкинского сельскохозяйственного института. В период работы в вузах им составлен ряд руководств и учебников по минералогии и кристаллографии, геоморфологии и агрономической геологии.

В своей автобиографии П. А. Борисов писал: «Интерес к вопросам геологии Карелии был заложен моими учителями проф. А. А. Иностранцевым и проф. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. По предложению проф. Иностранцева свои первые шаги в 1906 г. я направил в район Повенецкой губы Онежского озера для геолого-минералогических исследований в окрестностях Шуныги, Медвежьегорска и Повенца... Первые мои печатные работы по результатам этих исследований были опубликованы в Трудах Петербургского Общества естествоиспытателей в 1907 г. («Кристаллы полевых шпатов в доломитах окрестностей г. Повенца» и «Кубические кварцы из Шуныги и Волкострова в Олонецкой губернии»)». В 1909 г. Олонецкое губернское земство поставило вопрос о давно назревшей необходимости железнодорожной связи Карелии с Петербургом и с этой целью предприняло научную работу по статистико-экономическому обоснованию края. Мне была поручена геологическая часть этого обследования, за которую я принял-ся с большим увлечением...»

В 1910 г. была опубликована его работа «Очерк геологии и полезных ископаемых Олонецкой губернии». После Октябрьской революции он консультировал работы по строительству

железных дорог в Сибири, Чувашской АССР и на Волыни. С 1923 г. П. А. Борисов возвращается в полюбившийся край Карелию и приступает к изучению пегматитов Сороко-Кемского района.

В 1925 году он посещает Хибины в связи с началом на Кольском полуострове работ по изысканию минеральных удобрений. Институтом Севера ведутся систематические экспедиционные исследования керамических и слюдяных пегматитов Северной Карелии. Открыты крупнейшие месторождения пегматитов. Эти открытия выдвинули Карелию как первоклассную сырьевую базу керамического сырья, что позволило уже в 1926 году отказаться от его ввоза. С момента организации Ленинградского геологического управления П. А. Борисов руководит всеми работами Управления по горнорудному сырью. Воспитана большая семья геологов-поисковиков, геологов-разведчиков и геологов-исследователей, открывших крупные промышленные месторождения. Это его ученики – Н. И. Рябов, Г. Н. Бунтин, Л. А. Косой, П. В. Соколов, В. А. Токарев, Л. Я. Харитонов, Н. А. Волотовская, В. Н. Нумерова и др.

По его инициативе поставлена проблема нового в СССР вида абразивов – граната. Им же выдвинута проблема кианитов. В 1932 г. на 1-й Заполярной геологической конференции П. А. Борисов поднял вопрос о кианите на Кольском полуострове и возможности нахождения промышленных месторождений. Этой проблеме посвящена сводная большая работа «Минеральные ресурсы Кейвской геологической формации». Через несколько лет это прозорливое указание было воплощено П. В. Соколовым, нашедшим черные кианитовые сланцы в Кейвах. В 1930–1942 гг. П. А. Борисов – ответственный научный руководитель секции горнорудного сырья в Ленинградском геологическом управлении, в 1942–1944 гг. – старший инженер-геолог Горьковского геологического управления Министерства геологии СССР, в 1944–1946 гг. – старший научный сотрудник и профессор кабинета минералогии Института земной коры Ленинградского госуниверситета.

В 1946 г. на специальном совещании Академии наук СССР П. А. Борисов выступил с сообщением о минерально-сырьевых ресурсах Карелии и Мурманской области. Именно по инициативе крупнейшего и авторитетнейшего знатока недр П. А. Борисова была создана научная база Академии наук СССР в Петрозаводске, первым директором которой стал академик А. А. Полканов. Гарри Лак вспоминает то время: «В секторе геологии ко времени моего прихода сложилась любопытная ситуация. Руководил сектором профессор Петр Алексеевич Бо-

рисов – представитель старой научной аристократии. П. А. Борисов весь свой интеллект и творческую энергию отдал Карелии, заслужив среди геологов этого края почетное звание «отец карельской геологии». Основное ядро сотрудников работает по совместительству, а постоянное место их службы – Ленинградский университет, лаборатория геологии докембрия АН СССР. Они закладывали традиции, зародили предпосылки для создания Института геологии в Петрозаводске.

В адресе 1948 г. в связи с 70-летием Петра Алексеевича отмечено: «крупный ученый и педагог, обаятельный человек, отзывчивый товарищ, всегда оказывавший поддержку молодым геологам в их движении по пути научного совершенствования, Вы, Петр Алексеевич, всей своей деятельностью показываете пример беззаветного служения Родине и Народу. Желаем Вам еще многих лет плодотворной работы на благо нашей Социалистической Отчизны...».

8 апреля 1950 г. П. А. Борисов утвержден в ученой степени доктора геолого-минералогических наук без защиты диссертации. Протокол подписали зам. председателя Высшей аттестационной комиссии А. Топчиев и ученый секретарь И. Горшков.

В день 80-летия П. А. Борисов в своем выступлении сказал:

«Дорогие товарищи и друзья, почтившие своим присутствием это слишком торжественное заседание, посвященное 80-летию простого советского научного работника!

Вы поймите мое волнение, когда мне пришлось выслушать многочисленные приветствия и пожелания по поводу моей прошлой научно-педагогической деятельности.

Такое событие в жизни советского работника, как признание его некоторых заслуг, и в такой торжественной обстановке, как сегодняшнее заседание Карельского филиала, возможно только при нашем строе, когда представители партии и правительства, а также общественности отдадут дань уважения за многолетнюю и честную работу любому труженику, будь то рабочий или деятель науки.

Половина моей жизни и самостоятельной деятельности на избранном мною пути относится к советскому времени. Оглядываясь мысленно на эти годы своей работы, я сознаю, что сделано немного; можно и нужно было в этот бурный период созидательной деятельности всего народа сделать больше.

Может быть, небольшим утешением мне будет служить то, что в замечательных достижениях нашей великой страны социализма есть и моя крупница участия.

Мне сейчас приходят на память отдельные факты.

В первые годы существования Филиала, благодаря непосредственному распоряжению Павла Степановича Прокконена, были выделены средства на оборудование шлифовальной мастерской при Отделе геологии, без которой не могла протекать нормальная работа наших геологов.

Академику Ивану Павловичу Бардину Отдел геологии обязан устройством рентгеноскопического кабинета с современной аппаратурой и получением значительного количества платиновой посуды для химической лаборатории.

Первая моя монография по пегматитам Карелии вышла в свет при содействии Совета министров республики в 1948 году; вторая монография по керамическим пегматитам СССР была опубликована при прямой поддержке Отделения геолого-геофизических наук Академии наук СССР.

Прежде всего я должен поблагодарить Областной комитет партии и Карельское Правительство, Президиум и геолого-геофизическое отделение АН СССР и Президиум ее молодого Карельского филиала, инициатора этого собрания, не только за внимание к старому карельскому геологу, но и за ту действенную помощь и поддержку, которые я неизменно встречал с их стороны, особенно в период формирования Отдела геологии, руководство которым мне было доверено со дня его возникновения.

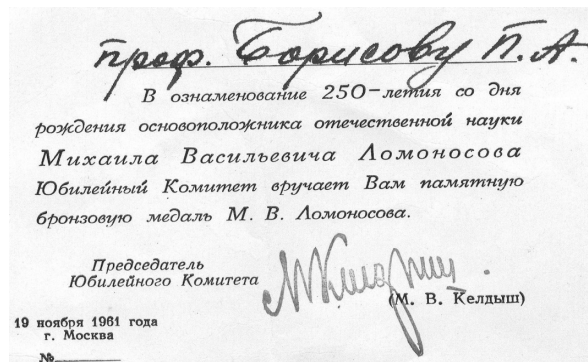
Я не могу здесь не вспомнить с благодарностью и другие учреждения, в стенах которых десятки лет протекала моя научная или педагогическая работа, – это Северо-Западное геологическое управление Министерства геологии СССР и Пушкинский сельскохозяйственный институт, где я впервые находил товарищеское, внимательное и дружеское отношение руководства, старших товарищей и молодежи.

Позвольте мне принести благодарность и другим учреждениям и их коллективам, вспомнившим сегодняшней большой для меня праздник и откликнувшимся на него.

С большой признательностью я обращаюсь и к моим сотоварищам по работе в Отделе геологии нашего Филиала. При организации этого ответственного отдела мне в первую очередь необходимо было озаботиться подбором такого коллектива геологов, который был бы способен решать сложные вопросы карельской геологии. Без такого коллектива сотрудников, деятельных, любящих свою профессию и увлеченных самой тематикой, планируемой в Отделе, эти вопросы решить было бы невозможно.

