

Е. Е. Климовская, А. В. Климовский. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ТАЛЬКОВОГО КАМНЯ ОЗЕРКИ (КОСТОМУКШСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА)	78
О. Б. Лавров, Л. В. Кулешевич. ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ	87
V. A. Melezhik, A. R. Prave. AN IMPORTANT LANDMARK IN THE STUDY OF THE PALAEOPROTEROZOIC WORLD	100
Ю. Н. Нерадовский, Ю. Л. Войтеховский. ЗОНАЛЬНОСТЬ СТАВРОЛИТА ИЗ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ БОЛЬШИХ КЕЙВ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ	110
С. А. Светов, М. А. Гоголев, А. И. Светова, Т. Н. Назарова. КСЕНОЛИТЫ И АВТОЛИТЫ В ДРЕВНЕЙШЕЙ АДАКИТОВОЙ СЕРИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	122
Е. Н. Светова, С. А. Светов, Л. А. Данилевская. РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КВАРЦЕ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ	137
М. М. Филиппов. БИОГЕННАЯ ГИПОТЕЗА ГЕНЕЗИСА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАСАПРОПЕЛИТОВ	145
А. В. Чернявский, А. В. Волошин, Ю. Л. Войтеховский. БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ И СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В МАЛОСУЛЬФИДНЫХ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ ПАНА-КУОЛАЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЫ	157
Краткие сообщения	
П. А. Рязанцев. КОМПЛЕКСНЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ЧЕРЕЗ РОПРУЧЕЙСКИЙ СИЛЛ ГАББРОДОЛЕРИТОВ НА УЧАСТКЕ РЖАНОЕ – АНАШКИНО	165
Хроника	
А. И. Слабунов. Международное сотрудничество в 2011 г.	172
Юбилеи и даты	
В. В. Макарихин, В. В. Щипцов. Людмила Павловна Галдобина (к 85-летию со дня рождения)	177
Н. В. Шаров. Валентин Яковлевич Горьковец (к 75-летию со дня рождения)	180
Рецензии и библиография	187
Правила для авторов	189



Труды

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 3, 2012

ISSN 1997-3217

transactions.krc.karelia.ru

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	3
Ш. К. Балтыбаев. МИГМАТИТООБРАЗОВАНИЕ В КАЛИЕВОЙ ЗОНЕ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ: ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ПЛАВЛЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ, ГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СИСТЕМЕ СУБСТРАТ – РАСПЛАВ	4
А. И. Голубев, В. И. Иващенко. ПЛАТИНОНОСНОСТЬ КАРЕЛИИ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ С СОПРЕДЕЛЬНЫМИ РЕГИОНАМИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА, ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА, ПЕРСПЕКТИВЫ	17
Л. А. Данилевская. КАРЕЛО-КОЛЬСКАЯ КВАРЦЕНОСНАЯ PROVINЦИЯ	37
С. В. Егорова, А. В. Степанова. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГАББРОНОРИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА – НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ И ХИМИЗМЕ	56
В. И. Иващенко, А. Е. Ромашкин. МИНЕРАЛОГИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КЛИМОВСКОГО КОМПЛЕКСНОГО БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)	65

Карельский научный центр
Российской академии наук

ТРУДЫ

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск
2012

Научный журнал
**Труды Карельского научного центра
Российской академии наук**
№ 3, 2012
Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Scientific Journal
**Proceedings of the Karelian Research Centre
of the Russian Academy of Sciences**
No 3, 2012
PRECAMBRIAN GEOLOGY Series

Главный редактор
А. Ф. Титов

Редакционный совет

А. М. Асхабов, В. Т. Вдовицын, Т. Вихавайнен, А. В. Воронин, С. П. Гриппа, Э. В. Ивантер,
А. С. Исаев, В. Т. Калинин, В. И. Крутов, А. М. Крышень (зам. главного редактора),
Е. В. Кудряшова, В. В. Мазалов, Ф. П. Митрофанов, И. И. Муллонен, Н. Н. Немова,
В. В. Окрепилов, О. Н. Пугачев, Ю. В. Савельев, Н. Н. Филатов, А. И. Шишкин, В. В. Щипцов

Editor-in-Chief
A. F. Titov

Editorial Council

A. M. Askhabov, V. T. Vdovitsyn, T. Vihavainen, A. V. Voronin, S. P. Grippa, E. V. Ivanter, A. S. Isaev,
V. T. Kalinnikov, V. I. Krutov, A. M. Kryshen' (Deputy Editor), E. V. Kudryashova, V. V. Mazalov,
F. P. Mitrofanov, I. I. Mullonen, N. N. Nemova, V. V. Okrepilov, O. N. Pugachyov, Yu. V. Saveliev,
N. N. Filatov, A. I. Shishkin, V. V. Shchiptsov

Редакционная коллегия серии «Геология докембрия»

А. Б. Вревский, Ю. Л. Войтеховский, О. И. Володичев, А. И. Голубев, В. Н. Кожевников,
В. С. Куликов, А. В. Первунина (отв. секретарь), А. М. Пыстин, С. А. Светов (зам. отв. редактора),
А. И. Слабунов, Н. Н. Филатов, М. М. Филиппов, Н. В. Шаров, Е. Ф. Шека, А. А. Щипанский,
В. В. Щипцов (отв. редактор)

Editorial Board of the Precambrian Geology Series

A. B. Vrevskiy, Yu. L. Voytekhoyskiy, O. I. Volodichev, A. I. Golubev, V. N. Kozhevnikov, V. S. Kulikov,
A. V. Pervunina (Executive Secretary), A. M. Pystin, S. A. Svetov (Deputy Editor-in-Charge),
A. I. Slabunov, N. N. Filatov, M. M. Filippov, N. V. Sharov, E. F. Sheka, A. A. Shchipanskiy,
V. V. Shchiptsov (Editor-in-Charge)

ISSN 1997-3217

Зав. редакцией Н. В. Михайлова
Адрес редакции: 185910 Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11
тел. (8142)780109; факс (8142)769600
E-mail: trudy@krc.karelia.ru
Электронная полнотекстовая версия: <http://transactions.krc.karelia.ru>

От редактора

Настоящий выпуск «Геология докембрия» открывает одну из ежегодных серий научного издания «Труды Карельского научного центра РАН». В этот выпуск вошли статьи сотрудников в основном Института геологии КарНЦ РАН, а также других организаций. Редколлегия выпуска сочла возможным и необходимым опубликовать статьи аспирантов и молодых ученых, соответствующие требованиям журнала к рукописям. Здесь же, как планируется и в последующих выпусках, помещены сообщения в рубриках «Хроника», «Юбилеи и даты», «Рецензии и библиография».

В серии планируется публикация оригинальных научных и обзорных статей, в которых представлены результаты исследований строения, состава, сейсмичности и условий формирования литосферы в пределах древнейших щитов планеты. Тематика серии также включает статьи, отражающие исследования в области минерагении докембрия и комплексных технологий освоения месторождений минерального сырья Северо-Запада России. В редколлегию серии «Геология докембрия» вошли ведущие ученые Института геологии КарНЦ РАН и представители научных организаций Апатит, Москвы, Санкт-Петербурга и Сыктывкара.

В 2011 г. Институт геологии отметил пятидесятилетний юбилей. За пятидесятилетний период был сделан большой вклад в изучение геологического строения и выяснение фундаментальных закономерностей эволюции геологических процессов и закономерностей размещения и условий образования полезных ископаемых литосферы Фенноскандинавского щита и прилегающих районов.

По праву Институт геологии занимает центральное место в исследованиях геологии, стратиграфии, магматизма, метаморфизма, тектоники и минерагении докембрия юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Главными направлениями современных научных исследований института являются (Постановление Президиума Российской академии наук № 185 от 25.03.2008 г.):

1. Строение, состав, условия формирования, эволюция литосферы Фенноскандинавского щита и глобальные корреляции докембрия;
2. Минерагения Карелии. Комплексные технологии: шунгиты, промышленные минералы;
3. Неотектоника, сейсмичность и геоэкология Северо-Запада России.

Институт отличается многопрофильностью проводимых исследований в области наук о Земле. Успех развития геологии докембрия во многом связан с комплексностью исследований. Получили развитие комплексные междисциплинарные и межрегиональные исследования. Нами поддерживаются тесные контакты с многочисленными российскими и зарубежными научно-исследовательскими коллективами.

Породы докембрия выходят на земную поверхность на кристаллических щитах и слагают фундамент платформ. Очень часто они претерпевали несколько этапов сильных деформаций, метаморфизма, внедрения расплавов и частичного плавления. Расшифровка таких событий представляет собой весьма сложную задачу, и геология докембрия считается специалистами одной из сложнейших областей геологии. Представляется, что в данной серии появятся статьи в развитие современных методов исследований докембрийских щитов, в первую очередь, Фенноскандинавского щита, и эти издания привлекут внимание отечественных и зарубежных специалистов. Редколлегия серии «Геология докембрия» приглашает специалистов к участию в столь важной и ответственной работе.

Статьи для публикации в серии «Геология докембрия» Трудов Карельского НЦ РАН принимаются по адресу: 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская 11, редакция Трудов КарНЦ РАН, серия «Геология докембрия».

Почтовый адрес редакции: 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, КарНЦ РАН, редакция Трудов КарНЦ РАН. Телефон: (8142) 780109, e-mail: aelita@krc.karelia.ru, geolog@krc.karelia.ru.

Содержание номеров Трудов КарНЦ РАН, аннотации и полнотекстовые электронные варианты статей, а также другая полезная информация, включая Правила для авторов, доступны на сайте: <http://transactions.krc.karelia.ru>.

Ответственный редактор серии «Геология докембрия»

В. В. Щипцов

УДК 552.1 (470.22)

МИГМАТИТООБРАЗОВАНИЕ В КАЛИЕВОЙ ЗОНЕ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ: ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ПЛАВЛЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ, ГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СИСТЕМЕ СУБСТРАТ– РАСПЛАВ

Ш. К. Балтыбаев

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), Санкт-Петербург

В мигматитах калиевой Приозерской зоны Северного Приладожья изучены лейкосомы двух видов: анатектического происхождения и сформировавшиеся под воздействием богатого калием флюида. При частичном плавлении глиноземистых гнейсов при температурах до 800–850 °С образуется расплав гранитного состава, близкий к составу ранних генераций лейкосом. Для предполагаемых РТ-параметров метаморфизма пород $T = 750\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4,5\text{--}5,5$ кбар, минимальная доля расплава составляет не менее 10–15 вес. % от массы исходного протолита. Увеличение содержания воды от 0,5 до 2,5 вес. % приводит примерно к четырехкратному увеличению объема расплава при одних и тех же РТ-параметрах ультраметаморфизма. Вещественный состав и особенности строения лейкосом поздней генерации указывают на полигенное (анатектическо-метасоматическое) происхождение, в котором значительную роль при эволюции вещества играет обогащенный калием флюид. Источником флюида могут быть широко развитые в регионе плутоны калиевых порфировидных гранитов.

Ключевые слова: калиевая зона мигматитов, Приладожье, плавление, модельный расплав, флюид.

Sh. K. Baltybaev. FORMATION OF MIGMATITES IN THE K-RICH ZONE OF THE NORTHERN LADOGA REGION: THERMODYNAMIC REGIMES OF MELTING AND CRYSTALLIZATION, GEOCHEMICAL MODELING OF THE ELEMENTS DISTRIBUTION IN THE PROTOLITH/MELT SYSTEM

Leucosomes of two types: anatectic ones and those formed under the effect of K-rich fluid, were studied in migmatites of the K-rich Priozersksaya zone of the Northern Ladoga region. When aluminiferous gneisses are partially melted at temperatures up to 800–850 °C melt of granitic composition, similar to that of early generations of leucosomes, is formed. For the presumed PT parameters of rock metamorphism: $T = 750\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4.5\text{--}5.5$ kbar, the proportion of melt would be at least 10–15 w/w % of the initial protolith mass. A rise in water content from 0.5 w/w % to 2.5 w/w % results in a nearly 4-fold increase in the melt volume under the same PT parameters of ultrametamorphism. The composition and structural characteristics of later generation leucosomes suggest there was a multiple genesis (anatexis-metasomatoses), where K-rich fluid played a significant role in the evolution of the matter. The fluid could originate from potassic porphyreous granite plutons, which are widespread in the region.

Key words: K-rich zone of migmatites, Ladoga region, melting, model melt, fluid.

Введение

Лишь сравнительно недавно в высокотемпературной области свекофеннид Северного Приладожья стали выделять две геохимические зоны или провинции [Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2000; Балтыбаев, Левченков, 2005], которые характеризуются разными по составу продуктами ультраметаморфизма. Эти зоны расположены в пределах Южного домена Приладожья [Балтыбаев и др., 2000], где распространены породы преимущественно гранулитовой фации метаморфизма, и получили название Лахденпохской и Приозерской. В Лахденпохской зоне распространены полимigmatиты, содержащие до 7–8 генераций жильного материала, главной особенностью которых является смена состава от существенно натриевых (тоналитовых) у первых генераций (γ_1 – γ_3) лейкосом до существенно калиевых (гранитных) у относительно более поздних генераций (γ_4 – γ_8) лейкосом и жил. Для мигматитов Приозерской зоны не характерны лейкосомы тоналитового состава, на обнажениях с мигматитами фиксируется сравнительно мало генераций лейкосом и жил – не более 3–4, лейкократовый материал мигматитов всегда обогащен калием и имеет высокое K/Na отношение.

По вещественным особенностям слагающих пород Лахденпохская и Приозерская зоны могут быть сопоставлены с K и Na геохимическими провинциями сопредельной Финляндии [Korsman et al., 1988; Ehlers et al., 1993]. Многочисленные работы по приладожским мигматитам [Мигматизация и гранитообразование..., 1985; Балтыбаев, 2002; Седова, Глебовицкий, 2002; Седова и др., 2009; и ссылки в ней], включая ставшие классическими, положившие основу для их морфологической классификации [Судовиков, 1955], были посвящены мигматитам натриевой (Лахденпохской) зоны, наиболее широко представленным в хорошо обнаженной прибрежной части Ладожского озера (рис. 1). Мигматитам калиевой геохимической провинции Приладожья, известной как Приозерская зона, специального исследования не посвящалось. Вместе с тем мигматиты Приозерской зоны заслуживают внимания, особенно потому, что для упомянутых двух геохимических провинций в свекофеннидах Финляндии приводятся различные сценарии эндогенного развития, разное время пиковых плутоно-метаморфических событий и специфичность интрузивной активности в пределах каждой из зон. В области ультраметаморфизма Северного Приладожья пики эндогенной активности в пределах Лахденпохской и Приозерской зон совпадают по времени, близки и P-T-параметры метаморфизма пород, хотя существует специфика проявления интрузивной активности. Последнее особенно подчер-

кивается наличием тесной пространственной ассоциации многочисленных плутонов калиевых порфиридных гранитов, не характерных для Лахденпохской зоны, с зоной широкого развития калиевых мигматитов.

С учетом сказанного, цель данного исследования заключается в характеристике и выявлении механизмов формирования последовательных генераций лейкосом в мигматитах калиевой зоны, определении термодинамических параметров плавления гнейсов и оценке генетической связи мигматитообразования с формированием коровых гранитных интрузий в рассматриваемом регионе.

Материалы и методы изучения

В работе используются химические анализы петрогенных (количественный рентгеноспектральный силикатный анализ), малых и редкоземельных (ICP-MS) элементов пород, выполненные в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) в период 2000–2010 гг. Некоторая часть анализов на содержание малых и редкоземельных элементов была выполнена в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Редкоземельный состав гранатов определялся на ионном микроанализаторе (г. Ярославль).

Определение термодинамической устойчивости метаморфических парагенезисов в глиноземистых гнейсах и построение петрогенетической сетки выполнялось на основе компьютерной программы THERIAK-DOMINO [de Capitani, Brown, 1987] с использованием модифицированной K. де Капитани (обновление 2012 г. из Интернет-ресурса: <http://titan.minpet.unibas.ch/>) термодинамической базы данных минералов [Berman, 1988, 1991] и твердых растворов*.

Расчет температуры плавления гнейсов и оценка эволюции состава расплава и твердой остаточной фазы выполнялись на основе компьютерной программы MELTS [Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998] (обновление 2012 г. из Интернет-ресурса: <http://melts.ofm-research.org/>).

* В расчетах использовались модели смешения растворов: модифицированная двухкомпонентная (шпинель-герцинит) идеальная для шпинели на основе базы данных JUN92 [Berman, 1988, 1991]; четырехкомпонентная (пироп-гроссуляр-альмандин-спессартин) для граната (JUN92), трехкомпонентная (альбит-анортит-калишпат) для полевого шпата [Fuhrman, Lindsley, 1988]; трехкомпонентная (флогопит-аннит-Mn-биотит) для биотита (JUN92) на основе [McMullin, 1991]; четырехкомпонентная (мусковит-парагонит-Fe-селадонит-Mg-селадонит) для белой слюды на основе JUN92; двухкомпонентная (Fe-Mg) идеальная для ставролита [Nagel et al., 2002]; двухкомпонентная (Fe-Mg) идеальная для кордиерита и четырехкомпонентная (амезит-пеннин-Fe-амезит-Fe-пеннин) для хлорита (JUN92), шестикомпонентная для ортопироксена на основе JUN92, трехкомпонентная (диопсид-геденбергит-жадеит) для клинопироксена на основе JUN92 [Meyre et al., 1997].

В работе используются результаты обработки составов мигматитов и других супракрустальных пород из калиевой и натриевой зон (93 пробы), также использованы для сравнения химические и редкоземельные составы гранитоидов Карельского перешейка (20 проб), химический и редкоземельный состав 4 проб из тестового ключевого обнажения мигматитов и 4 анализа состава РЗЭ гранатов из пород разного генезиса.

Характеристика породных комплексов (петроформаций) Приозерской и Лахденпохской зон мигматитов

В Приозерской зоне (рис. 1) преобладают первично стратифицированные образования. Высокий уровень метаморфизма и мигматизации толщ не позволяет однозначно идентифицировать их стратиграфическую последовательность, но по составу и внутреннему строению уверенно выделяются три петроформации.

Глиноземистая. Распространена к югу и юго-западу от пос. Куркиеки, где совмещается с толщей ортопироксенсодержащих пород Лахденпохской зоны. Основу описываемой петроформации составляют высокоглиноземистые плагиоклазовые и двуполевошпатовые гнейсы и сланцы с разным количеством кордиерита, граната, силлиманита и биотита, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца. Подчиненную роль играют гранат-биотитовые, биотитовые и другие гнейсы. Интенсивно проявлена мигматизация с образованием лейкосом послойного или линзовидно-полосчатого типа, иногда мигматиты имеют рассеянную лейкосому, т. е. без четкого разделения на мелано- и лейкократовые части.

Ортопироксеновая. Главные составляющие: гиперстен-гранат-биотитовые плагиогнейсы, гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты. Характерно переслаивание гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов. Иногда встречаются диопсидовые сланцы и гнейсы, частью кальцит- и скаполитсодержащие, амфиболовые сланцы. Гнейсы повышенной известковистости образуют в биотитовых и гранатовых гнейсах маломощные прослои или округлые зональные включения. Мигматизация выражена в разных формах: есть послойные, сетчатые, тeneвые и другие разновидности мигматитов.

Известково-силикатная. Породы формации в составе толщи (0,8 км × 0,3–0,5 км) найдены во внутренней части крупного массива двуполевошпатовых гранитов Лазурный к юго-востоку от г. Выборга. Контакты этой толщи не

обнажаются, поэтому трудно сопоставить ее с другими частями свекофенских разрезов. Для известково-силикатной формации характерно переслаивание мелко-, среднезернистых карбонатных пород, гнейсов и амфиболитов. Есть также волластонитовые породы, незначительно распространены мраморы. Известковистая порода состоит из карбоната, основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, амфибола, волластонита, скаполита, биотита, эпидота. Присутствуют примеси граната, апатита, сфена, турмалина, калиевого полевого шпата, кварца. Гнейсы состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, граната, силлиманита. Мигматизация не характерна для пород данной петроформации.