Выполненные ими за первое десятилетие крупные исследовательские работы по коренной и четвертичной геологии на территории респуб-

лики оправдали возлагавшиеся на этот дружный и сплоченный коллектив надежды. Он, кроме того, во многом облегчил и мою работу заведующего отделом геологии, и сегодня я не могу отказать себе в удовольствии принести искреннюю благодарность его научному и техническому персоналу» (стенографическая запись 1958 г.).



Вот некоторые воспоминания о нем той поры. Академик Д. И. Щербаков: «Я познакомился с Вашими трудами по Олонецкому краю, будучи студентом. Они произвели на меня большое впечатление своей увязкой вопросов геологии с полезными ископаемыми и своей конечной практической целеустремленностью, и в продолжении моей дальнейшей трудовой деятельности я сам избрал то направление, в котором Вы работали, в качестве основного направления моей деятельности. Поэтому сейчас, когда я пишу Вам это письмо, я его пишу как своему учителю, чьи работы еще близки и дороги...»; академик А. В. Сидоренко писал: «Ваш огромный труд по изучению недр Карелии и Кольского полуострова достоин самого высокого уважения и подражания. По Вашим трудам училось наше поколение»; академик Иоганн Гансович Эйхфельд: «С большой благодарностью вспоминаю те годы, когда Вы своими чудесными лекциями пробуждали в нас, молодых студентах, интерес к научным исследованиям, познанию... Ваши напутствия и наставления помогли мне в годы самостоятельной работы. Ваш ученик...»; академик А. А. Полканов: «Я принадлежу к бесконечному числу Ваших воспитанников, учеников...».

В архивах П. А. Борисова можно увидеть письма от академиков А. Е. Ферсмана, Д. С. Белянкина, В. С. Соболева, Д. С. Коржинского и др.

Мы бережем память о прекрасном человеке, крупном ученом, первом директоре Института геологии Петре Алексеевиче Борисове, а в музее геологии докембрия нашего института хранятся его личные вещи и некоторые документы.

В. В. Щипцов

## ЛИНАТА ПЕТРОВНА СВИРИДЕНКО (к 80-летию со дня рождения)



В августе 2013 года главному научному сотруднику лаборатории геофизики Института геологии Карельского научного центра РАН, заслуженному деятелю науки Республики Карелия, доктору геолого-минералогических наук Линате Петровне Свириденко исполнилось 80 лет.

Лината Петровна является признанным специалистом с мировым именем в исследовании кислого вулканизма, ультраметаморфического гранитообразования, бимодального вулканоплутонизма и их влияния на формирование земной коры. За более чем полувековой период работы в Институте геологии КарНЦ РАН являлась ответственным исполнителем разделов тем НИР. Впервые в докембрии выделила бариевый и рубидиевый геохимические типы гра-

нитов. Обосновала эндогенный режим региональной метасоматической гранитизации докембрия, имеющей мантийный флюидный источник, и показала ее главную роль в формировании гранитного слоя континентальной земной коры. Установила связь флюидного режима гранитообразования с характером магнитного поля. Охарактеризовала специфику бимодального мантийно-корового вулканизма.

Лината Петровна родилась в Лиозненском р-не Витебской области (БССР). Геолог, петрограф, геохимик, доктор геолого-минералогических наук, специалист в области петрологии и геохимии мантийно-коровых магматических процессов различной глубинности. По окончании геологического факультета Львовского университета с 1956 по 1962 год работала в Забайкалье в экспедиции Читинского ГУ, занималась геологическим картированием по созданию государственных геологических карт масштаба 1:200000. В 1962–1965 годах обучалась в очной аспирантуре Института геологии под руководством К. О. Кратца. В 1966 г. в Ленинградском государственном университете защитила диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук на тему «Петрология Салминского массива гранитов рапакиви». Структурно-геологическое картирование крупнейшего массива гранитов Фенноскандинавского щита позволило впервые установить, что Салминский вулканоплутон гранитов рапакиви сформировался в результате пятикратного внедрения гранитного расплава в напряженной тектонической обстановке, обусловленной неоднократными вертикальными подвижками (связанными с тектонической активностью флексуры Полканова). Результаты исследований Линаты Петровны опубликованы в монографии «Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии)», а также в центральных журналах «Советская геология» и «Известия АН СССР». Переводы в международном обзоре (International Rev., 1967) сделали их известными ми-

ровому геологическому сообществу. Л. П. Свириденко получила приглашение принять участие в международном проекте 315 «Граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы в глобальном масштабе». После окончания аспирантуры в должности младшего научного сотрудника отдела региональной геологии Лина-та Петровна продолжила изучение процессов гранитообразования. В 1969 году была избрана по конкурсу на должность старшего научного сотрудника в лабораторию метаморфической петрологии. В 1973 г. ей присвоено звание старшего научного сотрудника. В 1974 году стала победителем социалистического соревнования научных сотрудников, а в 1975-м награждена медалью «За трудовую доблесть». В том же году переведена в лабораторию минералогии геохимии и металлогении, где стала ответственным исполнителем раздела темы НИР и совместно с сотрудниками ИГГД РАН участвовала в создании легенды к карте магматических формаций Восточно-Европейской платформы масштаба 1:500000. Главным результатом исследований данного периода явилось обоснование на фактическом материале комплексных региональных исследований выделения протокры в виде отдельных блоков, присутствующих в современном эрозионном срезе среди пород гранитизированного позд-неархейского вулканогенно-осадочного чехла в пределах Карельского геоблока. Результаты проведенных исследований опубликованы в трех монографиях, которые послужили основой для докторской диссертации. В 1978 г. переведена в лабораторию магматизма и палео-вулканологии.

В 1981 г. Л. П. Свириденко во ВСЕГЕИ защитила докторскую диссертацию «Гранитообразование в различных типах земной коры (на примере Карелии)» по специальности «петрография, вулканология». В работе обоснована тесная связь коровых процессов с мантийными, которая является важной особенностью выделенных тектоно-магматических циклов. Определены условия проявления бимодального мантийно-корового магматизма. В последующем результаты этих исследований изложены в докладе на 27-й сессии МГК в г. Москве.

С 1983 по 1989 годы Лината Петровна возглавляла Карельское отделение Всероссийского минералогического общества, а с 1986 до 1999 была членом межведомственной петрофизической подкомиссии петрографического комитета ОГГГ АН СССР. Начиная с 1991 г. принимала участие в выполнении международного проекта 315 «Граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы в глобальном мас-

штабе». За время исследований по данному проекту сделано пять докладов на международных совещаниях, привлекавших внимание специалистов. В 1995 году Л. П. Свириденко вошла в состав международной комиссии по гранитоидам IAVCEI при международной ассоциации по вулканологии и химии недр Земли. В том же году получила приглашение стать членом Нью-Йоркской Академии Наук.

В ходе дальнейших специализированных исследований Л. П. Свириденко впервые для докембрия выявлены центры наследованного разноглубинного и разновозрастного магматизма. Разработана проблема геолого-геофизического обоснования коровых магмовыводящих зон эруптивных центров магматизма и их связи с надочаговыми зонами мантийных диапиров. Установлено, что локальный гранулитовый метаморфизм юго-западного Приладожья в центральной наддиапировой зоне является конкретным примером генетической связи с мантийным магматизмом.

Начиная с 1996 года участвовала в работе над международным проектом 426 «Протерозойские гранитные системы и литосферные процессы» и основательно познакомилась с процессами гранитообразования в Южной и Центральной Финляндии в условиях различных структурных зон.

В 1997 году Л. П. Свириденко переведена на должность главного научного сотрудника. Тогда же ей присвоено звание «Заслуженный деятель науки Республики Карелия».

В период с 1999 по 2002 гг. Лината Петровна преподавала в ПетрГУ, читала курс лекций по дисциплине «Петрография» для студентов кафедры геофизики физико-технического факультета ПетрГУ.

Совместное изучение гранитообразования и мантийного базитового вулканоплутонизма позволило понять, что процессы региональной гранитизации никак не связаны с процессами вулканизма и осадконакопления. На основе изучения места и условий трехкратного проявления гранитизации в пределах Фенноскандинавского щита Л. П. Свириденко выделила тектонический режим региональной гранитизации. Результаты опубликованы в 2005 году при поддержке РФФИ в итоговой монографии: Светов А. П., Свириденко Л. П. «Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион)».