В Лахденпохской зоне (рис. 1) также преобладают первично стратифицированные образования. Они сильно метаморфизованы и мигматизированы. По составу и внутреннему строению выделяются следующие петроформации.

Биотитгнейсовая. Характеризуется существенным преобладанием биотитовых плагиогнейсов и плагиосланцев, большей частью относительно слабо мигматизированных. В качестве дополнительных компонентов участвуют гранат-биотитовые плагиогнейсы и другие разновидности пород (силлиманит-, кордиеритсодержащие гнейсы, двуслюдяные гнейсы и сланцы), минеральный состав которых зависит от уровня метаморфизма.

Амфибол-гранатгнейсовая. Представлена чередованием роговообманковых гнейсов и амфиболитов с гранат-биотитовыми плагиогнейсами.

Гранатгнейсовая. Наиболее распространенная формация. Главным компонентом являются гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты, которым резко подчинены другие разновидности пород. Монотонна по составу, но структурно довольно неоднородна, за счет неравномерной мигматизации, проявленной в разных формах (послойные, сетчатые, порфиروбластические и иные разновидности мигматитов).

Диопсид-биотитгнейсовая и диопсид-гранатгнейсовая. Отличаются от биотит- и гранатгнейсовой формаций присутствием известковистых пород – диопсидовых сланцев и гнейсов, частью кальцит- и скаполитсодержащих, амфиболовых сланцев, очень редко мраморов. Известковистые сланцы и гнейсы образуют в биотитовых и гранатовых гнейсах маломощные прослои мелко- и тонкозернистых немигматизированных относительно высоковязких пород.

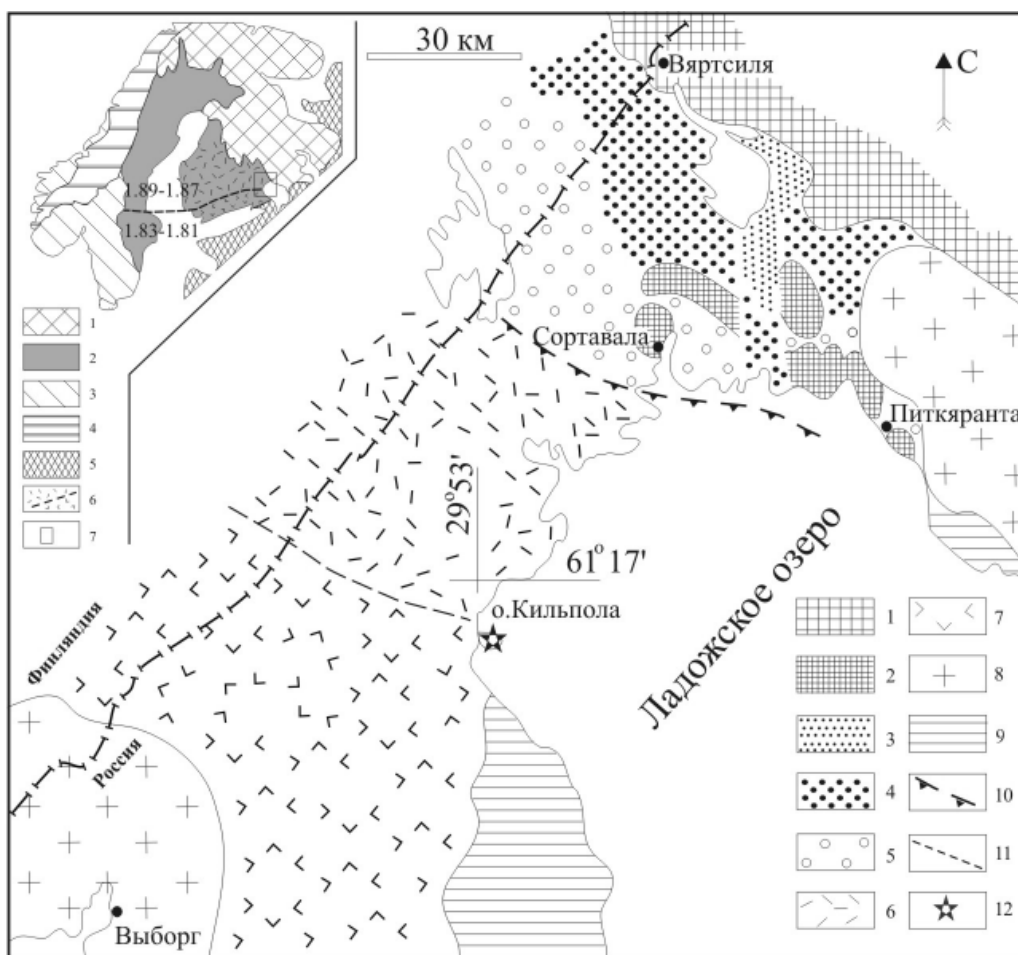


Рис. 1. Схематическая карта строения метаморфического комплекса Приладожья с выделением двух геохимических зон в области ультраметаморфизма:

1 – выступ архейского фундамента; 2 – архейский фундамент в ядрах окаймленных гнейсовых куполов; 3–5 – нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых сланцев (3); ставролитовых и андалузитовых сланцев (4); силлиманит-мусковитовых и силлиманит-ортоклазовых гнейсов (5); 6–7 – раннепротерозойские породы гранулитогнейсовой области: плагиогнейсы и плагиомигматиты Лахденпохской Na-зоны (6), преимущественно гранат-кордиеритовые гнейсы и мигматиты Приозерской K-зоны (7); 8 – массивы рапакиви-гранитов; 9 – рифейский платформенный чехол; 10 – надвиг, разделяющий породы гранулитогнейсовой области Южного домена и более низкотемпературные породы Северного домена; 11 – граница Na и K зон; 12 – место отбора проб.

На врезке. Положение изученного участка в структурах региона: 1 – архейские породы Фенноскандинавского щита, 2 – свекофенниды, 3 – дальсланиды, 4 – каледонииды, 5 – рифейский чехол, 6 – сутурная зона сочленения Na и K провинций (см. текст), по [Ehlers et al., 1993], 7 – участок исследования

Гиперстен-гранатгнейсовая. Характерной особенностью формации является переслаивание гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов. Породы умеренно мигматизированы.

Кордиеритгнейсовая. Сложена высокоглиноземистыми плагиоклазовыми и двуполовошпатовыми гнейсами и сланцами, содержащими в разных соотношениях кордиерит, гранат, силлиманит и биотит. Подчиненную роль играют гранат-биотитовые и другие гнейсы. Интенсивно проявлена мигматизация.

Большой диапазон изменения состава метаморфических пород в Лахденпохской зоне по сравнению с Приозерской убедительно подтверждается при сравнении двух выборок химических составов пород на диаграмме $MnO - TiO_2$, статистически примерно одинаково представляющих две зоны (рис. 2). Заметим, что на данной диаграмме отмечается определенное сходство химизма супракrustальных пород и гранитоидов Приозерской зоны.

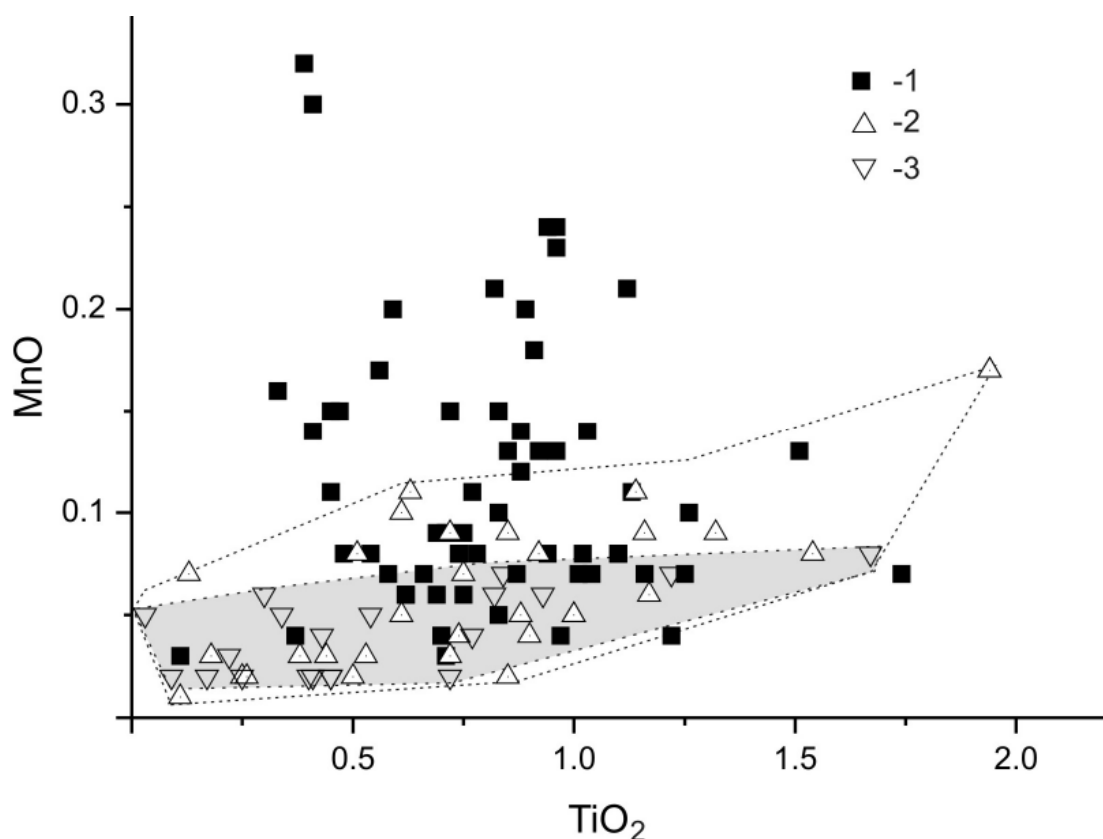


Рис. 2. Диаграмма $\text{MnO} - \text{TiO}_2$ для гнейсов и мигматитов Лахденпохской и Приозерской зон

Гнейсы и мигматиты: 1 – Лахденпохской зоны, 2 – Приозерской зоны, 3 – поздне- и посторогенные гранитоиды Приозерской зоны (Карельского перешейка). Область состава пород Приозерской зоны на диаграмме выделена пунктирной линией, а подобласть гранитоидов выделена также серым цветом

Возраст субстрата определен по циркону из кислого метавулканита в толще мигматизированных гиперстеновых гнейсов Лахденпохской зоны. Согласно U-Pb дискордии, построенной по фигуративным точкам цирконов с признаками расплавленного происхождения, возраст вулканических пород составляет 1884 ± 5 млн лет [Балтыбаев, Левченков, 2005]. Верхний возраст рубез осадконакопления для разрезов Приозерской и Лахденпохской зон определяют наиболее древние интрузии района – массивы: Куркиекский (1881 ± 9 , –5 млн лет, U-Pb по циркону [Балтыбаев и др., 2004а]), Приозерский (1876 ± 6 млн лет, U-Pb по циркону [Балтыбаев, Левченков, 2005]), Кузнеченский (1874 ± 4 млн лет, U-Pb по циркону [Балтыбаев и др., 2004б]).

Вещественный состав, морфология мигматитов

Несмотря на разнообразные внешние формы проявления мигматитов в калиевой

Приозерской зоне, по структурному положению и соотношению их лейкократовой и меланократовой частей отчетливо можно выделить две разновидности мигматитов, основываясь, главным образом, на характере развития лейкосом. Первая разновидность (обычно на обнажении распознаются 1–2 генерации лейкосом) – с рассеянной или послойной («lit-par-lit»), маломощной (1–8 см) лейкосомой, со средне- и крупнозернистыми минералами, в целом согласно ориентированной и повторяющей структурные элементы во вмещающих гнейсах. Вторая разновидность (также чаще всего на обнажении распознаются 1–2 генерации) – с относительно мощными лейкосомами (до 20–30 см), часто имеющими раздувы и пережимы, субсогласными по отношению к текстурно-структурным элементам во вмещающих гнейсах. Главной особенностью мигматитов второй разновидности является крупно- и гигантозернистость минералов лейкосомы, в частности, разрастание калиевых полевых шпатов до 5–12 см.

При мигматизации гнейсов Приозерской зоны образуются лейкосомы с кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом; в части обнажений можно наблюдать разрастание граната в лейкосоме, тогда как в мезосомах происходит, наоборот, его замещение кордиеритом. Тенденции изменения составов Fe-Mg минералов достаточно типичны для процесса образования расплава путем частичного плавления: в гранатах увеличивается железистость (от центра к краю зерен), одновременно снижается железистость кордиерита и биотита на контактах с гранатом. В лейкосомах полевые шпаты разрастаются за счет привноса щелочей из мезосомы, а также за счет биотита, распадающегося из-за поглощения воды расплавом. Этот процесс сопровождается ростом железистого граната: $Bt^* = Grt + Kfs + H_2O$.

Детально изученное для целей статьи обнажение (№ Б-04-133, координаты WGS 84, 61.210160, 30.003380, о. Сикасари к северу от о. Кильпола) представляет породы в составе гранат-кордиеритовой толщи (глиноземистой петроформации), широко развитой в окрестностях пос. Кузнечное-Хийтола к западу от о. Кильпола (рис. 1). Эта толща сложена мигматизированными монотонными и грубополосчатыми чередующимися пачками Grt-Bt и Grt-Bt-Crd-Sil, Bt-Sil, Bt-Sil-Crd гнейсов с рассеянной, жильной или жильно-пятнистой лейкосомой. Изученный гнейс (проба № 133) представляет розовато-темно-серую породу с неравномерным в масштабах обнажения распределением деформированных лейкосом трех генераций, далее обозначаемых как γ_1 , γ_2 , γ_3 . Гнейс сложен главной ассоциацией минералов: Bt + Grt + Kfs + Pl + Qtz (табл.). На обнажении встречаются фрагменты – будинообразные тела длиной до 1 м при мощности 20–30 см, состоящие из плотного, мелко-среднезернистого гнейса (проба № 133-1), который практически не затронут мигматизацией и, несмотря на схожесть минерального состава с вышеописанным гнейсом, имеет относительно высокое содержание CaO и низкое содержание K_2O (табл.). Самая ранняя генерация (γ_1) лейкосом на обнажении 133 представляет собой структурно сильно преобразованные фрагменты лейкократового материала, мощностью в несколько миллиметров, которые сложно отделить от вмещающего ролита. Поэтому выделение этой генерации

* Принятые сокращения названий минералов: Bt – биотит, Chl – хлорит, Crd – кордиерит, Grt – гранат, Fsp – полевой шпат, Kfs – калиевый полевой шпат, Ms – мусковит, Орх – ортопироксен (гиперстен), Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, R – рудный, Ser – серицит, Sil – силлиманит, Spl – шпинель, Sta – ставролит.

Вещественный состав гнейсов и лейкосом обнажения 133

№ пробы	Порода	Grt	Bt	Pl	Kfs	Qtz	R	Chl	Ser	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
133	Гнейс	15	15	27	20	20	2	Ед. з.	1	68,0	14	0,85	6,73	0,088	3,24	2,08	2,49	1,86	0,051	0,52	99,9
133-1	Гнейс глиноземистый	8	12	35	15	20	5	5	1-3	66,3	16	0,61	4,63	0,051	1,96	5,3	2,53	0,73	0,12	1,72	99,9
133-2	Гнейс повышенной известковистости	Ед. з.	17	30	20	30	3	5	Сл.	70,8	15,2	0,44	2,56	0,025	1,46	2	3,16	3,5	0,075	0,63	99,8
133-3	Лейкосомы γ_2	Ед. з.	5	20	60	12	Ед. з.	1-3	1-3	64,5	18,5	0,18	2,17	0,032	0,76	0,55	1,73	10,1	0,12	0,98	99,6

Окончание табл.

№ пробы	Rb	Sr	V	Cr	Ba	Y	Zr	Nb	Mo	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
133	93,7	174	0,011	0,015	0,027	32,6	413	21,4	<1	1,44	50,5	104	11,8	43,7	8,08	1,08	6,19	0,87	5,23	1,19	3,82	0,54	3,95	0,57	7,81	1,07	15,1	1,6
133-1	18,9	125	0,0073	0,0064	0,017	23,8	184	12,4	<1	0,33	42,3	83,3	9,42	34,8	6,1	1,0	5,16	0,78	4,13	0,89	2,53	0,36	2,52	0,36	5,22	0,92	8,95	3,2
133-2	90,3	281	0,0051	0,0021	0,091	8,28	63,9	7,73	<1	0,94	68,8	147	17,5	63,2	11,8	1,64	6,66	0,64	2,11	0,31	0,89	0,12	0,81	0,12	1,85	0,3	24,6	1,54
133-3	282	274	<0,005	<0,002	0,22	11,4	34	4,38	<1	2,26	18,3	35,4	4,08	14,6	2,77	1,86	2,37	0,35	1,83	0,42	1,34	0,2	1,42	0,22	1,04	0,43	5,32	1,85

Примечание. Содержание окислов даны в вес. %, других элементов – в ppm. Содержание минералов даны в об. %. Ед. з. – единичные зерна, сл. – следовые количества, ппп – потери при прокаливании.

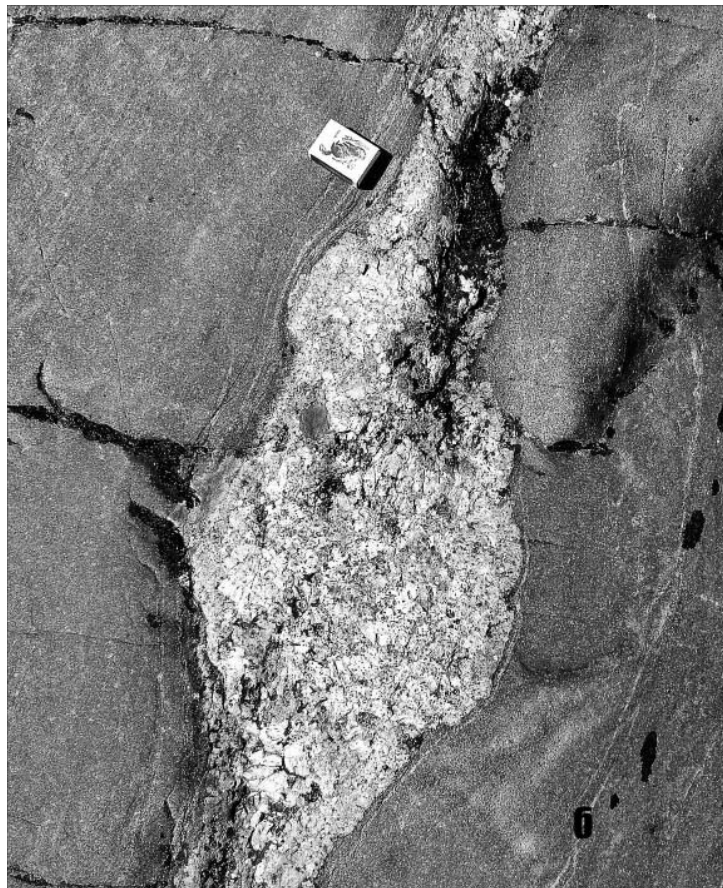
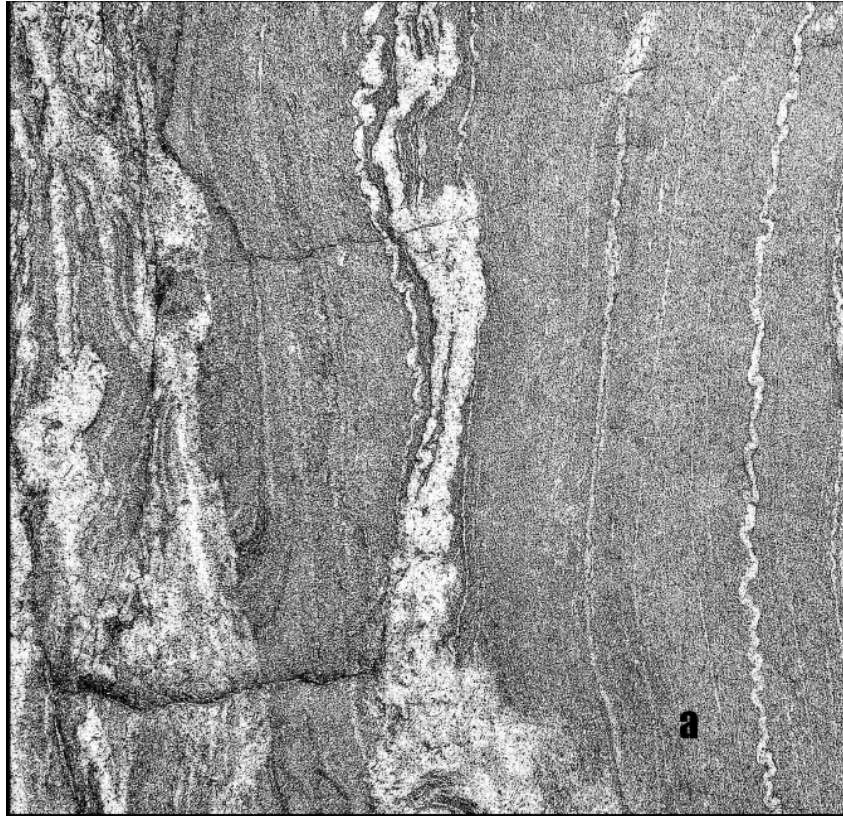


Рис. 3. Фотографии лейкосомы γ_2 (а) и γ_3 (б) в гранатowych гнейсах обнажения № 133 (о. Сикасари). Фотографии имеют одинаковый масштаб

носит в некотором смысле условный характер, так как трудно судить об истинной морфологии этой лейкосомы и ее соотношении с другими лейкосомами и гранитными жилами рассматриваемого обнажения. Значительно лучше обособлены в гнейсах послойные лейкосомы γ_2 (проба № 133-2, рис. 3, а) мощностью 0,2–5 см, нередко имеющие меланократовую 1–3 мм оторочку, сложенную преимущественно биотитом. Минеральный состав γ_2 отличается от состава гнейсов преобладанием лейкократовых минералов, а темноцветную часть γ_2 составляют биотит и единичные зерна граната. Лейкосомы γ_3 (проба № 133-3) легко распознаются и отличаются от γ_1 , γ_2 тем, что имеют мощность до 20–30 см, преимущественно полевошпатовый состав с крупными и гигантозернистыми калиевыми полевыми шпатами таблитчатой формы (рис. 3, б). Минеральные, химические и редкоземельные составы названных проб приведены в табл.

Модельные расчеты и обсуждение результатов

Расчет полей устойчивости минеральных метаморфических парагенезисов для двух составов гнейсов (№ 133, 133-1) показал хорошую сходимость расчетных и наблюдаемых минеральных составов и позволяет определить РТ-параметры метаморфизма гнейсов как $T = 750\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$ при $P = 4,5\text{--}5,5$ кбар (рис. 4). Образующийся при этих параметрах минеральный парагенезис ($Bt + Grt + Fsp + Qtz \pm Sil, Crd$) как в отношении мольных долей минералов, так и состава минералов – твердых растворов соответствует наблюдаемым для пород данной зоны [Балтыбаев и др., 2010а]. Отметим, что ранее указывалось [Балтыбаев и др., 2000], что появление гиперстена в глиноземистых породах определяется не только температурой, но и валовым составом породы, в частности соотношением $Fe/Mg-Al_2O_3$. Присутствие, например, в породе силлиманита при давлении ниже 6–7 кбар делает неустойчивым парагенезис $Sil + Орх$. В то же время если состав породы близок к базитовому, то в метаморфическом парагенезисе реально встречается $Орх$, в том числе и в породах в непосредственной близости к изученному обнажению 133.

Расчетное количество расплава, образующегося при частичном плавлении глиноземистого гнейса (проба № 133), хорошо воспроизводит наблюдаемое на изученном обнажении (и в других обнажениях с аналогичным составом гнейсов) соотношение гнейс/лейкократовый материал. Также из расчетов следует эмпирически

вполне ожидаемое меньшее количество модельного расплава из протолита с повышенным содержанием Са и низким – К (в качестве которого принят состав пробы № 133-1). Особенно это заметно при сравнении двух проб при количестве расплава 15–20 вес. % и выше (рис. 4). Вероятно, это связано с относительно быстрым расходом на образование расплава имеющегося калия и, соответственно, повышением тугоплавкости остаточной твердой фазы в гнейсе повышенной известковистости. Справедливость сказанного подчеркивают примерно одинаковые температурные интервалы и количество возникающего расплава в двух гнейсах, если порции расплава не превышают 10–15 вес. % (рис. 4).

Одним из ключевых факторов, определяющим количество образующегося расплава, является количество H_2O в системе. Как следует из расчетов, при содержании воды 2,5 вес. % из протолита, за состав которого взят состав глиноземистого гнейса (проба № 133), образуется не менее 50–55 вес. % гранитного расплава. Это количество расплава на 15–20 % выше наблюдаемого на обнажении количества лейкократового материала, из чего можно сделать два предположения: 1) в системе воды было меньше, чем 2,5 вес. % (но больше, чем 0,5 вес. %), или 2) вполне вероятно, что наблюдаемое соотношение порода/расплав не отвечает этому соотношению в момент генерации расплава в силу перемещения какой-то доли его при дальнейшей эволюции этой системы.

Возможность расплава накапливаться и мигрировать изучалась как по эмпирическим наблюдениям (например, сводка есть в работе [Brawn, 2001]), так и экспериментальным путем [Lupulescu, Watson, 1999 и др.]. В последней работе указывается, что расплав может накапливаться по системе трещин уже при 5%-м объеме плавления пород. Причем это характерно для расплава как гранитного состава, так и тоналитового. В работе [Castro et al., 1999] показаны результаты эксперимента по плавлению при 800–900 $^{\circ}\text{C}$ и давлении 3, 6, 10, 15 кбар. Авторы выявили, что двуслюдяные гнейсы и метаграувакки вне зависимости от давления продуцируют расплав лейкогранитного состава. Давление сильно влияет на количество образующегося расплава при одной и той же температуре: при 3 кбар образуется его до 20 об. % и всего лишь 5 об. % расплава при 10, 15 кбар.

Согласно модельным расчетам, в эволюционирующем составе расплава с повышением температуры соотношения главных компонентов и их содержания могут значительно меняться, и к тому же характер этих изменений сильно

зависит от состава исходной породы (рис. 5). На рис. 5, а хорошо видно, что калиевоcть гранитного расплава растет с ростом температуры и максимально насыщенные калием расплавы (и с высоким K/Na отношением) образуются, если температура плавления протолита не превышает 850 °С. Если в качестве протолита рассматривать гнейс повышенной известковистости (проба № 133-1), то богатый калием расплав будет только в первой порции образующегося расплава, затем, начиная приблизительно с 750 °С, состав его эволюционирует в сторону резкого снижения K_2O и K/Na отношения (рис. 5, б). Такое изменение K и K/Na отношения в расплаве с ростом температуры объясняется, вероятно, «запасами» калийсодержащих минералов – биотита и калиевого полевого шпата – в исходной породе и скоростью их «расходования» с ростом степени плавления.

Модель дегидратации биотита при анатексисе достаточно часто привлекается для объяснения механизма формирования мигматитов. Так, например, изучая реакцию разложения биотита в Grt-Bt-Sil гнейсах юго-востока Испании [Cesare, 2000], автор приходит к выводу, что именно разложение этой слюды приводит к появлению расплава. Этот вывод подтверждается масс-балансом вещества и структурно-текстурными наблюдениями в мигматизированной породе.

Кремнекислотность образующихся расплавов увеличивается с ростом температуры, по крайней мере, до образования 75–80 вес. % расплава. Максимальное расчетное содержание SiO_2 в расплаве из протолита, в качестве которого выступают рассматриваемые гнейсы, не превышает 75 %. В диапазоне предполагаемых температур плавления глиноземистого гнейса – 700–850 °С содержание SiO_2 в образующемся модельном расплаве варьирует в пределах 69–73 %.

Тенденции изменения химизма минералов в остаточной твердой фазе протолита согласно расчетам соответствуют эмпирически выявленным: по мере увеличения объема выплавки растет и магнезиальность фемических минералов.

Спектр нормированного к составу хондрита распределения редкоземельных элементов в изученных породах весьма характерен для мигматизированных гнейсов и расплавов (рис. 6, а–б). Обращает на себя внимание близость распределения РЗЭ в обоих изученных гнейсах (пробы № 133, 133-1) и при этом значительно дифференцированный по величине Σ (легких)/ γ (тяжелых) РЗЭ спектр для лейкосомы γ_2 пробы № 133-2. И явно иначе выглядит спектр распределения РЗЭ для лейкосомы γ_3 пробы № 133-3, который характеризуется наличием положительной европиевой аномалии и более низким содержанием

редкоземельных элементов, особенно заметным при сравнении пород по сумме легких РЗЭ (табл.; рис. 6, а).

Спектры распределения редких земель лейкосом γ_2 и γ_3 , нормированные к глиноземистому гнейсу (проба № 133), показаны на рис. 6, б и также отчетливо выявляют различие двух лейкосом по этому показателю. Для лейкосомы γ_2 получено распределение РЗЭ, весьма характерное для анатектических выплавов, которые по сравнению с протолитом обогащаются легкими землями и имеют резко пониженное содержание тяжелых РЗЭ. Такое распределение редких земель условно можно назвать «гадолиниевым коромыслом», так как при частичном плавлении обычно именно на Gd происходит пересечение нормированной кривой горизонтальной оси, отвечающей равным концентрациям РЗЭ в системе протолит/расплав (=1). обеднение лейкосомы γ_2 тяжелыми РЗЭ легко объяснимо, если принять во внимание, что эти элементы остаются в остаточной твердой фазе, концентрируясь в гранате. В качестве примера на рис. 6, в показаны спектры распределения РЗЭ для некоторых гранатов из пород Приозерской зоны, которые все без исключения имеют высокое содержание тяжелых РЗЭ.

Особое внимание заслуживает спектр РЗЭ для лейкосомы γ_3 (рис. 6, б). Низкие концентрации РЗЭ, положительный пик Eu присущи полевым шпатам, преобладающим в этой лейкосоме. Такая ситуация была описана В. А. Глебовицким с соавторами [2011] при изучении мигматитов Нимнырского блока на Алданском щите. Авторы выявили, что положительная Eu аномалия появляется, если общее содержание РЗЭ в породе ниже 240 ppm, и пришли к выводу, что при невысоком содержании в породе циркона, монацита, биотита состав и характер распределения РЗЭ определяются полевыми шпатами. Аналогичные данные выявлены для некоторых полевых шпатов из пегматитов в Южной Норвегии [Larsen, 2002].

Учитывая, что содержание макро-, малых, редкоземельных элементов в лейкосоме γ_3 не характерно для продуктов частичного плавления гнейсов, а также наличие в лейкосоме крупных таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата, как правило не затронутых деформациями, следует, вероятно, считать, что лейкосома сформировалась в таком виде на поздних или даже завершающих стадиях плутоно-метаморфической и тектонической активности в регионе. Скорее всего, даже если инициальные порции лейкократового вещества лейкосомы γ_3 имели анатектическую природу, то последующая эволюция их вещества происходила под воздействием флюида, обогащенного, по крайней мере, калием.

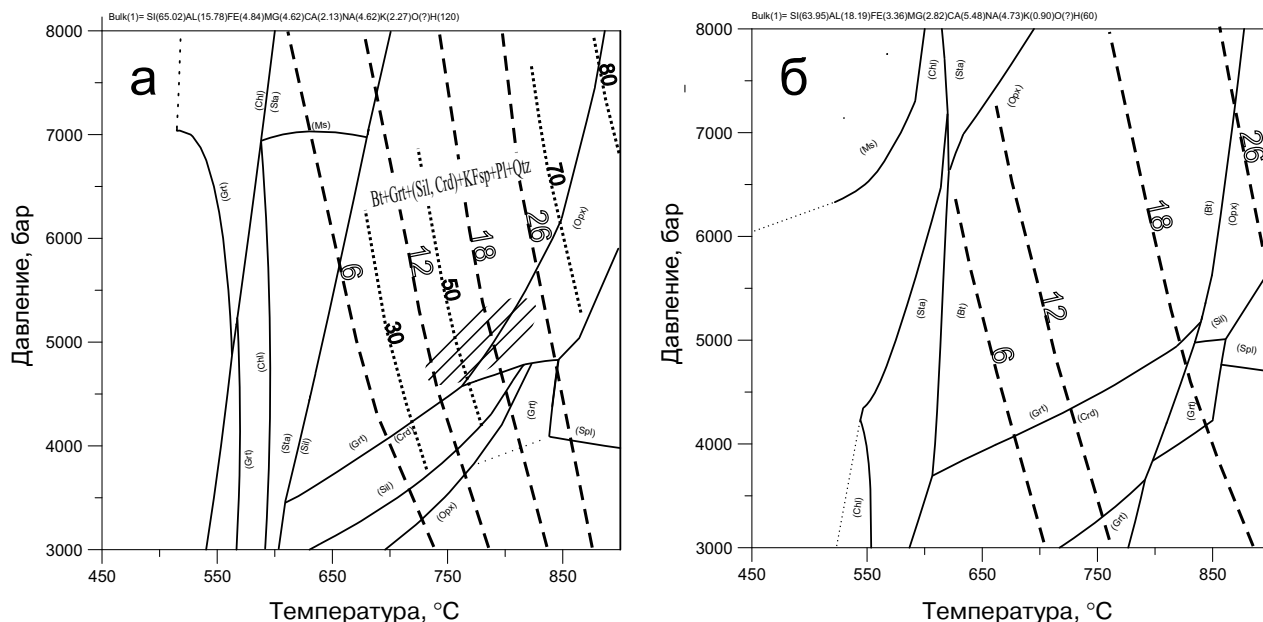


Рис. 4. Оценка термодинамической устойчивости метаморфических парагенезисов в изученных гнейсах методом минимизации свободной энергии Гиббса на основе программы THERIAK-DOMINO [de Capitani, Brown, 1987] и расчет степени частичного плавления гнейсов на основе программы MELTS [Ghiorsso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorsso, 1998]

Диаграммы а, б рассчитаны для гнейсов 133 и 133-1, соответственно, состав которых (табл. 1) пересчитан с нормированием на 100 % катионов в системе NCKFMASH (Na-Ca-K-Fe-Mg-Al-Si-H). Наклонной штриховкой показана область изменения давления и температуры, которая соответствует режиму формирования наблюдаемых и расчетных минеральных парагенезисов в изученных гнейсах. Линии метаморфических реакций приведены только для наиболее важных из них, а появляющаяся новая минеральная фаза показана в скобках. Пунктирные линии и цифры при них на диаграммах а, б демонстрируют возможные вариации образующегося расплава (в вес. %) при частичном плавлении гнейсов с изменением Р и Т и содержании воды в системе, равном 0,5 вес. %. На диаграмме а точечными линиями с цифрами при них также показаны доли образующегося расплава, рассчитанные при содержании воды в системе 2,5 вес. %

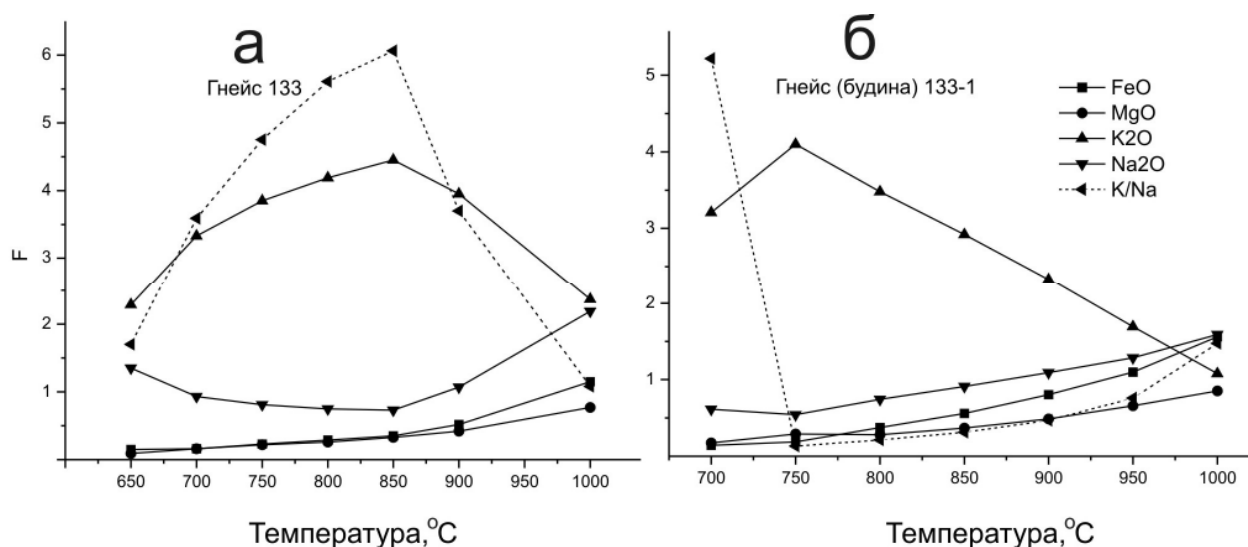


Рис. 5. Расчетная диаграмма изменения состава образующегося расплава при частичном плавлении изученных гнейсов обнажения 133

Изменение содержания компонентов модельного состава расплава, получаемого: а – из глиноземистого гнейса, проба № 133; б – из гнейса с повышенной известковистостью, проба № 133-1

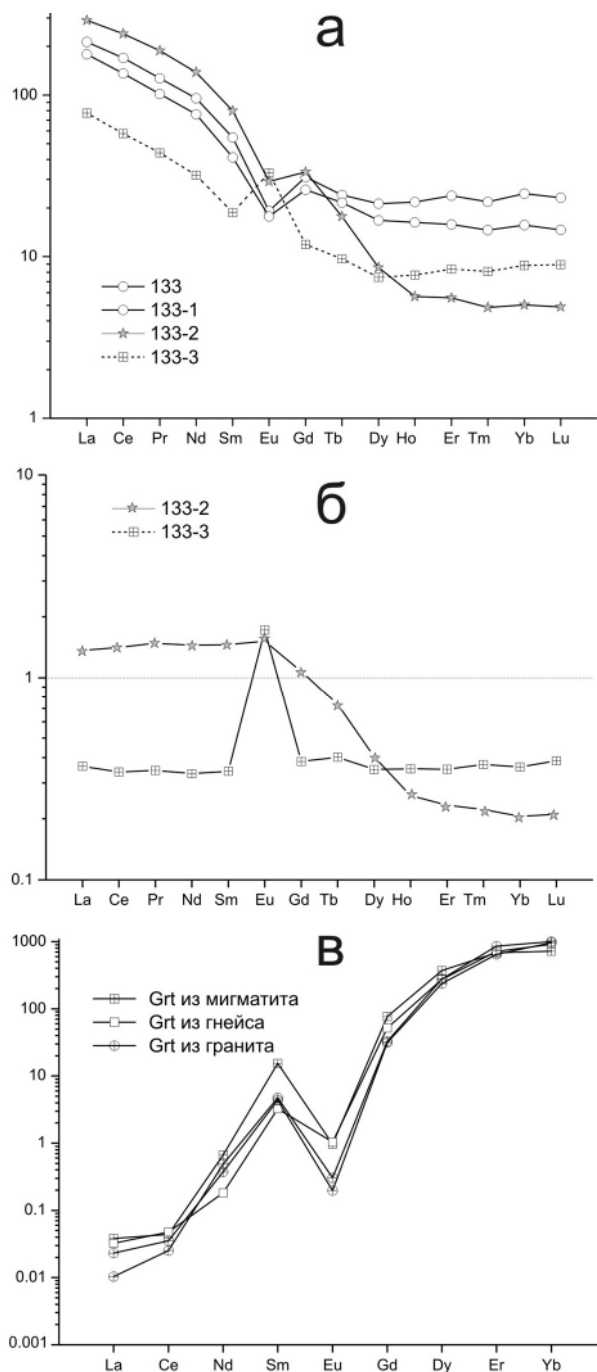


Рис. 6. Нормированные спектры распределения редких земель для изученных пород (а, б) обнажения 133 и для гранатов (в) разного генезиса из магматических и метаморфических пород Приозерской зоны. Спектры а, в нормированы к хондриту [McDonough, Sun, 1995], а спектр для лейкосом (б) – к глиноземистому гнейсу (проба № 133)

Связь высокотемпературного метаморфизма, парциального плавления с интрузивной активностью всегда привлекала интерес исследователей [например, Solar, Brown, 2001 и ссылки в ней]. В одной из таких работ

по полиметаморфическому комплексу орогена Дамара в Намибии [Jung, Mezger, 2003] показано, что изотопная система в гранатах и монацитах хорошо сохраняется, и существует принципиальная возможность выделить по возрастным данным мигматиты, связанные с определенными гранитами, мигматиты времени пика метаморфизма и анатексиса, а также некоторые разновозрастные граниты, не связанные с мигматизацией.