Начиная с 2006 года Лината Петровна принимала участие в международном проекте «Граниты А-типа и сопутствующие породы». А в 2008-м завершила написание монографии «Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котлови-

ны Ладожского озера», в которой обоснована необходимость создания геодинамического полигона в тектонически активной зоне краевой части Фенноскандинавского щита (Ладожское озеро) с целью организации специальных геологических и геофизических исследований для обеспечения экологической безопасности Северо-Западного экономического региона.

К 75-летию Линаты Петровны была издана брошюра из серии «Ученые Института геологии», посвященная ее научной деятельности. За более чем полувековой период деятельности Л. П. Свириденко опубликовала около 300 работ, в том числе 15 монографий, одна из которых, «Вулканизм и геотектоника юго-восточной части Фенноскандинавского щита», издана в 2013 году и посвящена процессам мантийного диапиризма.

Лината Петровна имеет следующие награды: Почетная грамота Президиума Верховного Совета КАССР (1982), медаль «Ветеран труда» (1986), Почетная грамота г. Петрозаводска (1996), Почетная грамота РАН и Профсоюза работников РАН (1996), Благодарственное письмо Главы Республики Карелия (2003), Благодарственное письмо Законодательного собрания Республики Карелия (2011). В 2013 году за большой вклад в фундаментальные исследования в области магматизма Фенноскандинавского щита Л. П. Свириденко награждена Почетной грамотой РАН.

Друзья и коллеги поздравляют Линату Петровну с юбилеем и желают крепкого здоровья и долгих лет жизни!

*А. В. Первунина*

## **ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ Л. П. СВИРИДЕНКО**

### **Монографии**

**1968.** Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск. 115 с.

**1974.** Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука. 155 с.

**1980.** Гранитообразование и проблема формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука. 216 с.

**1985.** Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии). Л.: Наука. 253 с. (Коллектив авторов. Гл. редактор Л. П. Свириденко.)

**1990.** Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск. 321 с. (Совместно с А. П. Световым, В. И. Иващенко.)

**1991.** Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука. 200 с. (Совместно с А. П. Световым.)

**1992.** Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск. 152 с. (Совместно с А. П. Световым.)

**1995.** Рифейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 211 с. (Совместно с А. П. Световым.)

**2008.** Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 123 с. (Совместно с А. П. Световым.)

### **Научные статьи**

**1962.** Государственная геологическая карта и карта полезных ископаемых листа М-50-III бассейна р. Шилки и объяснительная записка к ним. Госгеолтехиздат. (Совместно с М. М. Лавровым.)

**1964.** Новый источник кварц-полевошпатового сырья в Карелии // Стекло и керамика. № 4. (Совместно с А. С. Пекки.)

**1965.** Фазы массива рапакиви района Салми и его структура // Советская геология. № 10. С. 38–49.

**1967.** Петрология гранитов рапакиви Салминского массива // Изв. АН СССР. № 2.

**1968.** Petrology of rapakivi granites in the Salmi Massif // Geol. REV. P. 507–519.

**1972.** Главные черты геологического строения и формационный анализ метаморфических и магматических образований докембрия Балтийского щита (восточная часть) // Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж. С. 4–6. (Совместно с И. В. Бельковым, В. Г. Загородным, А. И. Богачевым и др.)

**1974.** Стратиграфия и магматизм Северо-Карельской зоны карелид // Тр. КФ АН СССР. Вып. 20. С. 117–129. (Совместно с М. М. Лавровым.)

Эволюция физических свойств горных пород и минералов при гранитообразовании // Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск. С. 52–61.

**1975.** Пироксены и амфиболы метаморфических комплексов умеренного давления / Ин-т геол. КФ АН СССР. Вып. 27. С. 131–143. (Совместно с А. С. Семеновым, Л. Д. Никольской.)

**1976.** Главные черты геологического строения и формационный анализ магматических образований докембрия восточной части Балтийского щита // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М.: Недра. С. 27–40. (Совместно с А. И. Богачевым и др.)

Кааламский массив габброидов и плагио-гранитов // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: Наука. С. 127–140. (Совместно с А. С. Семеновым, Л. Д. Никольской.)

**1978.** Петроплотностная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита масштаба 1:1000000 / Ред. Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид. (Совместно с В. В. Вербой, В. Г. Галичаниной, В. Г. Гансельбер и др.)

Петромагнитная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита масштаба 1:1000000 / Ред. Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид. (Совместно с В. В. Вербой, В. Г. Галичаниной, В. Г. Гансельбер и др.)

**1979.** Раннепротерозойская активизация в пределах Карельского геоблока // Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск. С. 95–109. (Совместно с М. М. Лавровым.)

**1980.** Геохимическая карта восточной части Балтийского щита. М 1:500000. (Совместно с авт. кол.: ВСЕГЕИ, СЗТУ, Кол. ФАН СССР, Кар. ФАН СССР и др.)

Карта магматических формаций Карелии. М 1:500000. Объяснительная записка к схематической карте магматических формаций Карелии М 1:500000. Петрозаводск. (Совместно с М. М. Лавровым, А. И. Богачевым, А. И. Голубевым, В. Я. Горьковцом, В. С. Куликовым, В. В. Куликовой, С. И. Рыбаковым, А. П. Световым и др.)

**1984.** Топазосодержащие туффзиты южной окраины Балтийского щита. Докл. АН СССР. Т. 276, № 6. С. 1449–1452. (Совместно с А. П. Световым, А. И. Голубевым, Г. М. Павловым.)

**1990.** Granitization as a major crust-forming process in Karelia, USSR // *Geologicky zbornik-geologica carpathica* 41,6 Bratislava. P. 739–748.

**1991.** The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite tupes: Salmi pluton, Karelia, USSR / *Simpozium on Rapakivi Granites and Related Rocks. Abstract Volume. Espoo.* P. 53.

**1992.** Problems in the early Archean of Karelia / *International symposium IGCP project 275, IGCP project 257, abstracts. Petrozavodsk.* P. 90–91. (Совместно с А. Р. Svetov.)

**1993.** Quartz-porphry-rapakivi granite volcano-plutonic association in Karelia, Russia / *Simpozium on rapakivi granites and related rocks on a global scale. Rolla. Missouri, USA Missouri Department of Natural Resources, Contribution to Precambrian Geology. Vol. 23.*

**1994.** The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite tupes: Salmi pluton, Karelia, Russia // *Mineralogy and Petrology. N 50.* P. 59–67.

**1995.** Смешаннослойный селадонит-сметит в рифейских изверженных породах Северного Приладожья // *Записки ВМО. № 3.* С. 42–48. (Совместно с В. И. Кевлич, П. И. Кукушкиной).

**1998.** Constraints on petrogenesis of mesoproterozoic CFBS from the SE Fennoscandian Shield: trace elements and Nd isotopic evidence // *Chinece, Science Bulletin. Vol. 43.* P. 134. (Совместно с В. Y. J. Upton, O. T. Rämö, M. Vaasioki, A. P. Svetov.)

**2001.** Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia // *Geological Society of America. Abstracts Ni 72 Programs 33 (6), A-139.* (Совместно с О. Т. Rämö, I. Manttari, M. Vaasioki, B. Y. J. Upton.)

**2003.** Two fluid types of Precambrian granite systems, Karelia, Russia. “Granitic Systems – state of the Art and Future Avenues”. Helsinki. P. 107–109.

**2004.** The Ladoga basin; preliminary insights into geochronology, igneous evolution, and tectonic significance. *Lithosphere. Turku.* С. 73–74. (Совместно с О. Т. Rämö, I. Manttari, J. Kohonen, B. Y. J. Upton, M. Vaasioki, A. V. Luttinen, V. Lindqvist, V. Lobaev, M. Cuney.)