Ранее нами предпринималась попытка определить время калишпатового порфиروبластеза в лейкосоме [Балтыбаев и др., 2010б]: согласно U-Pb данным по монациту в Kfs оторочках жил этот процесс происходил ~1860 млн лет назад, что примерно на 15–20 млн лет отстает от стадии частичного плавления гнейсов [Балтыбаев и др., 2009]. В связи с этим стоит отметить особенности развития в Приозерской зоне значительных по объему и площади выходов на современную поверхность плутонов калиевых порфировидных гранитов, отнесенных в свое время Г. М. Саранчиной к II формационному типу гранитоидов [Саранчина, 1972]. Позднее было показано, что эти гранитоиды II формационного типа состоят из массивов двух возрастных групп: 1,870 и 1,800 млрд лет [Балтыбаев и др., 2004б]. Примечательно, что граниты, развитые недалеко от изученного в настоящей работе обнажения мигматитов, в частности граниты Кузнеченского массива, определяют время кристаллизации по U-Pb возрасту циркона как 1874 ± 4 млн лет, в то время как монацит в гранитах образовался значительно позднее – 1851 ± 5 млн лет назад. Вероятно, не случайно с этим интервалом времени (1870–1850 млн лет) совпадает калишпатовый порфиروبластез в мигматитах Приозерской зоны: можно предположить источником флюида указанные массивы калиевых гранитов. Однако более достоверные данные для таких выводов следует ожидать при сравнительном анализе, например, изотопного состава свинцов полевых шпатов из разных генераций лейкосом и гранитоидов региона.

Выводы

1. При частичном плавлении глиноземистого гнейса при температурах до 800–850 °C возникает расплав гранитного состава, близкий к составу первых генераций лейкосом. Только первые и небольшие по объему порции расплава, образующегося из протолита – гнейса с повышенной известковистостью, имеют состав, близкий к составу ранних лейкосом.

2. Для предполагаемых РТ-параметров метаморфизма пород $T = 750\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4,5\text{--}5,5$ кбар, минимальная доля расплава составляет не менее 10–15 вес. % от массы исходного протолита.

3. Количество воды в метаморфической системе является главным фактором, контролирующим объем образующегося расплава: увеличение содержания воды при одних и тех же РТ-параметрах от 0,5 до 2,5 вес. % приводит примерно к четырехкратному увеличению объема расплава.

4. K/Na отношение (и содержание К) в расплаве, образующемся при частичном плавлении, повышается с возрастанием температуры до 800–850 $^{\circ}\text{C}$, что указывает на верхнюю температурную границу прогрева глиноземистых гнейсов с существенно калиевой лейкосомой.

5. Вещественный состав, включая содержание малых элементов и РЗЭ лейкосомы поздней генерации, указывает на полигенную природу, в которой значительную роль при эволюции вещества играет обогащенный калием флюид.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-01036).

Литература

- Балтыбаев Ш. К. Флюидные включения и РТ-режим формирования лейкосом мигматитов натрового ряда в гранулитовой части Приладожья (Ю. Карелия) // Записки РМО. 2002. № 5. С. 22–39.
- Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Геология и петрология свекофеннит Приладожья. СПб.: СПбГУ, 2000. 199 с.
- Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Бережная Н. Г. и др. Время и длительность свекофеннской плутонометаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита, Приладожье // Петрология. 2004а. Т. 12, № 4. С. 374–393.
- Балтыбаев Ш. К., Сальникова Е. Б., Глебовицкий В. А. и др. Кузнеченский массив калиевых порфировидных гранитов: результаты U-Pb датирования и обоснование тектонической позиции // Доклады АН. 2004б. Т. 398, № 4. С. 519–523.
- Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Левский Л. К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.
- Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Саватенков В. М. Скважина глубокого бурения на окраине Восточно-Европейской платформы: данные петрологического и изотопно-геохронологического изучения керн // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010а. Т. 18, № 3. С. 1–18.
- Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Глебовицкий В. А. и др. Оценка времени региональной постмигматитовой калишпатизации по данным U-Pb датирования монацита (метаморфический комплекс Северного Приладожья, Россия) // Доклады АН. 2010б. Т. 430, № 4. С. 529–532.
- Глебовицкий В. А., Седова И. С., Петров Т. Г., Саморукова Л. М. Геохимия ультраметаморфогенных гранитоидов амфиболитовой фации (Нимнырский блок, Алданский щит) // Записки РМО. 2011. № 1. С. 12–35.
- Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах / Ред. Ф. П. Митрофанов. Л.: Наука, 1985. 310 с.
- Саранчина Г. М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л.: Наука, 1972. 128 с.
- Седова И. С., Глебовицкий В. А. Геохимия ранних мигматитов С. Приладожья // Записки РМО. 2002. № 2. С. 1–16.
- Седова И. С., Саморукова Л. М., Глебовицкий В. А., Скублов С. Г. Циркон в полимигматитах С.-З. Приладожья: морфология и геохимия // Геохимия. 2009. № 10. С. 1050–1066.
- Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения // Материалы исследований в Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1955. Вып. 5. С. 97–174.
- Шульдинер В. И., Балтыбаев Ш. К., Козырева И. В. Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5, № 3. С. 253–277.
- Asimow P. D., Ghiorso M. S. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations // Am. Mineral. 1998. Vol. 83 (9–10). P. 1127–1132.
- Berman R. G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // J. Petrol. 1988. Vol. 29. P. 455–522.
- Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. Vol. 32. P. 833–855.
- Brown M. Orogeny, migmatites and leucogranites: A review // J. Earth System Science. 2001. Vol. 110, N 4. P. 313–336.
- Castro A., Patino Douce A. E., Corretge L. G. et al. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. Vol. 135. P. 255–276.
- Cesare B. Incongruent melting of biotite to spinel in a quartz-free restite at El Joyazo (SE Spain): Textures and reaction characterization // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. Vol. 139. P. 273–284.
- Fuhrman M. L., Lindsley D. H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // Am. Mineral. 1988. Vol. 73. P. 201–216.
- Ehlers C., Lindroos A., Selonen O. The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. P. 295–309.
- Ghiorso M. S., Sack O. Chemical mass transfer in magmatic processes. 4. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and

extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. Vol. 119 (2–3). P. 197–212.

Jung S., Mezger K. Petrology of basement-dominated terranes: I. Regional metamorphic T–t path from U–Pb monazite and Sm–Nd garnet geochronology (Central Damara orogen, Namibia) // *Chem. Geol.* 2003. Vol. 198. P. 223–247.

Korsman K., Niemela R., Wasenius P. Multistage evolution of the Proterozoic crust in the Savo schist belt, eastern Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1988. N 343. P. 89–96.

Larsen R. B. The distribution of rare-earth elements in K-feldspar as an indicator of petrogenetic processes in granitic pegmatites: examples from two pegmatite fields in Southern Norway // *Can. Mineral.* 2002. Vol. 40. P. 137–151.

Lupulescu A., Watson E.B. Low melt fraction connectivity of granitic an in a mafic crustal rock at 800 °C and 1 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. Vol. 134. P. 202–216.

McDonough W. F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120. P. 223–253.

McMullin D. W., Berman R. A., Greenwood H. J. Calibration of the SGAM thermometer for pelitic rocks using data from phase-equilibrium experiments and natural assemblages // *Can. Mineral.* 1991. Vol. 29. P. 889–908.

Meyre C., de Capitani C., Partzsch J. A ternary solid solution model for omphacite and its application to geothermobarometry of eclogites from Middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland) // *J. Metamorph. Geol.* 1997. Vol. 15. P. 687–700.

Nagel T., de Capitani C., Frey M. Isograds and P–T evolution in the eastern Lepontine Alps (Graubünden, Switzerland) // *J. Metamorph. Geol.* 2002. Vol. 20. P. 309–324.

Solar G. S., Brown M. Petrogenesis of Migmatites in Maine, USA: Possible Source of Peraluminous Leucogranite in Plutons? // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42, N 4. P. 789–823.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Балтыбаев Шаукет Каимович

зам. директора, рук. лаборатории, докт. геол.-минер. наук
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 190034
эл. почта: sb@ipgg.ru
тел.: (812) 3284701

Baltybaev, Shauket

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov Nab., 190034 St. Petersburg, Russia
e-mail: sb@ipgg.ru
tel.: (812) 3284701

УДК 551.72: [553.491+553.491.8+553.078+553.04]

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ КАРЕЛИИ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ С СОПРЕДЕЛЬНЫМИ РЕГИОНАМИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА, ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА, ПЕРСПЕКТИВЫ

А. И. Голубев, В. И. Иващенко

Институт геологии Карельского научного центра РАН

В статье систематизированы и проанализированы оригинальные, литературные и фондовые материалы по металлогении платиноидов территории Карелии в сопоставлении с другими регионами Фенноскандинавского щита. Осуществлен сравнительный анализ их платиноносности для архея и протерозоя. Дана прогнозная оценка ресурсов благороднометалльного оруденения Карелии и обоснованы промышленные перспективы платиноносности ее территории.

Ключевые слова: Карелия, Фенноскандинавский щит, докембрий, архей, протерозой, металлогения платиноидов, типы благороднометалльного оруденения, сравнительный анализ, прогнозная оценка, перспективы.

**A. I. Golubev, V. I. Ivashchenko. PLATINUM POTENTIAL OF THE
KARELIAN REGION: COMPARATIVE ANALYSIS WITH ADJACENT
REGIONS IN THE FENNOSCANDIAN SHIELD, PREDICTIVE ESTIMATION
AND PROSPECTS**

Original data on the metallogeny of Karelian platinoids, as well as data from the relevant literature and archives, are classified and compared with evidence from other regions of the Fennoscandian Shield. Comparative analysis of their platinum potential for both the Archaean and the Proterozoic was carried out. A predictive estimate of Karelia's noble-metal mineralization resources was made, and the economic prospects of the platinum resources were substantiated.

Key words: Karelia, Fennoscandian Shield, Precambrian, Archaean, Proterozoic, platinoid metallogeny, types of noble-metal mineralization, comparative analysis, predictive estimate, prospects.

Месторождения и крупные перспективные проявления металлов платиновой группы (МПГ) в пределах Карелии и Фенноскандинавского щита в целом известны только в связи с магматическими и метасоматическими комплексами протерозойских эпох рудообразования (рис. 1). Для более ранних периодов геологического развития данного региона они малохарактерны.

Архей

К настоящему времени в архейских комплексах щита выявлено, и то преимущественно лишь в Карелии, незначительное число мелких МПГ-содержащих сульфидных Cu-Ni месторождений – Восточно-Вожминское, Лебяжинское, Светлозерское [Федюк и др., 1979 и др.; Тытык и др., 1997; Трофимов и др., 2002]

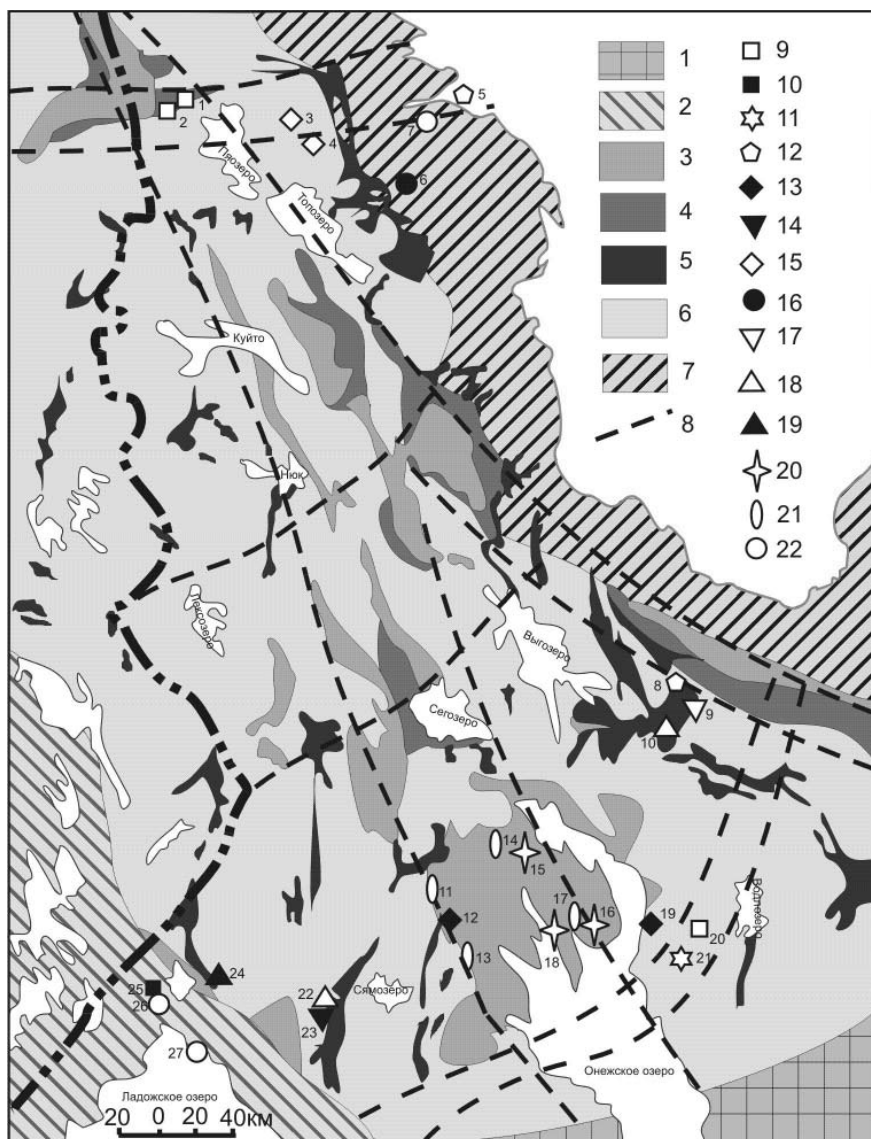


Рис. 1. Схема размещения платинометалльных рудных объектов на территории Карелии; с использованием данных: [Савицкий и др., 1990; Ганин и др., 1995; Трофимов и др., 2002]:

1 – платформенный чехол; 2 – Свекофенский складчатый пояс; 3–6 – Карельская гранит-зеленокаменная область: 3 – ятулий, людиковий, калевий, велсий нерасчлененные, 4 – сумий и сариолий нерасчлененные, 5 – лопий, 6 – комплекс основания; 7 – Беломорский мобильный пояс; 8 – тектонические контуры и главные разломы Онежско-Лапландской палеопротерозойской рифтогенной системы; 9–22 – рудно-формационные типы платинометаллических месторождений и проявлений (9–16 – собственно-магматическая группа; 17–19 – постмагматическая группа; 20–22 – полигенная группа): 9, 10 – платино-палладиевый (9 – мафит-ультрамафитовый в расслоенных комплексах, 10 – диорит-габбровый); 11 – платино-палладиевый с Ru-Os мафит-ультрамафитовый в расслоенных комплексах; 12–14 – платино-палладиевый с Au: 12 – ультрамафитовый, 13 – трапповый толеит-базальтовый, 14 – габбро-пироксенитовый; 15, 16 – палладиево-платиновый с Au: 15 – щелочно-ультраосновной, 16 – мафит-ультрамафитовый; 17 – платино-палладиевый с Ir, Ru мафит-ультрамафитовый; 18 – платино-палладиевый с Au коматит-базальтовый; 19 – полисульфидный с Au, Pt и Pd диорит-гранодиорит-гранитовый; 20 – Cu-U-Mo-V платино-палладиевый с Au альбит-карбонатных метасоматитов зон СРД в углеродистых сланцах; 21 – платино-палладиевый с Ir, Au сульфидно-углеродистых сланцев; 22 – Cu-Ni-Au-палладиевый в апомафитовых метасоматитах; 1–27 – платинометаллические рудопроявления: 1 – Луккулайсваара, 2 – Кивакка, 3 – Тикшозеро, 4 – Елетьозеро, 5 – о-ва Илейка, 6 – Травяная Губа, 7 – Климовское, 8 – Вожминское, 9 – Лебяжинское, Светлоозерское, 10 – Золотопорожское, 11 – Черное, 12 – Койкарско-Святнаволоцкое, 13 – Красный ручей, 14 – В. Пигмозеро, 15 – В. Космозеро, 16 – Падма, 17 – Пургинское, 18 – Космозеро, 19 – Пудожгорское, 20, 21 – Бураковский массив, 22 – Хаутаваарское пироксенитовое, 23 – Хаутаваарское коматитовое, 24 – Хатунойское, 25 – Кааламское, 26 – Сури-суо, 27 – Велимякское

и проявлений, а также крайне слабо изученных рудопроявлений и пунктов благороднометалльной минерализации, большинство из которых являются, по-видимому, полигенно-полихронными. Их первичное происхождение, так же как и прогнозно-металлогеническая оценка, вследствие проявления ремобилизующих, реювенирующих и других процессов (часто многократных) трудно поддаются реконструкции и определению. Условно они подразделяются на три группы рудопроявлений с преимущественно комплексной рудной нагрузкой (МПГ, Au, Ag $\pm$ U), отличия которых, вероятно, обусловлены разной изначальной формационно-генетической принадлежностью. Одна группа пространственно ассоциируется с колчеданным оруденением и черными сланцами, являясь, вероятно, первично вулканогенно-осадочной (вулканогенно-гидротермальной?) по генезису, но впоследствии испытавшей метаморфо-метасоматические и гидротермально-метасоматические преобразования различной природы и возраста (региональный метаморфизм и воздействие гранитоидов в архее, тектоно-метасоматическая проработка в протерозое и др.). Другая (климовский тип) – представляется как сильно переработанные (метаморфизм, метасоматоз, тектоническая дезинтеграция и др.) офиолитовые магматические комплексы и рудоносные мафит-ультрамафитовые интрузивы, включая и расслоенные (?), единичные находки которых выявлены и датированы в последние годы [Пожиленко, 2009]. Третья – относится к хорошо известному на других докембрийских щитах (Камбалда, Унгава), но слабо проявленному на Фенноскандинавском МПГ-содержащему медно-никелевому типу оруденения в коматиитах.