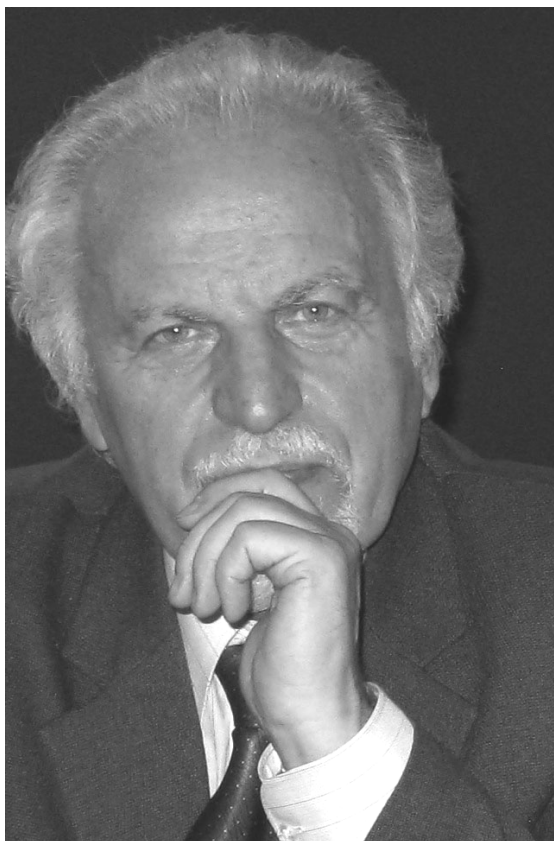
**2005.** Mesoproterozoic CFB magmatism in the Lake Ladoga basin, Russian Karelia Tifth international dyke conference. *Abstracts and Programme. Finlande.* P. 41–42. (Совместно с О. Т. Rämö, I. Manttari, J. Kohonen, B. Y. J. Upton, A. V. Luttinen, V. Lindqvist, V. Lobaev, M. Cuney.)

**2008.** Неотектоника краевой части Фенноскандинавского щита (Юго-Западная Карелия) // *Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М. С. 233–234.* (Совместно с Н. В. Шаровым.)

**2011.** Тервуский массив гранитов Северного Приладожья как восточное окончание субширотного пояса свекофеннид // *Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск. 2011.* С. 85–91.

**2013.** Вулканизм и геотектоника юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 213 с.

## **ОЛЕГ ИВАНОВИЧ ВОЛОДИЧЕВ** **(к 75-летию со дня рождения)**



В 2013 году отметил свой юбилей Олег Иванович Володичев – авторитетнейший в России специалист в области петрологии метаморфических раннедокембрийских комплексов, автор научных работ по метаморфизму докембрия, научно обосновавший формирование древнейших в мире архейских эклогитов в районе с. Гридино на Белом море, а также составитель карты метаморфизма и транспрессионной тектоники докембрия Карелии и сопредельных территорий масштаба 1:1000000. Главный научный сотрудник Института геологии Карельского научного центра РАН, председатель Карельского отделения Российского минералогического общества, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки Республики Карелия.

Олег Иванович родился 15 июля 1938 года в г. Орле. В 1960 году окончил геологический факультет ЛГУ по специальности «геология и поиски месторождений радиоактивных элементов». С 1961 г. работал в Верхне-Амурской геолого-съёмочной экспедиции ДВТУ (Хабаровск), с 1964 г. работает в Институте геологии КарНЦ РАН. В настоящее время – главный научный сотрудник лаборатории петрологии и тектоники. Обучался в аспирантуре ИГГД РАН (1966–1970, научн. руководитель К. А. Шуркин), в 1972 г. защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата наук по теме «Ранний метаморфизм беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья»; в 1992 г. – докторскую диссертацию по теме «Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология)» по специальности «петрология, вулканология».

О. И. Володичев возглавляет петрологическую школу ученых института. Его научная деятельность связана с изучением геологии Карелии, особенно значительный вклад сделан им в исследование Беломорского подвижного пояса. Он открыл и провел детальное исследование ранее не известного в раннем докембрии высокобарического типа метаморфизма. Это открытие имело принципиально важное значение для понимания истории формирования земной коры в докембрии. Под руководством О. И. Володичева проведены изучение и анализ особенностей регионального метаморфизма железорудных месторождений Западной Карелии, включая Костомукшское рудное поле, оценены условия и показана роль метаморфизма в рудообразовании. По результатам этой работы опубликована коллективная монография. Он обратил внимание на то, что в Костомукшском зеленокаменном поясе породы лопия метаморфизованы неоднократно как в архее, так и в протерозое, а фиксируемые закономерности пространственного развития метаморфических фаций отражают суммарный эффект их воздействия, и подчеркнул, что в за-

падной полосе структуры большую роль играют метаморфические и метасоматические преобразования, очень близкие подобным проявлениям протерозойского метаморфизма высокobarической кианит-силлиманитовой формации. Научно обосновал формирование древнейших в мире архейских эклогитов в районе с. Гридино.

Обобщающие результаты изучения метаморфизма докембрийских комплексов отражены на картах, над составлением которых он работал в качестве автора, соавтора или редактора: Карта метаморфических поясов СССР масштаба 1:5000000 (отв. редактор В. А. Глебовицкий, НПО «Аэрогеология». М., 1975); Карта метаморфизма восточной части Балтийского щита в комплекте карт «Металлогения восточной части Балтийского щита» («Недра», Л., 1980); Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита (СПб., 1991). На рубеже веков (2001) он создал Карту метаморфизма и транспрессионной тектоники докембрия Карелии и сопредельных территорий масштаба 1:1000000.

Руководил проектом в рамках программы «Интеграция» (1997–2000), участвовал в реализации научных проектов при поддержке РФФИ, ОНЗ РАН. Автор и соавтор более 180 научных работ.

О. И. Володичев ведет масштабную научно-организационную работу и оказывает большое влияние на формирование научной политики института. Олег Иванович активно участвует в работе научных конференций, совещаний различного ранга, на которых выступает с докладами. Его выступления всегда вызывают большой научный интерес.

Володичев проявил себя прекрасным организатором, проводя по личной инициативе важные научные мероприятия. На международной конференции «Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология» в г. Петрозаводске в сентябре 1997 г. подведены итоги изучения структуры во второй половине XX века, а в июле 2005 г., также в Петрозаводске, прошла международная конференция «Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия» с многодневной экскурсией по объектам Беломорья, позволившей ознакомиться как с общими чертами строения и эволюции беломорского подвижного пояса, его определенными зеленокаменными структурами, так и с уникальными для архея образованиями – эклогитсодержащими и офиолитовыми комплексами.

Член Ученого совета Института геологии КарНЦ РАН, награжден Почетными грамотами АН СССР и РАН, Администрации г.Петрозаводска, Почетными грамотами Карельского научного центра РАН. Президиум РАН присудил О. И. Володичеву Государственную научную стипендию, в 1996 г. – именной грант на поддержку ведущих научных школ. В 2006 г. президиум и совет Российского минералогического общества присудил ему Диплом за большой вклад в изучение геологии докембрия и активное многолетнее руководство Карельским отделением РМО. В 2006 г. Олег Иванович награжден грамотой РАН и Объединенного союза профсоюзных работников РАН, а в 2008 году – Почетной грамотой Республики Карелия за заслуги перед республикой и многолетний добросовестный труд. Глава РК А. П. Худилайнен вручил Благодарственное письмо О. И. Володичеву в день празднования Дня науки 8 февраля 2013 г.

В 2008 году, в канун его 70-летия, в серии «Ученые Института геологии» была издана книга «Володичев Олег Иванович» (Петрозаводск, КарНЦ РАН).

И сегодня наш юбиляр находится в прекрасной форме, сохраняя свою доброту, жизнелюбие и научный потенциал.

Друзья и коллеги желают О. И. Володичеву крепкого здоровья, личного счастья и творческого долголетия.

*Редакционная коллегия  
серии «Геология докембрия»*

## **ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ О. И. ВОЛОДИЧЕВА**

**1969.** Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма (район центральной части Западного Беломорья) // Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского п-ова, методика их разведки и промышленного использования слюды. Петрозаводск. С. 49–57.

**1970.** К вопросу о реликтовой гранулитовой фации регионального метаморфизма в Западном Беломорье // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука. С. 137–142. (Совместно с М. М. Стенарем.)

**1971.** Некоторые особенности состава гранатов и биотитов из гнейсов центральной части Западного Беломорья // Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л.: Наука. С. 93–106.

**1972.** Ранний метаморфизм пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М. 25 с.

**1973.** Характеристика и последовательность формирования структур отдельных районов Западного Беломорья. Район губы Поньгомы Белого моря // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука. С. 18–25.

**1975.** Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л.: Наука. 170 с.

О метаморфическом факторе формирования мусковитовых пегматитов (район центральной части Западного Беломорья) // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука. С. 165–168. (Совместно с В. В. Щипцовым.)

Парагенетический анализ пород беломорского комплекса района центральной части Западного Беломорья // Минералы – индикаторы особенностей вмещающей их среды. Л.: Наука. С. 118–130.