Полигенные платинометалльные концентрации, пространственно ассоциирующиеся с колчеданным оруденением и черными сланцами, по уровню содержаний (Σ МПГ < 1 г/т) в большинстве своем относятся к пунктам минерализации или геохимическим аномалиям [Леонтьев и др., 2003]. Они известны практически во всех архейских зеленокаменных поясах Фенноскандии [Гавриленко, 2003] и систематизированы для Карельского региона в соответствующем кадастре [Трофимов и др., 2002].

Рудопроявление Черное [Поликарпов, 1991] расположено в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе (рис. 1) в графитсодержащих биотитовых, биотит-амфиболовых и кварц-серицитовых сланцах. Оно приурочено к субмеридиональной зоне рассланцевания и милонитизации мощностью 5–10 м, разделяющей лопийские и ятулийские отложения. Максимальные содержания благородных металлов на ру-

допроявлении составляют (г/т): Pt – 1,34, Pd – 1,23, Au – 2,45, Ag – 20. В рудах также установлены высокие концентрации U (до 2,5 %) и повышенные – Pb (0,04 %).

В сходной обстановке в этом же зеленокаменном поясе находится **пункт минерализации «скв. 61»**, приуроченный к северо-западной зоне рассланцевания и брекчирования мощностью до 3 м и протяженностью 1,1 км, контролируемой серией взбросов и взбросо-надвигов аналогичного простирания. Сульфидное оруденение с содержаниями, г/т: Pt – до 0,58, Pd – 0,005, Au – 0,008 отмечается в локальных зонах березитизации, окварцевания и карбонатизации [Афанасьева и др., 1997].

Рудопроявление Вичка расположено в западном обрамлении Онежской впадины в углеродистых кварц-биотитовых и амфиболовых сланцах семчечеренской свиты верхнего лопия в субмеридиональной тектонической зоне их контакта с ятулийскими метатерригенными образованиями. Кварц-сульфидные жилы и прожилки согласного с зонами рассланцевания линейного штокверка содержат (г/т), по данным А. М. Ахмедова, – Au – до 17,3, Pt – до 0,3, Pd – до 0,7.

Рудопроявление Кивач приурочено к крутопадающим швам катаклазитов мощностью 0,5–6,0 м в верхней части разреза лопийских углеродсодержащих толщ пестрого состава Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Благороднометалльная минерализация тяготеет к участкам развития жильных метасоматитов березит-лиственитового ряда. Максимальные содержания полезных компонентов на рудопроявлении достигают, г/т: Au – 3,5–5,4 на мощность 0,3–1,5 м, 11,2 – в штучной пробе, Pt – 1,8, Pd – 2,6, Ag – 70 [Савицкий и др., 1990].

Рудопроявления золота и МПГ в Беломорском подвижном поясе, относящиеся, вероятно, также к рассматриваемому типу благороднометалльного оруденения, но испытавшие интенсивные преобразования свекофеннского времени, известны на побережье Белого моря с начала XX в. [Гинсбург, 1921], а позднее были выявлены и в других его частях [Ахмедов и др., 2001а; Ручьев, 2002 и др.].

На Кольском полуострове незначительные и малоисследованные платинометалльные концентрации, пространственно ассоциирующиеся с колчеданным оруденением и черносланцевыми толщами архейского возраста, известны в Южно-Варзугской, Вешьяурской и Нотозерской зонах – рудопроявления Ворговый, Фомкин ручей, Горелый бор и др. [Гавриленко, 2003].

Полигенно-полихронное оруденение в сильно переработанных (метаморфизм, метасоматоз, тектоническая дезинтеграция и

др.) **офиолитовых комплексах или мафит-ультрамафитовых интрузивах, включая и расслоенные (климовский тип)**, к настоящему времени установлено только в пределах Беломорского мобильного пояса (рис. 1).

Наиболее известные и крупные рудопроявления данного типа рассматриваются в составе Климовского рудного узла [Петров и др., 2007; Шевченко и др., 2009], характеризующегося широким распространением горизонтов апо-ультрамафитовых метасоматитов с комплексным золото- и МПГ-содержащим оруденением с суммарными прогнозными ресурсами категории P1 + P2: Au – 36,4 т, Pt – 19,5 т, Pd – 27,9 т, Cu – 316 тыс. т, Ni – 340 тыс. т.

МПГ- и золотосодержащий сульфидный медно-никелевый коматиитовый тип оруденения по состоянию изученности известен в зеленокаменных поясах Финляндии и Карелии. Представлен он мелкими, не имеющими промышленного значения рудопроявлениями. В Карелии это Золотопорожское, Лещевское, Западно-Рыбозерское и самое крупное из них Хаутаваарское (P2 – 1 т, Pt – 0,21–2,0, Pd – 1,65–6,0 г/т, Cu и Ni < 0,5 %) [Трофимов и др., 2002; Минерально-сырьевая..., 2005].

В Финляндии мелкие МПГ-Ni рудопроявления в коматиитах и коматиит-базальтах выявлены в архейских зеленокаменных поясах ее восточной части (Ваара, Хиетахарью, Пеура-Ахо и Кауниинлампи). Наиболее крупным из них является Пеура-Ахо в архейском зеленокаменном поясе Суомуссалми. МПГ-содержащее сульфидное Cu-Ni оруденение приурочено к линзе (100×300 м) массивных коматиитовых метабазальтов серпентин-хлорит-тремолитового состава. В наилучших пересечениях по результатам бурения содержания ΣМПГ + Au составляют 3,5 г/т на мощность 5 м и Ni – 0,95–2,22 % на мощность 5–12,7 м, Pd/Pt = 2,5 [Iljina, 2009].

Протерозой

Работами многих исследователей [Митрофанов и др., 1994; Трофимов и др., 2002; Минерально-сырьевая..., 2005; Турченко и др., 2007; Alapieti, 2008 и др.] показано, что наиболее экономически значимые платинометалльные месторождения на Фенноскандинавском щите, так же как и в других докембрийских регионах, тяготеют к проторифтогенным структурам раннепротерозойского возраста. Согласно С. И. Турченко [2007], Ф. П. Митрофанову с соавторами [Митрофанов и др., 1994; Митрофанов, 2009], для платиноносных расслоенных интрузий Карело-Кольского региона и Финляндии возможен единый мантийный источник (субконтинентальная ман-

тия, обогащенная LREE, с ϵNd от –2,4 до –1,1), связанный с длительно эволюционировавшим мантийным суперплюмом, рассматриваемым Д. А. Додиныным и др. [2000] как гипотетический Балтийский плутон, сравнимый по масштабам с Бушвельдским в Южной Африке.

В расслоенных комплексах Фенноскандинавского щита (рис. 2) выделяются шесть типов платинометалльного оруденения [Alapieti, 2008]: 1) массивных и вкрапленных сульфидных руд (Cu, Ni) краевых серий плутонов (Penikat, Koillismaa Complex, Konttijarvi, Мончеплутон); 2) наложенный МПГ и Au-содержащий (Portimo Complex, Вуручайвенч в Мончеплутоне); 3) платиноносный сульфидсодержащих рифов расслоенных серий – тип рифа Меренского (Penikat, Kemi, Федорово-Панский, Бураковка); 4) платиноносный малосульфидных рифов расслоенных серий (Penikat, Portimo Complex, Мончеплутон, Бураковка); 5) платиноносный сульфидно-вкрапленный в микрогабброноритах расслоенных серий (Porttivaara, Lukkulaivaara); 6) обогащенный МПГ и Au верхних хромититовых горизонтов (Koitelainen, Akanvaara). Вероятно, целесообразно выделить еще одного типа платинометалльного оруденения – в пегматоидных фациях расслоенной серии плутонов, отмечающегося в Олангской группе в Карелии и в некоторых расслоенных массивах Финляндии [Alapieti, 2008].

Карельский регион

На территории Карелии за последние годы выявлен ряд месторождений и проявлений МПГ, что позволило обосновать ее в качестве нового перспективного платиноносного региона Карело-Кольской благороднометалльной металлогенической провинции России [Металлогения Карелии, 1999; Голубев и др., 2004; Голубев, Иващенко, 2011], характеризующегося значительным типовым разнообразием платинометалльного оруденения. В кадастре месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации элементов платиновой группы Республики Карелия зарегистрировано около 160 соответствующих рудных объектов, из которых 5 соответствуют рангу комплексных месторождений [Трофимов и др., 2002].

Наиболее перспективными типами МПГ оруденения Карельского региона являются: магматические – малосульфидный Pt-Pd в расслоенных плутонах (Бураковский, Олангская группа) и Pt-Pd с золотом в габбродолеритах (Пудожгорская и Койкарско-Святоволоцкая интрузии) и полигенный Cu-U-Mo-V платино-палладиевый с Au и ^{187}Os (падминский подтип) в альбит-карбонатных метасоматитах углеродисто-сланцевых толщ зон складчато-разрывных

дислокаций (СРД) и смятия (Падма, Весеннее, Царевское, Космозеро и др.) (рис. 1).

В Бурковском плутоне оруденение малосульфидного платинометалльного типа связано с сульфидсодержащими (1–3 %) горизонтами верхней части клинопироксенитовой зоны и полосчатым уровнем габроноритовой зоны [Ганин и др., 1995; Трофимов и др., 2004]. Минералы МПГ представлены теллуридами и висмутидами платины и палладия, а также Pd-Pt-мелонитом, туламинитом, куперитом, сперилитом, Pd-кобальтином, сульфидами Os, Ir, Rh, изоферроплатиной и аваритом. Содержание МПГ в микрорасслоенных горизонтах

достигает 3 г/т в клинопироксенитовой зоне и до 6 г/т в полосчатой подзоне при постоянном преобладании Pd над Pt. Среднее содержание МПГ – 0,42 г/т, Au – 0,49. Между содержаниями платиноидов и сульфидов отмечается прямая корреляционная зависимость. Повышенные содержания благородных металлов отмечаются и в хромовых рудах, слагающих главный хромитовый горизонт, протягивающийся более чем на 25 км [Крупнейшее..., 2009]. Прогнозные ресурсы благородных металлов в Бурковском плутоне, по данным ОАО «Норит», составляют ~600 т, по другим оценкам [Логинев и др., 2007] – ~2000 т.

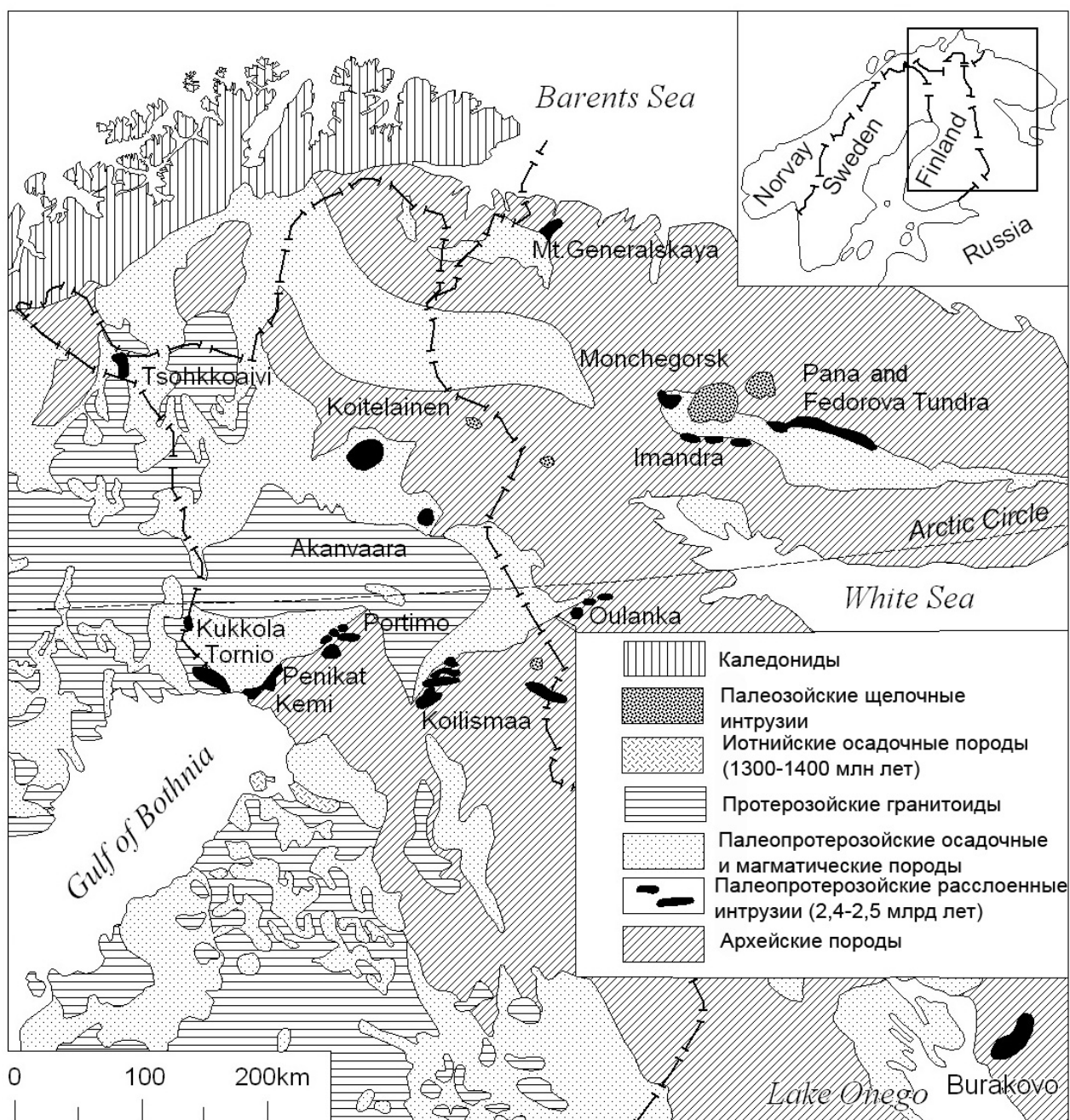


Рис. 2. Схема расположения протерозойских расслоенных интрузивных комплексов на территории Финляндии и России (Карело-Кольский регион) (по GSF Финляндии)

В расслоенных интрузивах Олангской группы (рис. 2) платинометалльное оруденение приурочено к норитовой серии дифференциатов.

В массиве Луккулайсваара выявлено семь рудных зон мощностью 12–150 м и протяженностью до 5 км, содержащих бедную сульфидную вкрапленность (1–2 %) с МПГ [Клюнин и др., 1994 и др.]. Платиноидное оруденение ассоциируется с медно-никелевой минерализацией (пентландит-пирротин-халькопирит) в средней и нижней частях норитовой серии и в микрогабброноритах верхней части. Содержание МПГ достигает 1,5–2 и 20 г/т соответственно. Наиболее широкий спектр сульфидов и минералов МПГ отмечается в пегматоидных разновидностях микрогабброноритов.

В массиве Кивакка продуктивна на МПГ зона ритмично расслоенных норитов с вкрапленностью (до 1%) сульфидов (халькопирит, пентландит, пирротин, виоларит, пирит, сфалерит, борнит, халькозин, галенит). Аномальное содержание МПГ приурочено к трем уровням. Первый связан с оливинсодержащими пироксенитами нижней части разреза зоны, второй – с горизонтом пироксенитов в ее средней части; третий – с прослоем меланократовых норитов в ассоциации с лейкократовыми норитами ее верхней части. Мощность этих горизонтов – 1–30 м. Наиболее перспективен из них первый, представленный пачкой переслаивания оливиновых норитов и пироксенитов и анортозитов. Содержание ΣМПГ не превышает 4,6 г/т (Pt/Pd – от 0 : 3 до 2 : 1). Минералы МПГ и золота (меренскит, мончеит, котульскит, сперрилит, сам. золото, серебро) образуют микровключения в сульфидах.

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

Платино-палладиевый титаномagnetитовый с золотом и ванадием тип оруденения связан с Fe-Ti-V месторождениями Пудожгорской и Койкарско-Святонавлоксской пластовых интрузий габбродолеритов ($1983,4 \pm 6,5$ млн лет), расположенных в краевых частях Онежской структуры [Трофимов, Голубев, 2008] (рис. 1). Благороднометалльное оруденение представлено теллуридами Pt и Pd – котульскитом, меренскитом, сопчеитом, кейконнитом, сперрилитом, золотом самородным и электрумом, ассоциирующимися с сульфидами (халькопирит + борнит) в титаномagnetитовых рудах, сла-

гающих псевдостратифицированный горизонт мощностью ~20 м между габбровой (нижней) и диоритовой (верхней) зонами интрузий. Содержания ΣAu, МПГ достигают 1,0–2,0 г/т при среднем ~928 мг/т для Пудожгорского и ~1,0 г/т для Койкарско-Святонавлоксского месторождений. В титаномagnetитовом горизонте имеются слои мощностью 5–7 м, обогащенные МПГ со средним содержанием 1,5–2 г/т. В Пудожгорском месторождении это нижняя часть рудного горизонта, а в Койкарско-Святонавлоксском – верхняя. Суммарные ресурсы (т) и средние содержания (г/т) БЭ для Пудожгорского интрузива соответственно составляют: Пудожгорское месторождение ($P_1 = 293,9$, Pt – 17, Pd – 0,43, Au – 0,32, ΣБЭ – 0,93); Тубозерское проявление ($P_1 = 264,4$, Pt – 0,09, Pd – 0,22, Au – 0,09, ΣБЭ – 0,40); для Койкарско-Святонавлоксского ($P_1 = 343,6$, Pt – 0,31, Pd – 0,41, Au – 0,37, ΣБЭ – 1,09) и в целом для Пудожгорского комплекса – $P_1 = 901,1$ [Голубев и др., 2010].

Полигенный Cu-U-Mo-V-платино-палладиевый с золотом тип в альбит-карбонатных метасоматитах зон СРД в черносланцевых толщах развит в Онежской структуре [Савицкий и др., 1990, 1999 и др.; Билибина и др., 1991 и др.] (рис. 1). Зоны СРД представляют собой серию узких (2–5 км) антиклинальных структур протяженностью в десятки км, ориентированных параллельно главной оси рифта. Установлено шесть зон СРД в восточной части Онежского прогиба и предположительно, по геолого-геофизическим данным, еще пять – в западной. Комплексное МПГ-содержащее оруденение локализовано в шунгитсодержащих сланцах и алевролитах нижней подсвиты заонежской свиты, на крутопадающих и опрокинутых крыльях и в сводовых частях осевых (падминская, царевская) и фланговых (саврозерская) антиклиналей. Продуктивные зоны месторождений представлены околорудно измененными породами, развитыми вдоль продольных субгоризонтальных участков объемного дробления (катаклаз, брекчирование, трещиноватость) алевролитов и сланцев заонежской свиты. В среднем содержания МПГ составляют не более 0,2–0,3 г/т (Pt/Pd – 10/1), но на отдельных участках мощностью до 1,5–2,5 м выявлены ураганные концентрации (в г/т): Pt – 56, Pd – 140, Rh – 1, Au – 126 [Савицкий и др., 1990, 1999]. Минеральные формы платиноидов представлены висмутидами, селенидами, селеносульфидами Pd и Pt, среди которых выявлены новые минералы: падмаит – PdBiSe и судовикит –

PtSe [Гурская, 2000]. Прогнозные ресурсы МПГ и золота в черносланцевых толщах Онежской структуры по разным оценкам [Савицкий и др., 1999; Трофимов и др., 2002 и др.] ввиду недостаточной изученности сильно варьируют – 100–1100 т.