Ранний этап метаморфизма пород беломорского комплекса (район Западного Беломорья) // Восточная часть Балтийского щита. (Геология и глубинное строение). Л.: Наука. С. 43–56.

**1976.** Метаморфизм пород Западного Беломорья // Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука. С. 282–286.

**1977.** Эволюция метаморфизма полициклического беломорского комплекса // Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л. С. 55–59.

**1980.** Геологические и петрологические аспекты полиметаморфизма // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты. С. 63–70. (Совместно с М. М. Стенарем.)

Метаморфическая зональность // Металлогения восточной части Балтийского щита. Л.: Недра. С. 140–149. (Совместно с О. А. Беляевым, В. П. Петровым.)

**1981.** Rb-Sr геохронология беломорского комплекса (Западное Беломорье) // Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука. С. 32–55. (Совместно с И. М. Гороховым, Э. П. Кутявиным, В. Л. Дуком, Э. С. Варшавской, И. Н. Крыловым.)

Rb-Sr возраст магматических и метаморфических пород беломорского комплекса (Западное Беломорье) // Советская геология. № 3. С. 67–75. (Совместно с И. М. Гороховым, Э. П. Кутявиным, В. Л. Дуком, Э. С. Варшавской, И. Н. Крыловым.)

**1982.** Эволюция и корреляция метаморфических процессов докембрия восточной части Балтийского щита // Геология, петрология и

корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. Л.: Недра. С. 117–123. (Совместно с О. А. Беляевым, В. Г. Загородным, В. П. Петровым, М. М. Стенарем.)

Влияние метаморфизма на преобразование вулканогенно-осадочных докембрийских комплексов Карелии // Осадочная геология глубоко-метаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука. С. 131–143. (Совместно с Л. П. Галдобиной, С. И. Рыбаковым, В. А. Соколовым.)

**1985.** Магматизм раннего периода развития Беломорского геоблока // Эволюция докембрийского магматизма. Л.: Наука. С. 71–74.

Геология и геохронология беломорского комплекса // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск. С. 77–86.

О цирконах из эндрбитов и чарнокитов Северной Карелии // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск. С. 27–41. (Совместно с И. К. Шулешко, Л. И. Полежаевой.)

**1988.** О структурно-метаморфической эволюции архейских зеленокаменных поясов // Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск. С. 6–17. (Совместно с С. И. Рыбаковым, А. С. Гришиным.)

Минералы пород гранулитового комплекса Северной Карелии // Минералогия докембрия Карелии. Петрозаводск. С. 92–110. (Совместно с Н. Е. Король.)

Гранаты и биотиты глиноземистых пород Костомукшского месторождения // Минералогия докембрия Карелии. Петрозаводск. С. 77–92. (Совместно с Л. С. Головановой.)

**1989.** Криометрический анализ углекислотных включений в кварце чарнокитов и эндрбитов оз. Нотозеро (Западное Беломорье) // Геохимия. № 8. С. 1184–1188. (Совместно с Е. А. Вапником.)

Минеральные парагенезисы и РТ-условия метаморфизма пород железисто-кремнистых формаций докембрия. Карельский район // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Метаморфизм. Киев. С. 121–131. (Совместно с Л. С. Головановой.)

**1990.** Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 144 с. (Совместно с О. А. Беляевым, С. А. Бушминым, В. А. Глебовицким, В. М. Клейн, Л. В. Кулешевич, В. П. Петровым, В. В. Севериным.)

Динамика развития метаморфических процессов в породах беломорского комплекса // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л. С. 139–145.

Беломорский комплекс Карелии. Геология и петрология. Л.: Наука. 248 с.

**1993.** Метаморфизм докембрия Карелии // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск. С. 78–85.

**1994.** Амфиболы – индикаторы условий метаморфизма лопийских зеленокаменных пород Центральной и Западной Карелии // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск. С. 105–120.

**1995.** Архейский магматизм района оз. Нотоозера Северо-Западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. Т. 3. № 6. С. 593–621. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, Е. В. Бибиковой, Г. М. Друговой, В. П. Чекулаевым, И. Н. Крыловым, Т. В. Грачевой, В. П. Макаровым.)

**2001.** История изучения геологии беломорского комплекса в связи с разработкой в Карелии мусковита // 300 лет учреждения Приказа рудокопных дел в России: материалы Международной конференции. Петрозаводск. С. 12–16. (Совместно с В. В. Щипцовым.)

Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгомы (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // ДАН. Т. 377. № 2. С. 235–238. (Совместно с О. А. Левченковым, Т. Ф. Зингер, С. З. Яковлевой, А. Ф. Макеевым, И. К. Шулешко, В. И. Кевличем.)

**2002.** Archaean ophiolites, eclogites and arc-related volcanics in the Fennoscandian Shield: new data // European Lithosphere dynamics (ELD) symposium. Abstracts. Stockholm: Royal Swedish Academy of Sciences. P. 47. (Совместно с А. И. Слэбуновым, Е. В. Бибиковой, А. А. Шчипанским, В. С. Степановым, А. Н. Конилевым.)

**2003.** Archean eclogites from the Belomorian Mobile Belt in the Fennoscandian / Baltic Shield, Russia // The Alice Wain Memorial Western Norway Eclogite Symposium. Abstract volume. P. 157–158. (Совместно с А. И. Слэбуновым, Е. В. Бибиковой, А. Н. Конилевым.)

Региональные проявления динамометаморфизма в докембрии Восточной Фенноскандии // Метаморфизм, гранитообразование и рудогенез: материалы юбилейной научной сессии к 100-летию Н. Г. Судовикова. СПб. С. 54–56.

Archaean ophiolites sequences and eclogites of the Baltic / Fennoscandian Shield // Geophysical Research Abstracts. Nice. France. European Geophysical Society. Vol. 5. P. 01072. (Совместно с А. И. Слэбуновым, Е. В. Бибиковой, А. А. Шчипанским, В. С. Степановым, А. Н. Конилевым.)

**2004.** Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. Т. 12. № 6. С. 609–631. (Совместно с А. И. Слэбуновым, Е. В. Бибиковой, А. Н. Конилевым, Т. И. Кузнецовым.)

Petrology of eclogites of the Belomorian province // 32<sup>nd</sup> International Geological Congress. Scientific Sessions: abstracts (part 1). Florence, Italy. P. 108. (Совместно с А. Н. Конилевым, А. А. Шчипанским, М. В. Минтс.)

**2005.** Метаморфогенные цирконы докембрийских комплексов Карелии (Балтийский щит) // Записки РМО. № 3. С. 25–42.

The Neoarchaean Gridino Eclogite-Bearing Complex, Belomorian Mobile Belt (BMB), the Fennoscandian Shield, Russia // Mitt. ÖSTERR. Miner. Ges. 150. P. 143. (Совместно с А. И. Слэбуновым, Е. В. Бибиковой, М. Whitehouse.)

The archaean eclogites of the Belomorian province, the Fennoscandian shield (Russia) // The International Union of Geological Sciences – EGU, Vienna. (Совместно с Е. В. Бибиковой, А. И. Слэбуновым.)

**2006.** Уникальные геологические образования Карелии: архейские офиолиты и эклогиты // Труды КарНЦ РАН. Петрозаводск. Вып. 9. С. 17–35. (Совместно с А. И. Слэбуновым, В. С. Степановым.)

Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. № 6. С. 1–29. (Совместно с А. И. Слэбуновым, С. Б. Лобач-Жученко, Е. В. Бибиковой, В. В. Балаганским, П. Сорьонен-Вард, А. А. Шчипанским, С. А. Световым, В. П. Чекулаевым, Н. А. Арестовой, В. С. Степановым.)

The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Gee D. G. & Stephenson R. A. (eds) Geological Society, London, Memoirs, 32. P. 627–644. (Совместно с А. И. Слэбуновым, С. Б. Лобач-Жученко, Е. В. Бибиковой, П. Сорьонен-Вард, В. В. Балаганским, А. А. Шчипанским, С. А. Световым, В. П. Чекулаевым, Н. А. Арестовой, В. С. Степановым.)

Archean granulites and eclogites of the Belomorian Mobile Belt, the Fennoscandian Shield, Russia: petrology and geodynamics // Granulites and granulites 2006. Program and Abstracts. Brawn M., Piccoli P. (eds). Brasilia, Brasil. P. 82. (Совместно с А. И. Слэбуновым, Е. В. Бибиковой.)

**2007.** О границе эклогитовой (Е) и гранулитовой (G) фаций (на примере беломорских эклогитов) // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб. С. 65–69.