Кольский полуостров

На Кольском полуострове известно около 10 экономически значимых платинометалльных рудных объектов в расслоенных магматических комплексах (Федорово-Панском, Мончегорском, г. Генеральской, Имандровском и др.), несколько МПГ-содержащих сульфидных медно-никелевых – в толеитовых интрузиях Печенги, единичные проявления в дифференциатах перидотит-габброноритовой формации (Ковдозерское) и обширное число пунктов благороднометалльной минерализации в метакоматиитах и углеродсодержащих сланцах [Митрофанов и др., 1994; Гавриленко, 2003 и др.] (рис. 2). Наиболее крупными из них с утвержденными запасами ΣМПГ п100 т являются месторождения Федорово-Панского и Мончегорского расслоенных массивов (~2,5 млрд лет) [Корчагин и др., 2009; Митрофанов, 2009].

В *Федорово-Панском массиве* малосульфидное платинометалльное оруденение представлено двумя типами [Корчагин и др., 2009; Митрофанов, 2009]. Мощные рудные залежи (в среднем 40 м) в приподошвенной части массива со средними содержаниями ΣPt, Pd, Rh, Au 2–3 г/т и Pd/Pt ~ 4,5 сопоставимы с Платрифом (Южная Африка), месторождениями Лак-дез-Иль (Канада) и Контиярви и Ахмаваара (Финляндия). Другой тип в маломощных (до 3 м) пологопадающих (L30–35°) рифах со средним содержанием ΣPt, Pd, Rh, Au > 3–4 г/т и Pd/Pt > 8 сходен с рифом Меренского, J-M рифом Стилуотера, SK рифом месторождения Наркус в Финляндии. Балансовые запасы платиноидов на месторождении Федорова Тундра составляют 348 т с содержанием МПГ 1,37 г/т [О состоянии..., 2010].

Благороднометалльное оруденение в *Мончегорском плутоне* известно с прошлого века и совместно с Te и Se извлекалось попутно при добыче Cu-Ni-Co руд [Медно-никелевые..., 1985]. В настоящее время перспективное платинометалльное оруденение в плутоне известно в бедных Cu-Ni рудах месторождений Вуручайвенч и Пласт-330 и в хромитовых рудах Сопчезерского месторождения [Гавриленко, 2003], подготовленного к комплексной разработке.

В сульфидных рудах с содержаниями Ni и Cu, не превышающими долей процента, концентрация МПГ составляет 0,1–0,6 г/т, повышаясь до 1 г/т и более при увеличении содержания цветных металлов свыше 1 % (месторождение Пласт-330). Исключением является краевая зона плутона, где происходит гидротермально-метасоматическое концентрирование МПГ с образованием рифов малосульфидных платинометалльных руд (месторождение Вуручайвенч) с содержаниями Ni и Cu 0,1–0,3 % и МПГ до 2–20 г/т [Иванченко, Давыдов, 2009].

Среднее содержание ΣМПГ в хромовых рудах Сопчезерского месторождения составляет, г/т: 0,7–0,8, Au – 0,03–0,05, Ag – до 4,8 [Гавриленко, 2003] с высокой долевой компонентой (~40 %) Rh и Ru в балансе МПГ [Чашин и др., 1999], характерной для всех хромитовых рудных объектов Кольского региона [Гавриленко, 2003]. Запасы МПГ на Сопче оцениваются в количестве 3–5 т [Гавриленко и др., 1999], а в целом для Мончегорского плутона – 93,4 т с прогнозными ресурсами категорий P1 + P2 472 т [О состоянии..., 2010].

МПГ-содержащие сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля представлены преимущественно вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами в плагиолерцолитах нижних частей массива. МПГ, золото и серебро попутно извлекались из руд с момента открытия месторождений финскими геологами в 40-е годы прошлого столетия [Медно-никелевые..., 1999 и др.]. Содержание ΣМПГ в сульфидной фазе печенгских руд обычно составляет 1–3 г/т (Pd >> Pt), достигая 7,5 г/т в карбонатно-сульфидных шлирах и «медистых» разновидностях руд Аллареченского месторождения [Гавриленко, 2003].

Территория Финляндии

В настоящее время на территории Финляндии известно 34 платинометалльных рудных объекта (рис. 3) преимущественно протерозойского возраста, по 24 из которых подсчитаны запасы и в ряде случаев заложены тестовые рудники [Iljina, 2009]. Платинометалльное оруденение в них относится к следующим рудно-формационным типам: в расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивах (возраст 2,4–2,45 млрд лет); МПГ-содержащий сульфидный медно-никелевый в ультрамафитовых интрузивах типа Кейвитса (возраст 1,90–2,05 млрд лет); МПГ-содержащий сульфидный медно-никелевый в офиолитовых комплексах (Оуткумпу).

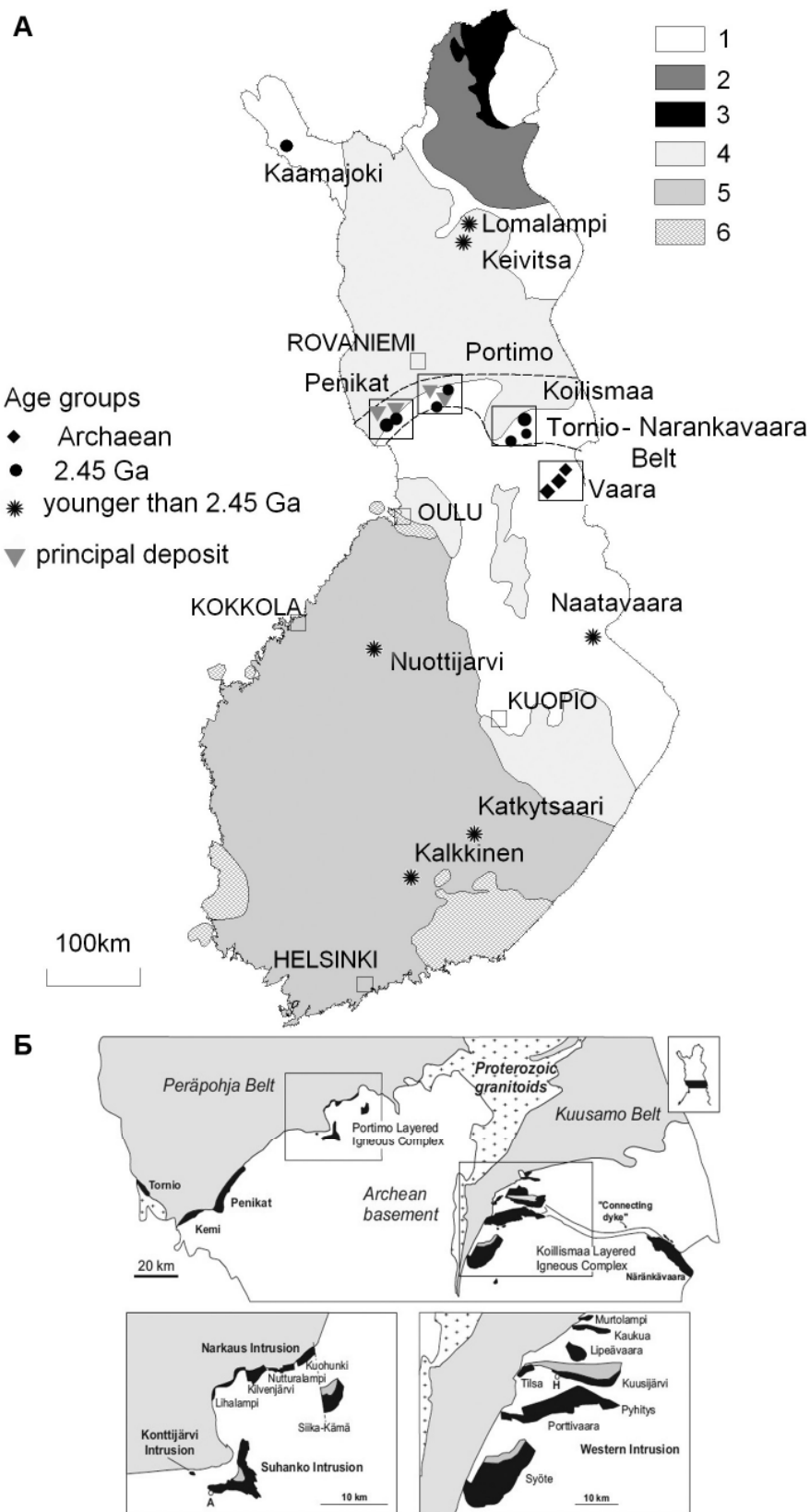


Рис. 3. (А) Схема размещения платинометалльных месторождений Финляндии [Iljina, 2009]

1 – архейский домен; 2 – Лапландский гранулитовый пояс; 3 – Инари комплекс; 4 – Карельский домен; 5 – Свекофенский домен; 6 – граниты рапакиви;
(Б) Геологическое положение и морфология расслоенных интрузивов пояса Торнио-Нярянкяваара

Платинометалльное оруденение в расслоенных интрузивах Финляндии представлено характерными для классических расслоенных комплексов типами: платиноносными малосульфидными рифами расслоенных серий, обогащенными МПГ сульфидными скоплениями в нижних частях интрузий и в краевых сериях (контактный тип), «оффсетные» (наложенные) МПГ-содержащие сульфидные концентрации.

Наиболее крупные и перспективные платинометалльные месторождения находятся на севере страны в расслоенных интрузиях субширотного палеорифтового пояса Торнио-Нярьян-Ваара длиной 300 км (рис. 3), прослеживающегося на территорию Карелии (Олангская группа расслоенных интрузий) (рис. 2).

В интрузиях Наркауз и Пенникат установлены три потенциально крупных платинометалльных месторождения рифового типа со средним содержанием ΣМПГ и Au до 4–9 г/т (табл. 1). Рифы Паасиваара, Сомпуярви и Сиика-Кямя были первыми МПГ-содержащими рифами из обнаруженных в начале 1980-х гг. за пределами Южной Африки и шт. Монтана (США). Позднее были открыты рифы Ала-Пеникка в интрузии Пенникат и Рюттикангас в интрузии Суханко [Iljina, 2009]. По соотношению средних содержаний МПГ в рудах и их запасами в этих интрузивах (рис. 4) наиболее экономически перспективными представляются большеобъемные месторождения с невысокими (<2 г/т) содержаниями суммы платиноидов и золота.

Таблица 1. Запасы и содержания рудных элементов в крупнейших благороднометалльных месторождениях Финляндии [Iljina, 2009]

Месторождение	Содержание рудных элементов в руде/запасы, т						Запасы руды в млн т
	Pt, г/т	Pd, г/т	Rh, г/т	Au, г/т	Cu, мас. %	Ni, мас. %	
Рифовый тип							
Siika-Kama	0,72/31	2,70/116	–	0,11/5	0,21/90	0,08/34	43,1
Sompujarvi	3,08/21	5,36/36	0,38/3	0,10/1	–	–	6,7
Paasivaara	4,04/20	2,58/13	0,08/0,4	0,61/3	0,28/14	–	5,0
Контактный тип							
Ahmavaara	0,17/32	0,82/154	–	0,10/19	0,17/319	0,07/131	187,8
Konttijarvi	0,27/20	0,95/71	–	0,07/5	0,10/75	0,05/38	75,2
Keivitsa	0,28/40	0,18/25	–	0,12/17	0,42/592	0,30/423	141,0
Всего запасов	164 т	415 т	3,4 т	50 т	1090 тыс. т	626 тыс. т	458,8

Примечание. Keivitsa – неклассифицированный тип. Запасы для Ni и Cu – в тыс. т.

В интрузии Пенникат, находящейся северо-восточнее хромитового месторождения Кеми [Halkoaho, 1991], установлено два маломощных (~1 м), но достаточно протяженных (15–23 км) и обогащенных ЭПГ (5–10 г/т) рифа – Сомпуярви и Паасиваара, разрабатывающихся тестовыми рудниками.

Благороднометалльное оруденение комплекса Портимо представлено двумя типами – контактовым массивных и вкрапленных сульфидных руд (Cu, Ni) краевой серии и малосульфидным рифовым расслоенных серий [Alapieti, 2008]. Наиболее значительные платинометалльные концентрации связаны с неравномерной сульфидной вкрапленностью (пирротин, халькопирит, пентландит) в перидотитовом горизонте мощностью 10–30 м краевой серии интрузий Ахмаваара, Суханко, Вааралампи и др. Средние содержания МПГ в рудном горизонте составляют ~2 г/т, максимальные – 50 г/т (Конттиярви, Ахмаваара). Проведенными с 2000 г. компаниями «Gold Fields Limited» и «Outokumpu Oy» геологоразведочными работами, сопровождавшимися тестовой добычей руды, подсчитаны запасы для бортового содержания 0,5 г/т

(ΣМПГ, Au) на месторождениях Конттиярви и Ахмаваара, равные 175,05 т (табл. 1), и ресурсы МПГ и Au в количестве 119,2 т на уч. Нуттуралампи, Куохунки и Сиика-Каме. Позднее [Iljina, 2009] запасы МПГ и Au в расслоенном комплексе Портимо были наращены до 447,8 т.

Расслоенные интрузии комплекса Койллисмаа во многом, включая и платинометалльное оруденение, сходны с таковыми комплексов Пенникат и Портимо. Наиболее минерализована краевая зона Западной интрузии комплекса Койллисмаа, прослеживающаяся по всему ее простиранию (~100 км). Содержания ЭПГ и цветных металлов в ней сильно варьируют. Вследствие этого одни рудные объекты более обогащены цветными металлами (Лавотта, Куусиярви, Русамо), другие же представляются исключительно благороднометалльными (Каукуа, Муртолампи) [Iljina, 2009].

Типичными представителями «оффсетного» (наложенного) типа благороднометалльного оруденения, пространственно ассоциирующегося с расслоенными магматическими комплексами, являются Cu-Pd рудопроявления

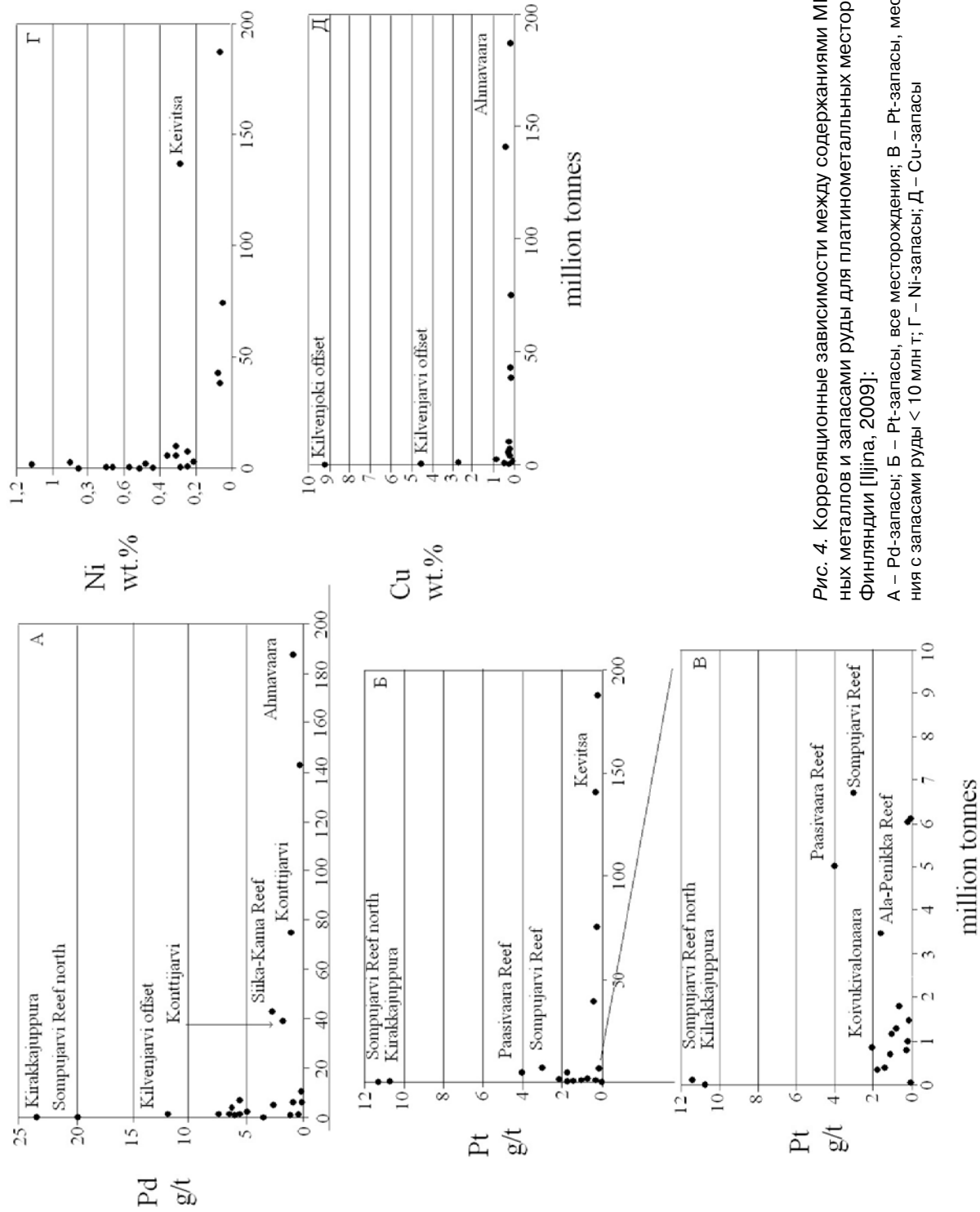


Рис. 4. Корреляционные зависимости между содержаниями МПГ, цветных металлов и запасами руды для платинометаллических месторождений Финляндии [Iljina, 2009]:
 А – Pd-запасы; Б – Pt-запасы, все месторождения; В – Pt-запасы, месторождения с запасами руды < 10 млн т; Г – Ni-запасы; Д – Cu-запасы

(Кильвенярви и Кильвенйоки), установленные ниже подошвы интрузии Наркауз комплекса Порtimo. Они представлены халькопиритовыми жилами с содержаниями $\Sigma\text{МПГ} + \text{Au}$ до 100 г/т и бедными сульфидными вкрапленными рудами [Iljina, 2009].

МПГ-содержащий сульфидный медно-никелевый в ультрамафитовых интрузиях (возраст 1,90–2,05 млрд лет) тип платинометалльного оруденения представлен месторождениями в интрузиях Кейвитса и Нуоттиярви (рис. 3), открытых в середине 1980-х гг. Это типичные большеобъемные месторождения с низкими содержаниями полезных компонентов, повышающимися в отдельных рудных столбах (Ni – 1,01%, Cu – 0,21%, ЭПГ – 2,4 г/т). Ресурсы месторождения Кейвитса до глубины 300 м оценены канадской компанией Scandinavian Minerals Ltd на начало 2006 г. в размере (при бортовом содержании никеля 0,2 %) 86 млн т руды, содержащей в среднем 0,31 % Ni , 0,44 % Cu , 0,01 % Co , 0,15 г/т Au , 0,21 г/т Pd и 0,32 г/т Pt (или 266,6 тыс. т Ni , 378,4 тыс. т Cu , 8,6 тыс. т Co , 12,9 т Au , 18,1 т Pd и 27,5 т Pt). До глубины 1000 м ресурсы подсчитаны для бортового содержания никеля – 0,1 % и 0,2 %. По первому варианту ресурсы составили 831 млн т руды с 0,22 % Ni (1828,2 тыс. т Ni), 0,31 % Cu (2576,1 тыс. т Cu), 0,01 % Co , 0,15 г/т Pd (83,1 т Pd) и 0,13 г/т Pt (108 т Pt); по второму – 432 млн т руды с 0,29 % Ni (1252,8 тыс. т Ni), 0,45 % Cu (1944 тыс. т Cu), 0,01 % Co (43,2 тыс. т Co), 0,1 г/т Au (43,2 т Au), 0,12 г/т Pd (51,8 т Pd) и 0,16 г/т Pt (69,1 т Pt). Ежегодно на месторождении планируется добывать открытым способом ~3,5 млн т руды с максимальной глубиной карьера 300 м.

Благороднометалльная минерализация, ассоциирующаяся с сульфидной медно-никелевой, отмечается также в некоторых свекофенских (~1,90 млрд лет) ультрамафитовых интрузиях Южной Финляндии (Ваммала, Кюльмякски, Калккинен, Кяткитсаари), но ее масштабы по состоянию изученности представляются крайне незначительными.

МПГ и Au-содержащее оруденение в VMS-месторождениях (Cu , Co , Ni , Zn , Ag , Au) офиолитового комплекса Оутокумпу (~1,96 млрд лет). За все время эксплуатации этих месторождений (1910–1989 гг.) было добыто 28 т золота, присутствовавшего преимущественно в самородном виде. Содержание золота в рудах составляло 0,8 г/т, серебра – 8,9 г/т. Кроме этого, в рудах, по данным В. Кнауфа, установлен целый ряд минералов МПГ (эрликманит, лаурит, ирар-

сит, осарсит, сперрилит, андуит и др.), а также содержащие Os , Ir , Ru и Rh в сумме до 15 мас. % (Ru – до 1,7, Os – до 9,3, Ir – до 3,2, Rh – до 0,5) герсдорфит и Co -герсдорфит.

Территория Швеции

В Швеции собственно платинометалльных месторождений нет, но в последние десятилетия открыто большое число (~80) расслоенных интрузивов протерозойского возраста (2,44 и ~1,9 млрд лет), с которыми связаны благороднометалльные рудопроявления [Filen, 2001]. Среди них наиболее крупными (до 50–60 км²) являются массивы Kukkola, Nottrask, Nasberg, Noting, Kljpsio, Bottenbasken и Flinten (рис. 5).

В интрузиве Kukkola (2,44 млрд лет, S – ~60 км²), характеризующемся четким расслоенным строением, установлены 4 хромитовых горизонта мощностью 0,10–2,7 м с содержаниями (г/т) Pt – 0,6, Pd – 1,1, Au – 0,08, Cr_2O_3 – 7,0–22,8 %. В сульфидсодержащих метапироксенитах и метаперидотитах отмечаются более высокие содержания Au – 0,84 и 3,6 г/т, соответственно.

В массиве Nottrask (6×4 км), имеющем концентрически зональное центробежное строение от оливиновых габбро с ультрамафитовыми слоями к магнетитовым габбро, норитам и диоритам, содержания Pt достигают 2,74, Pd – 1,33, Au – 0,68 и Ag – 20 г/т.

В интрузиве Nasberg (9×4,5 км) – в сульфидсодержащих габбропироксенитах с кумулятивной структурой, перемежающихся с горнблендитами, содержания Pt (г/т) – до 1,2–1,3, Pd – 3,9–4,5, Au – 0,2–0,3.

Для массива Kljpsio наиболее высокие концентрации рудных компонентов (Pt – до 21 г/т, Ni – 0,63–0,85%, Cu – 0,37–1,03%) отмечаются в контактовой зоне гарцбургитов и пироксенитов расслоенной серии.

Сравнительный анализ платиноносности Карельского региона и сопредельных территорий

Рудно-формационная систематизация платинометалльного оруденения территории Карелии и сопредельных ей регионов [Иващенко, Голубев, 2011] свидетельствует о следующих главных металлогенических закономерностях размещения и формирования месторождений МПГ на Фенноскандинавском щите и соответствующих перспективах Карельского региона.

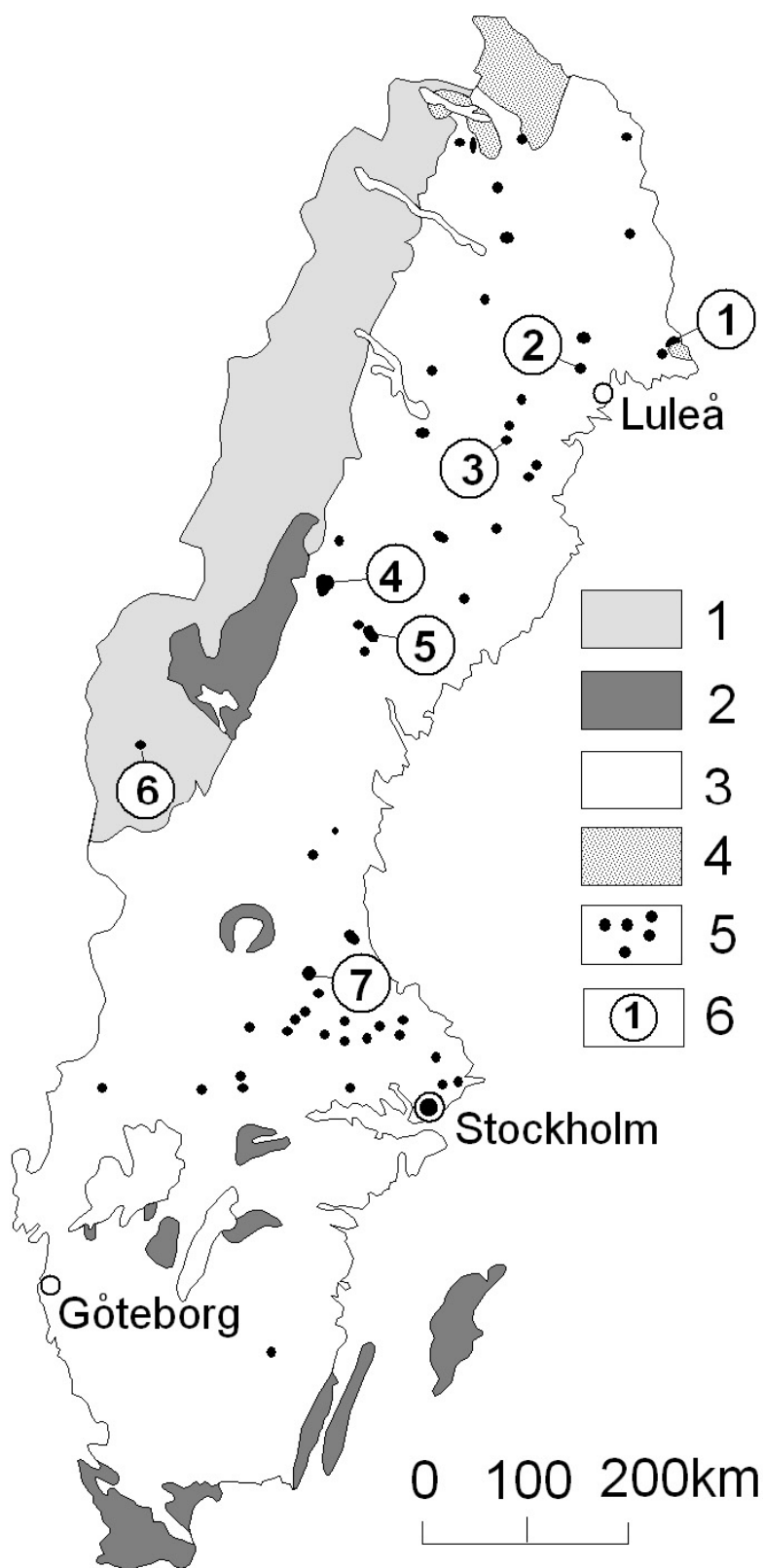


Рис. 5. Схема расположения расслоенных мафических интрузий на территории Швеции [Filén, 2001]:

1 – каледониды; 2 – фанерозойские осадочные породы; 3 – протерозойские породы; 4 – архейские породы; 5 – свекофенские расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии; 6 – наименование интрузий: 1 – Куккола, 2 – Ноттраск, 3 – Насберг, 4 – Нотинг, 5 – Клаппсйо, 6 – Боттенбаккен, 7 – Флинтен

Архей

Из четырех генетических групп платинометалльного оруденения в архее Фенноскандинавского щита по состоянию изученности наиболее перспективным представляется климовский тип (полигенно-полихронный в метасоматитах по офиолитам и изначально рудоносным мафит-ультрамафитовым интрузиям). Другие типы МПГ-содержащего архейского оруденения крайне незначительны по масштабам и бедны по содержаниям благородных металлов. Кроме того, согласно данным геохимических, петрологических и геохронологических исследований в совокупности с результатами геодинамических реконструкций обстановок проявления коматиитового магматизма в Карело-Кольском регионе [Кожевников, Светов, 2001; Кожевников, 2007; Сорохтин и др., 2009], на Фенноскандинавском щите в целом не стоит ожидать открытий экономически значимых Cu-Ni месторождений коматиитового типа, а следовательно, и платинометалльных промышленных объектов, ассоциирующихся с ними. Для архея щита промышленно перспективным типом МПГ-оруденения остается только один – полигенно-полихронный климовский, область распространения которого связывается с субширотной зоной (Кирунаваара – Чупа) свекофеннской активизации архейских доменов, идентифицируемой проявлением галоидного метасоматоза, минералами-индикаторами которого служат турмалин и скаполит [Frietsch, 1997; Петров и др., 2007; Шевченко и др., 2009].

Благороднометалльное оруденение в архейских углеродсодержащих сланцах представлено несколькими мелкими проявлениями и пунктами минерализации, являющимися преимущественно золоторудными с попутными платиноидами. Все они по состоянию изученности не имеют промышленных перспектив. Вследствие этого лопийский уровень углеродонакопления в осадочно-вулканогенных толщах в пределах Карельского региона представляется в настоящее время малоперспективным на стратиформное платинометалльное оруденение.

Протерозой

Детальная типизация платинометалльного оруденения в расслоенных магматических комплексах щита, выполненная преимущественно на базе хорошо исследованных расслоенных интрузий Финляндии [Alapieti, 2008; Iljina, 2009], в приложении к аналогичному или родственному магматизму Карело-Кольского региона приведет, по всей вероятности, к открытию здесь новых месторождений. Приоритетным в этом аспекте является МПГ-ору-

денение двух типов – малосульфидного и наложенного. При прогнозе малосульфидного платинометалльного оруденения надо учитывать его избирательную приуроченность, согласно мировой практике, к двум формационным типам расслоенных плутонов. Благороднометалльный потенциал первого – норит-ортопироксенит-гарцбургитового мезоабиссальной и абиссальной фаций глубинности определяется протяженными малосульфидными платинометалльными горизонтами – «Риф Меренского» в Бушвельде, «J-M Риф» в интрузиве Стиллуотер, в Мончегорском плутоне. Богатое сульфидное Cu-Ni оруденение в связи с ним распространено мало. Со вторым типом, представленным гипабиссальными дифференцированными массивами габбро-пироксенит-верлитовой формации и маломасштабными расслоенными габброноритовыми интрузиями внутриконтинентальных рифтогенных обстановок, связаны крупные месторождения пояса Томпсон в Канаде, приуроченные к лейконорит-анортозитовым горизонтам расслоенных серий. Подобные интрузивы с соответствующим типом платинометалльного оруденения прогнозируются на севере Карелии в связи с субширотными трансформными разломами в пределах Лапландско-Онежской проторифтогенной системы.

Кроме платиноносных расслоенных интрузивов возраста 2,45–2,50 млрд лет, на территории Финляндии в конце прошлого века выявлены рудоносные интрузии (Кейвитса, Нуоттиярви) с возрастом 1,90–2,05 млрд лет [Iljina, 2009 и др.]. С ними связаны одноименные комплексные (Cu, Ni, Co, Pt, Pd, Au) большеобъемные месторождения с низкими содержаниями полезных компонентов, пригодные для открытой разработки. В Карело-Кольском регионе рудоносные расслоенные комплексы такого возраста неизвестны, но перспективы их выявления, учитывая пространственную приуроченность интрузий Кейвитса и Нуоттиярви к проторифтогенным структурам раннепротерозойского возраста, прослеживающимся на российскую территорию, представляются достаточно высокими.

Положительные перспективы Карельского региона на **МПГ-содержащее сульфидное медно-никелевое оруденение Печенгского типа** основываются на результатах разработки новой модели глубинного строения Онежской впадины и сравнительного ее сопоставления с Печенгской структурой и Норильским рудным районом [Трофимов, Голубев, 2010]. Наиболее перспективной площадью в этом аспекте является восточный борт Онежской структуры, где по геофизическим данным мощность протерозоя 0,5–1,0 км, что позволяет прогнозировать наличие здесь флексурного перегиба – предполагаемого места локализации рудоносных

МПГ-содержащих Cu-Ni интрузий в эвапоритовой формации (туломозерская свита).

Сравнительный анализ платиноносности **черных сланцев** Карельского региона в сопоставлении с сопредельными территориями Фенноскандинавского щита показал, что относительно наиболее значимые проявления МПГ этого типа выявлены преимущественно только в Карелии.

Платиноносные углеродсодержащие сланцы людиковийского возрастного уровня распространены в пределах трех депрессионных структур – Онежского прогиба (заонежская свита), Куолаярвинского прогиба (куолаярвинская свита), Саволадожской зоны (соанлахтинская свита), характеризующихся наиболее полным нижнепротерозойским вулканогенно-осадочным разрезом. К настоящему времени наиболее изучены в аспекте их платиноносности черные сланцы Онежского прогиба, где сконцентрирована подавляющая часть МПГ-рудных объектов от их общего числа в нижнепротерозойских углеродистых сланцах Карельского региона. Пространственно ассоциирующееся с ними платинometальное оруденение Онежской структуры по комплексу признаков подразделяется на 4 типа [Савицкий и др., 1999], из которых только (Падминский) уран-благороднометалльно-ванадиевый в метасоматитах зон СРД представлен реальными рудными объектами с достоверными запасами V и попутных компонентов (U, МПГ, Au, Mo, Re). Промышленная оценка этого типа благороднометалльного оруденения может существенно возрасти в связи с выявлением комплекса признаков, свидетельствующего об участии в его образовании процессов глубинного гипергенеза [Черников, 2001 и др.] и вследствие этого возможного масштабного концентрирования МПГ и Au вне уран-ванадиевых рудных тел. Подтверждением этого является установление максимальных концентраций благородных металлов на месторождении Падма (по единичным анализам) за пределами уран-ванадиевых руд в нижних частях приповерхностной зоны окисления (Au – ~ 10 г/т, Pd > 100 г/т, Ag > 1000 г/т) и в глубинной (гематитизированной) зоне окисления (Pd – 22 г/т, Au – 2,5 г/т, Pt – 1,1 г/т, Ag – 330 г/т) [Черников, 2001]. Представляется также, что большое влияние на рудоотложение и локализацию платинometальной минерализации мог оказывать в силу своих восстановительных свойств метан, экстрагируемый растворами из богатых углеродистым веществом пород. При этом место локализации рудных концентраций будет зависеть не от мест залегания богатых углеродистым веществом пород, а от структурных условий.

С платиноидным оруденением остальных трех типов в черных сланцах Онежского прогиба остается много неясностей и нерешенных вопросов, несмотря на то что ряд их особенностей и характеристических признаков, как полагается [Савицкий и др., 1999], достаточно точно определены и систематизированы, а прогнозные ресурсы подсчитаны. Вместе с тем очевидно, что Онежский рудный район специализирован на стратиформное платинometальное оруденение в черносланцевых комплексах (Толвуйский тип) и отвечает общим закономерностям размещения и особенностям формирования такого типа оруденения [Яцкевич и др., 1994]. Этот тип оруденения в Онежской структуре является одним из необходимых условий для формирования платиноносных месторождений в метасоматитах зон СРД и пространственно ассоциирующихся с ними. В совокупности по закономерностям проявления платинometальное оруденение Онежского рудного района сопоставимо с известными в мире (Южный Китай, США, Канада, Австралия) промышленными месторождениями полиметалльно-платиновых руд в черных сланцах [Coveney, Chen, 1991 и др.].

Углеродсодержащие сланцы людиковия Куолаярвинской (куолаярвинская свита) и Саволадожской (питкярантская и соанлахтинская свиты) структур изучены на предмет их платиноносности, по сравнению с Онежской впадиной, крайне недостаточно. Однако даже результаты небольшого числа аналитических определений МПГ и золота в черных сланцах этих структур однозначно демонстрируют их вероятную перспективность на благороднометалльное оруденение, аналогичное установленному в Онежской структуре.

В Куолаярвинской структуре выявлено значительное число проявлений (Алакертти, Алим-Курсунъярви) и пунктов минерализации МПГ, ассоциирующихся с углеродсодержащими сланцами [Афанасьева и др., 2004]. Аналитические данные по черным сланцам этой структуры [Ахмедов и др., 2001б] показали их отчетливую платинometальную специализацию и, судя по отдельным ураганным концентрациям платиноидов (Pt – 5,91 г/т, Pd – 80,69 г/т), высокую вероятность открытия в них промышленного стратиформного МПГ-оруденения.

В Саволадожской структуре для черных сланцев соанлахтинской свиты (М. Янисъярви, Леппясюрья, Райконкоски, Ковадъярви) отмечаются высокие содержания, г/т, Au (до 1,3) и МПГ (до 1), сопровождающиеся повышенными концентрациями V, Mo, Zn, Ag, Se [Иващенко, Лавров, 1997; Попов и др., 1997]. В углеродсо-

держащих сланцах питкьярантской свиты также отмечаются повышенные содержания (г/т) ΣМПГ (до 1), Au (до 2 г/т) и Ag (до 32 г/т) – проявления Поткулампи и Нутъярви [Попов, Торицын, 1995]. В целом же черные сланцы сортавальской серии более отчетливо геохимически специализированы на золото, чем на МПГ [Иващенко, Лавров, 1997].

В последние годы в Восточной Карелии (структура Ветреный Пояс) и на примыкающей к ней территории Архангельской области выявлено благороднометалльное оруденение палеороссыпного типа в вендских конгломератах – проявления Нименьга [Медведев, 2003] и Шапочка [Шевченко и др., 2007], а также в четвертичных отложениях. Содержание ΣМПГ + Au составляет 2–4 г/м³. Из них на долю МПГ, среди которых резко преобладает платина (Pt – 85,5, Ir – 2,7 %, Os – 1,4 %, Rh – 1,0 %, Pd, Ru – <1), приходится 15–20 %. Коренным источником благородных металлов в вендских конгломератах могли быть только неизвестные рудные объекты в пределах проторифтогенной структуры Ветреный Пояс. Судя по размерности платиновых зерен в конгломератах (до 2 мм) и очень высокому Pt/Pd отношению (>100), их коренной источник характеризовался богатым платинометалльным оруденением уральского типа и представлял собой, по-видимому, крупный дифференцированный дунит-клинопироксенитовый массив (или несколько массивов), удаленность которого от палеороссыпи не превышала нескольких десятков километров. С меньшей вероятностью источником благороднометалльного оруденения в конгломератах могли быть рудоносные черносланцевые горизонты, геохимически сходные с нежданским типом оруденения.

Прогнозная оценка платиноносности и перспективы территории Карелии на крупные месторождения МПГ

Основу мировой базы металлов платиновой группы составляют месторождения малосульфидной рудной формации в расслоенных раннепротерозойских ультрабазит-базитовых интрузивах (90 % мировых запасов) и сульфидной медно-никелевой [Додин и др., 2000]. Для Карелии характерны те же закономерности, но с существенно возрастающей ролью платиносодержащих рудных формаций – хромитовой и титаномагнетитовой с сопутствующими ЭПГ при крайне незначительном проявлении сульфидной медно-никелевой. В связи с этим большое прогнозное значение в металлогеническом аспекте МПГ

региона приобретает формационный и геодинамический анализ соответствующего интрузивного магматизма.