Paleoproterozoic eclogites from the Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian Shield // International Eclogite Field Symposium, Lochalsh, Scotland. Programme & Abstracts. P. 112–113. (Совместно с А. И. Слэбуновым.)

Archean and Paleoproterozoic eclogites from the Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian Shield // Geophysical Research Abstracts. Vol. 9. Vienna. European Geosciences Union. P. 03233.

**2011.** Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // ДАН. Том 437, № 2. С. 238–242. (Совместно с А. И. Слабуновым, С. Г. Скубловым, А. В. Березиным.)

Метаморфизм раннедокембрийских Комплексов восточной части Фенноскандинавского щита // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С. 49–55. (Совместно с Н. Е. Король, Т. И. Кузенко, О. С. Сибелевым.)

**2012.** Геохронология, минеральные включения и геохимия цирконов из эклогитизированных габброноритов Беломорской провинции (с. Гридино) // Геохимия. № 8. С. 734–748. (Совместно с А. И. Слабуновым, О. С. Сибелевым, С. Г. Скубловым, Т. И. Кузенко.)

## НИКОЛАЙ ВЛАДИМИРОВИЧ ШАРОВ (к 70-летию со дня рождения)



Заведующему лабораторией геофизики Института геологии Карельского научного центра РАН, профессору ПетрГУ, доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки РФ, академику РАЕН Николаю Владимировичу Шарову исполнилось 70 лет.

Н. В. Шаров родился 25 мая 1943 года в д. Березник Холмогорского района Архангельской обл. В 1960 г. он окончил Емецкую среднюю школу Холмогорского района. В 1961 году поступил в Ленинградский электротехнический институт имени В. И. Ульянова (Ленина) на электрофизический факультет, кафедра электроакустики и ультразвуковой техники (ЭУТ).

В конце августа 1967 г. был принят на должность инженера-исследователя в лабораторию сейсмометрии Института геофизики УрФАН СССР. Непосредственно принимал участие в

работах по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) упругими волнами промышленных взрывов, возбуждаемых в карьерах и шахтах при добыче полезных ископаемых, попутно регистрировал подземные ядерные взрывы. За годы работы на Урале освоил новую специальность геофизика.

В мае 1972 года стал работать в Геологическом институте КФ АН СССР (г. Апатиты) на должности младшего научного сотрудника в лаборатории региональной геофизики. В то время на Кольском полуострове развернулись глубинные сейсмические исследования. В связи с этим приобреталась современная геофизическая аппаратура, были выделены штатные единицы для приглашения молодых специалистов. С 1981 по 2000 год Н. В. Шаров возглавляет лабораторию, численный состав которой достигал пятидесяти человек. Многие из них защитили кандидатские диссертации, а пятеро стали докторами наук и возглавили новые направления исследований. Шаров защитил кандидатскую диссертацию в 1978 г. и докторскую по теме «Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным» по специальности «геофизика» – в 1992 г. В лаборатории широко проводились работы по совершенствованию геофизических методов изучения структуры земной коры и верхней мантии восточной части Фенноскандинавского щита для составления опорных разрезов, структурных схем и карт глубинного строения. Основным направлением работ являлось комплексирование сейсмических, гравиметрических, геотермических, электромагнитных полей с геологическими и геохимическими данными для построения моделей литосферы российской части Фенноскандинавского щита. Николай Владимирович участвовал в исследовании Кольской сверхглубокой скважины и ее геопространства.

С 1996 года Н. В. Шаров избран профессором ПетрГУ. Он читает лекционные курсы по дисциплинам «Введение в геофизику», «Гео-

физика», «Сейсморазведка», «Физика Земли». При его участии организована кафедра геофизики в Кольском филиале ПетрГУ, которую он возглавлял по совместительству с 1996 по 2000 год, а также кафедра геофизики ПетрГУ (ныне базовая кафедра геологии и геофизики Института геологии КарНЦ РАН).

С марта 2000 года по настоящее время Николай Владимирович работает в ИГ КарНЦ РАН заведующим лабораторией геофизики. Геофизические исследования затрагивали три темы: изучение литосферы восточной части Фенно-скандинавского щита многоволновыми сейсмическими методами; палеомагнетизм красноцветных отложений раннего протерозоя Карелии; закономерности формирования семейств залежей шунгитовых пород Онежского синклинория, их фуллереновый потенциал.

Геолого-геофизические исследования на территории Карелии проводятся в тесной кооперации со многими организациями России, а также Финляндии, Украины, Киргизии, Белоруссии, Казахстана. Лаборатория, возглавляемая Н. В. Шаровым, участвовала в международных проектах SVEKALAPKO, LAPNET/POLINET, Полярный год 2007/08, профиль Костомукша-Хукка.

Основные его труды посвящены разработке методики глубинных сейсмических исследований и ее применению на Урале, в Мурманской, Архангельской областях и Республике Карелия. Он разработал и внедрил метод глубинного сейсмического зондирования на основе регистрации упругих волн взрывов в карьерах и рудниках (1978); методику проведения комплексных сейсмических исследований в переходной зоне «суша-море» (1994). Одним из первых составил схему глубинного строения Балтийского щита (1982). Создал региональную сейсмологическую сеть Карелии, а в начале 2013 г. совместно с Полярным геофизическим институтом КНЦ РАН – Геофизическую обсерваторию, размещенную в Ботаническом саду ПетрГУ.

Н. В. Шаров – автор, соавтор и редактор более 350 научных публикаций, в т. ч. 30 коллективных монографий и тематических сборников. Состоит в Научном совете по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии России, Европейской сейсмологической комиссии (ESC), Совете деканов отделения геологии УМО классических университетов России, секция «геофизика». Он также член Ученых советов ИГ КарНЦ РАН и горно-геологического факультета ПетрГУ, являлся членом Президиума Карельского научного центра РАН.

По инициативе Н. В. Шарова совместно с Т. В. Мининой выпущено двухтомное издание «Емецкая земля» (2009) и «Емчане» (2011). Это литературно-документальный памятник жителям Емецка и его окрестностей, чьи судьбы так или иначе вплетались в историю России. В этих изданиях рассказываются сотни жизненных историй, произошедших с реальными людьми. В 2012 г. вышла из печати книга Н. В. Шарова «Выбор пути» из серии «Ученые Института геологии КарНЦ РАН», в которой автор делится воспоминаниями о своем творческом пути, научных интересах и основных результатах исследований.

Николай Владимирович Шаров – заслуженный деятель науки РФ (2004), академик РАН (2006), лауреат премии им. С. И. Субботина национальной академии наук Украины (2009). Награжден медалью «За трудовое отличие», Почетной грамотой РАН и Профсоюза работников РАН (1999), Почетной грамотой Законодательного собрания РК (2011), медалью Международной Ассоциации научно-технического и делового сотрудничества по геофизическим исследованиям и работам в скважинах «Выдающийся геофизик С. Г. Комаров» (2011), Почетным дипломом г. Петрозаводска (2013).

Благодарим Николая Владимировича за огромную научную, организационную и педагогическую деятельность, направленную на созидание и движение вперед, и желаем ему продолжения научной активности, а также здоровья и счастья.

*Редакционная коллегия  
серии «Геология докембрия»*

## **ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ Н. В. ШАРОВА**

**1985.** Глубинные сейсмические исследования в восточной части Балтийского щита и на прилегающих акваториях / Отв. ред. Н. В. Шаров. Апатиты: КФАН СССР. 107 с.

First results from the DSS study on the Baltic Profile in SE Finland. Helsinki: Ins of Seismology, 1985, Report S-11. 21 p. (Совместно с U. Luosto, H. Korhonen, I. P. Kosminskaya, S. M. Zverev, S. E. Lund.)

**1986.** Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами / Отв. ред. Н. В. Шаров. Апатиты: КФАН СССР. 113 с.

**1991.** Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных / Отв. ред. В. А. Глебовицкий, Н. В. Шаров. Л.: Наука. 223 с.

Archean complex in the section of the Kola Super-Deep well (SD-3). Apatity: Kola Science Centre of the USSR Acad. of Sciences. 50 p. (Совместно с F. P. Mitrofanov, Y. N. Yakovlev, V. S. Lanev et al.)

Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты: КНЦ АН СССР. 186 с. (Совместно с Ф. П. Митрофановым, Ю. Н. Яковлевым, В. С. Ланевым и др.)

**1993.** Строение литосферы Балтийского щита / Отв. ред. Н. В. Шаров. М.: Наука. 165 с.

Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН. 145 с.

**1997.** Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты: КНЦ РАН. 226 с. (Совместно с А. Н. Виноградовым, Н. Е. Галдиным, Ю. В. Ганьшиным, Ф. Ф. Горбачевичем и др.)

**1998.** Homologues of rocks in the Kola Superdeep Borehole and on the Surface // Proceeding of the Workshop held. Apatity: KRC RAS. 50 p. (Совместно с F. P. Mitrofanov, V. R. Vetrin, F. F. Gorbatsevich.)

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион. Апатиты: КНЦ РАН. Ч. I. 237 с.; ч. II. 205 с. (Совместно с Ф. П. Митрофановым, С. В. Аглоновым, А. И. Атаковым, Р. Г. Берзиным и др.)

**1999.** Медно-никелевые месторождения Печенги. М.: ГЕОС. 236 с. (Совместно с Г. И. Горбуновым, Ю. А. Астафьевым, Ю. В. Гончаровым, А. У. Корчагиным, Ю. Н. Яковлевым.)

**2001.** Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 193 с. (Совместно с Р. Г. Берзиным, М. В. Минцем, Н. Г. Заможной и др.)

**2004.** Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 353 с. (Совместно с В. В. Адушкиным, Ю. Н. Андрющенко, Б. А. Ассиновской, Е. Б. Бекетовой и др.)

Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 159 с. (Совместно с А. А. Трипольским.)

**2005.** Строение литосферы Российской части Баренц-региона. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 318 с. (Совместно с Т. Г. Баяновой, А. В. Булаткиным, М. Л. Вербой, Ф. П. Митрофановым и др.)

**2007.** Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Кн. 1. Землетрясения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 381 с. (Совместно с В. В. Адушкиным, Р. Е. Айзбергом, А. Н. Виноградовым, Э. В. Исаниной, А. А. Маловичко, Ю. В. Федотовой, Ф. Н. Юдахиным, Ю. К. Щукиным и др.)

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Кн. 2. Микросейсмичность. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 96 с. (Совместно с В. В. Адушкиным, Р. Е. Айзбергом, А. Н. Виноградовым, Э. В. Исаниной, А. А. Маловичко, Ю. В. Федотовой, Ф. Н. Юдахиным, Ю. К. Щукиным и др.)

**2010.** Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. М 1:500 000. М.: ГИН РАН. (Совместно с А. С. Балухевым, В. А. Журавлевым, С. Ю. Колодяжным, Е. С. Пржиалговским, А. И. Слабуновым, Е. Н. Тереховым, С. И. Шкарубо.)

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

## 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 учетом научной значимости и актуальности представленных материалов. Редколлегия серий и отдельных выпусков Трудов КарНЦ РАН оставляет за собой право возвращать без регистрации рукописи, не отвечающие настоящим правилам.

При получении редакцией рукопись регистрируется (в случае выполнения авторами основных правил ее оформления) и направляется на отзыв рецензентам. Отзыв состоит из ответов на типовые вопросы «Анкеты» и может содержать дополнительные расширенные комментарии. Кроме того, рецензент может вносить замечания и правки в текст рукописи. Авторам высылается электронная версия «Анкеты» и комментарии рецензентов. Доработанный экземпляр автор должен вернуть в редакцию вместе с первоначальным экземпляром и ответом на все вопросы рецензента не позднее чем через месяц после получения рецензии. Перед сдачей в печать авторам высылается распечатанная версия статьи, которая вычитывается, подписывается авторами и возвращается в редакцию.

Почтовый адрес редакции: 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, КарНЦ РАН, редакция Трудов КарНЦ РАН. Телефон: (8142) 762018.

Содержание номеров Трудов КарНЦ РАН, аннотации и полнотекстовые электронные варианты статей, а также другая полезная информация, включая настоящие Правила, доступна на сайте – <http://transactions.krc.karelia.ru>.

### ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

Статьи публикуются на русском или английском языке. Рукописи должны быть тщательно выверены и отрецензированы авторами.

Объем рукописи (включая таблицы, список литературы, подписи к рисункам, рисунки) не должен превышать: для обзорных статей – 30 страниц, для оригинальных – 25, для сообщений – 15, для хроники и рецензий – 5–6. Объем рисунков не должен превышать 1/4 объема статьи. Рукописи большего объема (в исключительных случаях) принимаются при достаточном обосновании по согласованию с ответственным редактором.

При оформлении рукописи применяется полуторный межстрочный интервал, шрифт Times New Roman, кегль 12, выравнивание по обоим краям. Размер полей страницы – 2,5 см со всех сторон. Все страницы, включая список литературы и подписи к рисункам, должны иметь сплошную нумерацию в нижнем правом углу. Страницы с рисунками не нумеруются.

Рукописи подаются в электронном виде, в формате MS Word, желательно версии 2003, лично в редакцию или по e-mail: [trudy@krc.karelia.ru](mailto:trudy@krc.karelia.ru). Также к подаваемой рукописи желательно прилагать два 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 – место работы каждого автора в именительном падеже на русском языке курсивом (если авторов несколько и работают они в разных учреждениях, то следует отметить арабскими цифрами соответствие фамилий авторов учреждениям, в которых они работают; если все авторы статьи работают в одном учреждении, можно не указывать место работы каждого автора отдельно); аннотация на русском языке; ключевые слова на русском языке; инициалы, фамилии всех авторов на английском языке полужирным шрифтом; название статьи на английском языке заглавными буквами полужирным шрифтом; аннотация на английском языке; ключевые слова на английском языке; текст статьи (статьи экспериментального характера, как правило, должны иметь разделы: ВВЕДЕНИЕ. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ. ВЫВОДЫ. СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ); благодарности; список литературы (с новой страницы); таблицы (на отдельных листах); рисунки (на отдельных листах); подписи к рисункам (на отдельном листе).

На отдельном листе дополнительные сведения об авторах: фамилии, имена, отчества всех авторов полностью на русском и английском языке; полный почтовый адрес каждой организации (страна, город) на русском и английском языке; должности 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 содержать не более 8–10 значащих слов.

АННОТАЦИЯ должна быть лишена вводных фраз, создавать возможно полное представление о содержании статьи и иметь объем 10–15 предложений. Рукопись с недостаточно раскрывающей содержание аннотацией может быть отклонена.

Отдельной строкой приводится перечень КЛЮЧЕВЫХ СЛОВ. Ключевые слова или словосочетания отделяются друг от друга запятой, в конце фразы ставится точка. Слова, фигурирующие в заголовке статьи, ключевыми являться не могут.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ должны содержать сведения об объекте исследования с обязательным указанием латинских названий и сводок, по которым они приводятся, авторов классификаций и пр. Транскрипция географических названий должна соответствовать атласу последнего года издания. Единицы физических величин приводятся по Международной системе СИ. Желательна статистическая обработка всех количественных данных. Необходимо возможно точнее обозначать местонахождения (в идеале – с точным указанием географических координат).

ИЗЛОЖЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ должно заключаться не в пересказе содержания таблиц и графиков, а в выявлении следующих из них закономерностей. Автор должен сравнить полученную им информацию с имеющейся в литературе и показать, в чем заключается ее новизна. Следует ссылаться на табличный и иллюстративный материал так: на рисунки, фотографии и таблицы в тексте (рис. 1, рис. 2, табл. 1, табл. 2 и т.д.), фотографии, помещаемые на вклейках (рис. I, рис. II). Обсуждение завершается формулировкой 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), и заключаются в квадратные скобки. При перечислении нескольких источников работы располагаются в хронологическом порядке, например: [Иванов, Топоров, 1965; Успенский, 1982; Erwin et al., 1989; Рыбаков, 1994; Longman, 2001].

ТАБЛИЦЫ нумеруются в порядке упоминания их в тексте, каждая таблица имеет свой заголовок. На полях 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, должны быть пояснены в Примечании, расположенном под ней. При повторении цифр в столбцах нужно их повторять, при повторении слов – в столбцах ставить кавычки. Таблицы могут быть книжной или альбомной ориентации (при соблюдении вышеуказанных параметров страницы).

РИСУНКИ представляются отдельными файлами с расширением TIFF (\*.TIF) или J.P.G. При первичной подаче материала в редакцию рисунок вставляются в общий текстовый файл на отдельных страницах. При сдаче материала, принятого в печать, все рисунки из текста статьи должны быть убраны и представлены в виде отдельных файлов. Графические материалы должны быть снабжены распечатками с указанием 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 изменяются. Крупномасштабные карты желательны приводить с координатной сеткой, обозначениями населенных пунктов и/или названиями физико-географических объектов и разной фактурой для воды и суши. В углу карты желательна врезка с мелкомасштабной картой, где был бы указан участок, увеличенный в крупном масштабе в виде основной карты.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ должны содержать достаточно полную информацию, для того чтобы приводимые данные могли быть понятны без обращения к тексту (если эта информация уже не дана в другой иллюстрации). Аббревиации расшифровываются в подрисуночных подписях.

ЛАТИНСКИЕ НАЗВАНИЯ. В расширенных латинских названиях таксонов не ставится запятая между фамилией авторов и годом, чтобы была понятна разница между полным названием таксона и ссылкой на публикацию в списке литературы. Названия таксонов рода и вида печатаются курсивом. Вписывать латинские названия в текст от руки недопустимо. Для флористических, фаунистических и таксономических работ при первом упоминании в тексте и таблицах приводится русское название вида (если такое название имеется) и полностью — латинское, с автором и желательно с годом, например: водяной ослик (*Asellus aquaticus* (L. 1758)). В дальнейшем можно употреблять только русское название или сокращенное латинское без фамилии автора и года опубликования, например, для брюхоногого моллюска *Margarites groenlandicus* (Gmelin 1790) – *M. groenlandicus* или для подвида *M. g. umbilicalis*.

СОКРАЩЕНИЯ. Разрешаются лишь общепринятые сокращения – названия мер, физических, химических и математических величин и терминов и т. п. Все сокращения должны быть расшифрованы, за исключением небольшого числа общеупотребительных.

\* Названия видов приводятся на латинском языке КУРСИВОМ, в скобках указываются высшие таксоны (семейства), к которым относятся объекты исследования.

**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.

#### 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>Федеральное государственное бюджетное учреждение науки 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

К e y w o r d s : *Cucumis sativus* L.; temperature drop; resistance.

#### ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ТАБЛИЦЫ

Таблица 2. Частота встречаемости видов нематод в исследованных биотопах

Биотоп (площадка)	Кол-во видов	Встречаемость видов нематод в 5 повторностях				
		100 %	80 %	60 %	40 %	20 %
1Н	26	8	4	1	5	8
2Н	13	2	1	1	0	9
3Н	34	13	6	3	6	6
4Н	28	10	5	2	2	9
5Н	37	4	10	4	7	12

Примечание. Здесь и в табл. 3–4: биотоп 1Н – территория, заливаемая в сильные приливы; 2Н – постоянно заливаемый луг; 3Н – редко заливаемый луг; 4Н – незаливаемая территория; 5Н – периодически заливаемый луг.

#### ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ПОДПИСИ К РИСУНКУ

Рис. 1. Северный точильщик (*Hadrobregmus confuses* Kraaz.)

#### ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ СПИСКА ЛИТЕРАТУРЫ

Ссылки на книги

Вольф Г. Н. Дисперсия оптического вращения и круговой дихроизм в органической химии / ред. Г. Снатцке. М.: Мир, 1970. С. 348–350.

Илиел Э. Стереохимия соединений углерода / пер. с англ. М.: Мир, 1965. 210 с.

Несис К. Н. Океанические головоногие моллюски: распространение, жизненные формы, эволюция. М.: Наука, 1985. 285 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.

#### Ссылки на статьи

*Викторов Г. А.* Межвидовая конкуренция и сосуществование экологических гомологов у паразитических перепончатокрылых // Журн. общ. биол. 1970. Т. 31, № 2. С. 247–255.

*Grove D. J., Loisides L., Nott J.* Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri* // J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12, N 4. P. 507–516.

#### 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.

#### Ссылки на авторефераты диссертаций

*Шефтель Б. И.* Экологические аспекты пространственно-временных межвидовых взаимоотношений землероек Средней Сибири: автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1985. 23 с.

#### Ссылки на диссертации

*Шефтель Б. И.* Экологические аспекты пространственно-временных межвидовых взаимоотношений землероек Средней Сибири: дис. ... канд. биол. наук. М., 1985. С. 21–46.

#### 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.

#### 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.

#### 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: 25.11.2006).

#### 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.

## TABLE OF CONTENTS

A. V. Stepanova, A. V. Samsonov, A. N. Larionov. THE FINAL EPISODE OF THE MIDDLE PROTEROZOIC MAGMATISM IN THE ONEGA STRUCTURE: DATA ON TRANS-ONEGA DOLERITES	3
L. P. Sviridenko. THE RAPAKIVI GRANITES OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD (THE CASE OF KARELIA)	17
V. S. Kulikov, V. V. Kulikova. KUOLAJARVI SYNCLINORIUM: A NEW CONCEPT OF GEOLOGICAL STRUCTURE AND COMPOSITE SECTION	28
V. I. Ivashchenko, A. I. Golubev, M. M. Ibragimov, A. E. Romashkin. ARCHEAN AURIFEROUS MINERALIZATION OF THE KOIKARY STRUCTURE: GENETIC TYPIIFICATION, MINERAL ASSEMBLAGES, FORMATION CONDITIONS, AND PERSPECTIVES	39
V. M. Tytyk, P. V. Frolov. LOBASH MOLYBDENUM DEPOSIT: A BIG PROMISING ECONOMIC DEPOSIT IN THE REPUBLIC OF KARELIA	56
L. V. Kuleshevich, A. V. Dmitrieva. GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND GOLD MINERALIZATION OF THE LATE ARCHAEOAN TALOVEIS DIORITE-GRANITE-PORPHYRY COMPLEX, KOSTOMUKSHA STRUCTURE, KARELIA	63
V. N. Kozhevnikov, V. A. Zemtsov. HYDROTHERMAL ZIRCONS FROM ORE AMPHIBOLITES OF THE TRAWANAYA GUBA MASSIF, NORTH KARELIA	76
A. M. Ruch'yov, M. Yu. Nilov. NOVE PESKI GOLD-SULPHIDE OCCURRENCE: ORE-CONTROLLING SHEAR DISPLACEMENTS AND THEIR GEOPHYSICAL TRAITS	90
A. Soesoo & S. Hade. BLACK SHALE OF ESTONIA: MOVING TOWARDS A FENNOSCANDIAN-BALTOSCANDIAN DATABASE	103
M. M. Filippov. RAMAN SPECTROSCOPY AS A METHOD FOR INVESTIGATION OF HIGHLY CARBONIZED ORGANIC MATTER. Part 1. MAJOR APPLICATIONS	115
P. V. Medvedev, S. A. Svetov, A. I. Svetova. RELICS OF THERMOPHYLIC CHEMOLITHOTROPHIC MICROBIOTA IN THE ARCHEAN ROCKS FROM CENTRAL KARELIA	135
R. V. Sadovnichiy, N. N. Rozhkova. THE MINERALS ASSOCIATIONS OF CARBON-RICH SHUNGITE ROCKS OF THE MAKSOVO DEPOSIT (THE ONEGA STRUCTURE)	148
SHORT COMMUNICATIONS	
Z. P. Rybnikova, S. A. Svetov. GEOCHEMISTRY OF ACCESSORY CHROMITES IN MESOARCHEAN KOMATIITES FROM CENTRAL KARELIA (SOVDOZERO STRUCTURE)	158
CHRONICLE	
A. I. Golubev. Scientific Conference "Gold of the Fennoscandian Shield" (October 1–5, 2013)	167
N. V. Sharov. Petrozavodsk Geophysical Observatory	169
DATES AND ANNIVERSARIES	
V. V. Shchiptsov. Pyotr Borisov (on the 135 <sup>th</sup> anniversary)	172
A. V. Pervunina. Linata Sviridenko (on the 80 <sup>th</sup> anniversary)	175
Oleg Volodichev (on the 75 <sup>th</sup> anniversary)	179
Nikolai Sharov (on the 70 <sup>th</sup> anniversary)	184
INSTRUCTIONS FOR AUTHORS	187

Научное издание

**Труды Карельского научного центра  
Российской академии наук**  
№ 1, 2014

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Печатается по решению  
Президиума Карельского научного центра РАН*

Свидетельство о регистрации СМИ ПИ № ФС77-48848 от 02.03.2012 г.  
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,  
информационных технологий и массовых коммуникаций

Редактор А. И. Мокеева  
Оригинал-макет Н. Н. Сабанцева

Подписано в печать 27.02.2014. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Гарнитура Pragmatica. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 21,6. Усл. печ. л. 22,32.  
Тираж 500 экз. Изд. № 433. Заказ 195.

Карельский научный центр РАН  
Редакционно-издательский отдел  
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50