Раннепротерозойский магматизм и связанное с ним платинометалльное оруденение контролируются в Карельском регионе Онежско-Беломорско-Лапландской рифтогенной системой и процессами, связанными с ее неоднократной активизацией. Главная осевая зона рифта приурочена к Беломорскому подвижному и Лапландскому гранулитовому поясам (рис. 6), в пределах которых закартировано большое число мелких массивов, принадлежащих в основном к габбро-лерцолит-пироксенитовой и вебстерит-габброноритовой формациям. U-Pb возраст наиболее крупного из них – Ковдозерского массива – равен 2436 ± 9 млн лет [Баянова, 2002]. Известны также габбро-анортозитовые массивы с возрастом 2450 ± 10 млн лет (Колвицкий) [Магматизм..., 1995]. С отдельными интрузивами этих формационных типов связано син- и эпигенетическое сульфидное Cu-Ni оруденение [Медно-никелевые..., 1985]. Главная зона рифтогенной системы, вероятно, соответствует отдельной благороднометалльной субпровинции – Беломорской, перспективы и масштабы которой пока не ясны. По аналогии с классическими рифтогенными обстановками, наиболее важными в металлогеническом аспекте представляются плечи рифта. Им соответствуют платинометалльные субпровинции – Кольская (северо-восточное плечо) и Карельская (юго-западное плечо).

На северо-восточном плече рифта развита система нижнепротерозойских палеорифтовых прогибов, образующая протяженный пояс Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзуга (рис. 6). Приуроченные к ним расслоенные массивы Кольской металлогенической субпровинции (Мончегорский, г. Генеральской, Федорово-Панский) являются наиболее ранними – ~2500 млн лет [Баянова, 2002]. На юго-западном плече, представляющем менее эродированным, система палеорифтовых прогибов имеет большую площадь и протяженность. С юго-востока вдоль оси рифта она представлена структурами – Онежской, Ветреный Пояс, Лехтинско-Шомбозерской, Пана-Куолаярвинской (Россия), Сала-Соданкюля (Финляндия) и Карасйок (Норвегия). Возраст расслоенных массивов Карельской и Беломорской металлогенических субпровинций, а также Имандровского лополита на 50–60 млн лет моложе вышеназванных в Кольской субпровинции (рис. 6).

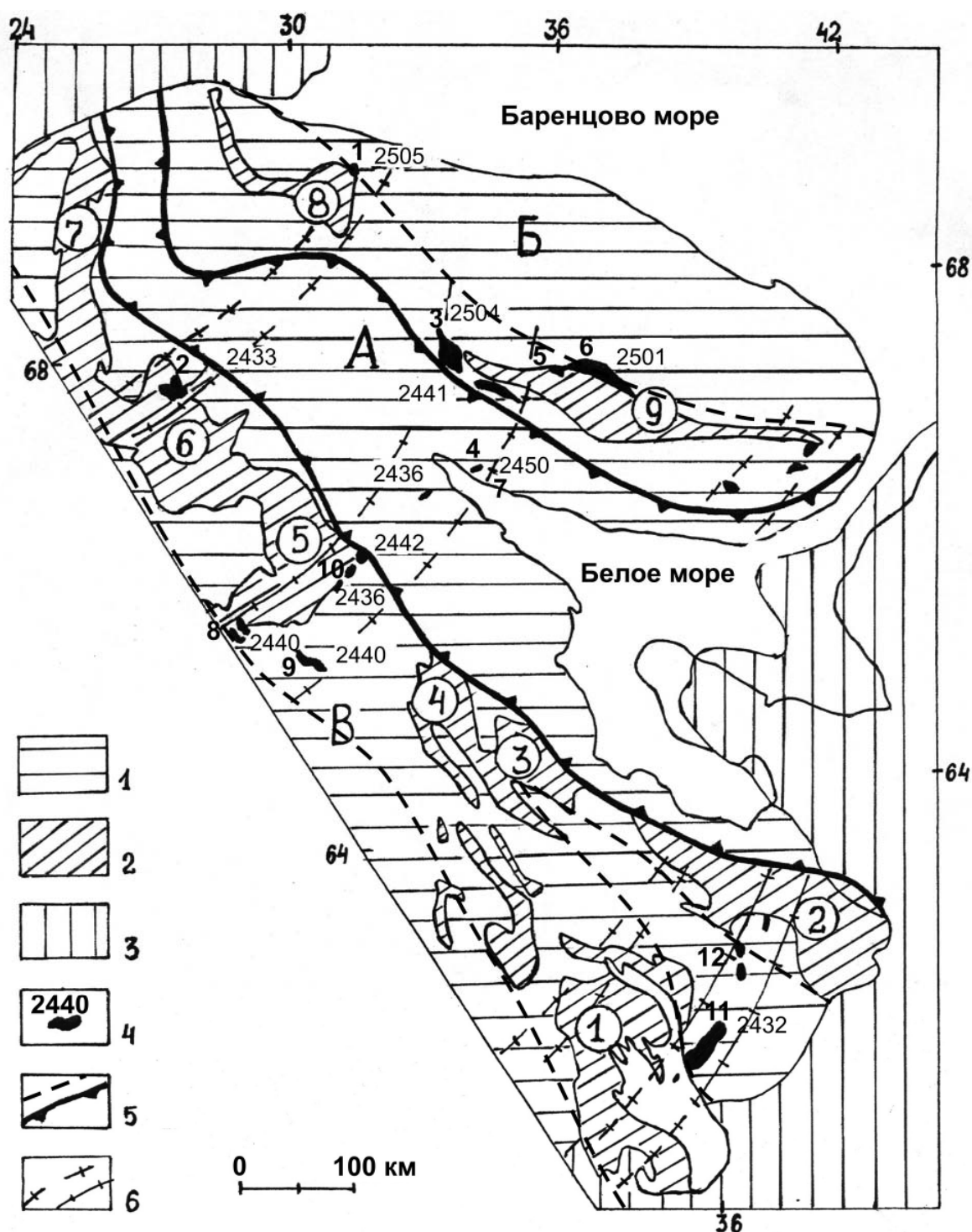


Рис. 6. Раннепротерозойская Онежско-Лапландская внутриконтинентальная рифтогенная структура, по: [Трофимов и др., 2002] с использованием данных: [Щеглов и др., 1993; Баянова, 2002; Турченко, 2007]:

1 – архейские нерасчлененные образования; 2 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – фанерозойские отложения; 4 – расслоенные интрузии и их изотопный возраст в млн лет (цифры на схеме: 1 – г. Генеральская, 2 – Койтилаинен, 3 – Мончегорская, 4 – Имандровская, 5, 6 – Федорово-Панский, 7 – Колвицкая, 8 – Койлисмаа, 9 – Нярянкяваара, 10 – Олангская группа, 11 – Бураковский, 12 – Монастырская группа); 5 – границы осевой зоны рифта и главные разломы; 6 – поперечные зоны растяжения, контролирующие внедрение расслоенных интрузий: А – главная осевая зона рифта (Беломорская платиноносная субпровинция – потенциальная), Б – северо-восточное плечо рифта (Кольская платиноносная субпровинция), В – юго-западное плечо рифта (Карельская платиноносная субпровинция); 1–9 (О): 1 – раннепротерозойские компенсационные структуры прогибания: 1 – Онежская, 2 – Ветреный Пояс, 3 – Лехтинская, 4 – Шомбозерская, 5 – Пана-Куоляярвинская, 6 – Сала-Соданкюля, 7 – Карасйок, 8 – Печенгская, 9 – Имандра-Варзугская

Анализ пространственной ориентировки расслоенных интрузивов Карело-Кольского региона показывает [Трофимов и др., 2002], что имеются разновозрастные группы, ориентированные вдоль главной оси рифта – Койлисмаа (Нярянкя-ваара – Портиваара) (2436–2446 млн лет), Имандра, Федорово-Панский, Мончегорский (~2500 млн лет), и ряд практически одновозрастных массивов, группирующихся в поперечные пояса: 1 – Бураковско-Монастырско-Шидмозерский; 2 – Кеми-Контиярви-Олангский и, возможно, другие. И если первый трассируется в пределах Карельского плеча, то во второй достаточно хорошо вписываются и массивы главной оси рифта – Ковдозерский перидотит-габброноритовый и Колвицкий габбро-анортозитовый, а также ориентированные вкрест пояса Имандровский (Кольская субпровинция) и Койлисмаа (Карельская субпровинция), имеющие очень узкий временной интервал формирования – 2436–2450 млн лет.

Закономерности размещения расслоенных интрузий, их возрасты и ряд других особенностей свидетельствуют о том, что мы, вероятно, имеем дело лишь с фрагментом крупной, видимо, трехлучевой рифтовой системы – Лапландско-Беломорско-Онежской, развивающейся по границе с Русской платформой и перекрытой ее отложениями. Поперечные пояса (раздвиговые зоны) – Бураковско-Монастырско-Шидмозерский и Кеми-Контиярви-Олангский – развиваются параллельно предполагаемому Онежскому лучу рифта север-северо-восточного простирания. Такая схема развития рифтогенеза из всех нижнепротерозойских прогибов выводит по перспективности на первый план две структуры – Ветреный Пояс и Онежскую. Последнюю в этом случае следует относить к перикратонной, а не к интракратонной, как это считалось ранее [Трофимов и др., 1999].

Наличие расслоенных массивов, параллельных главной оси Онежско-Беломорско-Лапланд-

ского рифта в Имандра-Варзугской и Пана-Куо-ляярвинской структурах, предопределяет возможность нахождения таковых в структурах Ветреный Пояс и Лехтинско-Шомбозерской. Кроме того, по северному обрамлению Онежской впадины предполагается наличие еще одной поперечной раздвиговой зоны трансформного характера (направление Суоярви – Медвежьегорск – Вирандозеро), в юго-западной части которой имеется мощная, протяженностью около 30 км, дайка Кивач-Сямозеро, относимая к формации расслоенных интрузий, и предполагается наличие ее аналогов на участках Виетукка-лампи и Святнаволок. Возможно, к формации раннепротерозойских расслоенных интрузий относится и Хюрсюльский дифференцированный гипербазитовый массив. Таким образом, для территории Карелии не исключается вероятность нахождения новых расслоенных интрузивов, что существенно расширяет перспективы МПГ-оруденения малосульфидного типа.

Металлогеническая специализация раннепротерозойского этапа рифтогенной активизации Кольской субпровинции определяется Ni, Cu, Cr, ЭПГ с платинометалльным оруденением двух формаций – сульфидной и малосульфидной. Для Карельской субпровинции к этому набору элементов с подчиненным значением Ni и Cu добавляются Ti, V (Муставаара, Пудожгора и др.). Основные рудно-формационные типы ЭПГ – малосульфидный, титаномагнетитовый, хромитовый (табл. 2).

Выводы

1. Территория Карелии является перспективным платиноносным регионом северо-запада России с прогнозными ресурсами ЭПГ ~2000 т и преобладанием в них ресурсов сопутствующих платинометалльных типов оруденения (>60%) – титаномагнетитового с ванадием и хромитового.

Таблица 2. Сводная таблица прогнозных ресурсов МПГ и сопутствующего золота для Карельского региона

Рудно-формационные типы	Прогнозные ресурсы БЭ, т				
	ЭПГ по категориям				Au
	P ₁	P ₂	P ₃	Всего	
Собственно платинометалльный тип					
Малосульфидный платинометалльный	258,0	420,0	402,0	1080,0	3,0
Сопутствующие платинометалльные типы					
Платиносодержащий хромитовый	—	10,0	110,0	120,0	*
Платиноидносодержащий титаномагнетитовый	191,9	429,0	50,0	670,9	295,0
Сульфидный платиноидно-медно-никелевый	1,6	11,0	3,0	15,6	*
Платино-полиметалльный онежского типа	5,0	1,0	95,0	101,0	70,0
Итого ресурсов сопутствующих ЭПГ	198,5	451,0	258,0	907,5	365,0
Всего ресурсов ЭПГ по Республике Карелия	456,5	871,0	660,0	1987,5	368,0

Примечание. * – ресурсы не оценивались; с использованием данных [Савицкий и др., 1990, 1999; Ключин, 1994; Ганин и др., 1995; Тытык и др., 1997; Трофимов и др., 2002; Крупнейшее месторождение..., 2009 и др.].

2. Наиболее экономически значимым и перспективным рудно-формационным типом собственнo платинометалльного оруденения является малосульфидный, связанный с расслоенными интрузивами перидотит-габброноритовой формации.

3. Имеются реальные предпосылки для выявления расслоенных перидотит-габброноритовых массивов, ориентированных вдоль Лапландской ветви Онежско-Лапландского рифта и в поперечных раздвиговых зонах, субпараллельных предполагаемой Онежской ветви.

4. Кроме платиноносных расслоенных интрузивов возраста 2,45–2,50 млрд лет, в пределах Карелии прогнозируются подобные же интрузии, но с возрастом 1,90–2,05 млрд лет, с которыми по аналогии с территорией Финляндии (Кейвитса и Нуоттиярви) могут быть связаны комплексные (Cu, Ni, Co, Pt, Pd, Au) большеобъемные месторождения с низкими содержаниями полезных компонентов, пригодные для открытой добычи.

5. Огромные ресурсы БЭ – ~1000 т (Pt, Pd, Au), сконцентрированные в дифференцированных интрузивах габбродолеритов пудожгорского комплекса в пределах контуров подсчета запасов двух ванадий-титаномагнетитовых месторождений – Пудожгорском и Койкарско-Святнаволоцком, определяют вероятность выявления более глубоких магнезиальных фаций (гипабиссальных), не уступающих им по запасам БЭ, но с более богатым платиновым оруденением.

6. Согласно новой модели глубинного строения Онежской структуры прогнозируется открытие в ее пределах сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений печенгского типа в связи с гипербазитами трапповой формации.

Литература

Афанасьева Е. Н. и др. Проведение поисков месторождений золота в пределах Лежневской площади Республики Карелия. Отчет // Фонды ВСЕГЕИ. СПб., 1997.

Афанасьева Е. Н. и др. Составление прогнозно-металлогенической карты на благороднометалльное оруденение Пана-Куоляярвинского прогиба м-ба 1 : 200 000. Отчет // Фонды ВСЕГЕИ. СПб., 2004.

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

Ахмедов А. М., Голубев А. И., Шурыгин В. Н. Геохимические аномалии благородных металлов в черных сланцах Салла-Куоляярвинского прогиба (Северная Карелия) // Геология и полезные ископае-

мые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2001б. С. 26–32.

Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2002. 46 с.

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

Гавриленко Б. В. Минерагения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита: Дис. ... докт. геол.-минер. наук. Апатиты, 2003. 399 с.

Ганин В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет // ФГУ «ТФИ по Республике Карелия». Петрозаводск, 1995.

Гинсбург И. И. Полезные ископаемые побережья Кандалакшского залива Белого моря // Труды Северной научно-промысловой экспедиции. Петрозаводск, 1921. В. 7. 64 с.

Голубев А. И., Иващенко В. И. Карельская благороднометалльная провинция – минерально-сырьевой потенциал XXI века северо-запада России // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. С. 135–148.

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

Голубев А. И., Трофимов Н. Н., Лавров М. М., Филиппов Н. Б. Рудно-формационные типы платиновых объектов Карелии // Платина России. Т. V. М., 2004. С. 335–344.

Гурская Л. И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: Наука, 2000. 208 с.

Додин Д. А., Чернышов Н. М., Яцкевич Б. А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.

Иванченко В. И., Давыдов П. С. Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Сб. материалов проекта Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. В. II. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 70–78.

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

Иващенко В. И., Лавров О. Б. Благороднометалльное оруденение Юго-Западной Карелии // Проблемы золотоносности и алмазности Севера европейской части России. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1997. С. 44–51.

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

Кожевников В. Н. Термальные условия в архейской мантии и алмазоносность кратонов // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России: Материалы Всерос. конф. (Петрозаводск, 12–15 ноября 2007 г.). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. С. 168–170.

Кожевников В. Н., Светов С. А. Мантийные и коровые термальные аномалии в архее и раннем протерозое: региональный анализ, глобальные корреляции, металлогенические следствия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2001. С. 3–17.

Корчагин А. У., Субботин В. В., Митрофанов Ф. П., Минеев С. Д. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения // Стратегические минеральные ресурсы – основа устойчивого развития Севера. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 12–33.

Крупнейшее месторождение хрома в России. Инвестиционная возможность. ЗАО «Норит». 2009. 17 с.

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

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

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 254 с.

Медведев Л. В. Разведка и добыча золота и металлов платиновой группы на Нименьгской площади: Инвест. проект. Архангельск, 2003.

Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Отв. ред. Г. И. Горбунов, Х. Папунен. Л.: Наука, 1985. 330 с.

Медно-никелевые месторождения Печенги / Отв. ред. Н. П. Лаверов. М.: ГЕОС, 1999. 236 с.

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

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

Митрофанов Ф. П. Раннедокембрийская геодинамика, магматизм и металлогения Кольской провинции // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12, № 4. С. 567–570.

Митрофанов Ф. П., Яковлев Ю. Н., Балабонин Н. Л. и др. Кольский регион – новая платинометаллическая провинция // Геология и генезис платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 65–79.

О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2009 г. // Гос. докл. Министерства природных ресурсов РФ / Гл. ред. С. Е. Донской. ИАЦ «Минерал», ФГУНПП «Аэрогеология». М., 2010.

Петров О. В., Шевченко С. С., Ахмедов А. М. Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной

части Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России: Материалы Всерос. конф. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. С. 292–296.

Пожиленко В. И. Позднеархейский расслоенный диорит-базит-гипербазитовый массив Оспе-Лувтуайвенч (Кольский Полуостров) // Сборник материалов проекта Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. В. II. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 89–96.

Поликарпов В. И. Отчет Центральной экспедиции № 2 о результатах специализированного геологического картирования м-ба 1 : 50 000, проведенного по геологическому заданию 2-44 на Гирвасской площади в 1988–1991 гг. // Фонды ГП «Невскгеология». Л., 1991.

Попов В. Е., Торицын А. Н. Благородные металлы (Au, Ag, МПГ) в стратиформных редкометалльно-полиметаллических рудах Северного Приладожья // Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России: Тез. докл. регион. симпозиум. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1995. С. 135–137.

Попов В. Е., Робонен В. И., Стромов В. А., Торицын А. Н. Золотоносность южной части зеленокаменного пояса Иломанси // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1997. С. 41–44.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2002. С. 47–58.

Савицкий А. В., Петров Ю. В., Зайцев В. С. и др. Оценка перспектив северо-западной части Онежского прогиба и его обрамления на выявление крупных месторождений комплексных руд. Отчет по геологическому заданию 311 // Фонды ВСЕГЕИ, ГП «Невскгеология». Л., 1990.

Савицкий А. В., Былинская Л. В., Зайцев В. С. и др. Стратиформное комплексное оруденение в черных сланцах Онежского рудного района – новый перспективный нетрадиционный источник благородных металлов // Платина России. Т. III. М., 1999. С. 241–259.

Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Козлова Н. Е., Мартынов Е. В. Позднеархейские коматииты и глобальные особенности их рудоносности // Докл. РАН. 2009. Т. 425, № 2. С. 237–239.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Пудожгорское благороднометаллическое титаномagnetитовое месторождение. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2008. 120 с.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Филиппов Н. Б. Платиноидно- и золотосодержащие ванадий-титаномagnetитовые месторождения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии // Платина России. Т. III. М., 1999. С. 200–211.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Путинцева Е. В. и др. Оценка перспектив новых источников элементов платиновой группы в Республике Карелия. Отчет // ТГФ РК. Петрозаводск, 2002.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Лавров М. М., Ганин В. А. Перспективные типы платинометалльного оруденения в расслоенных интрузиях Карелии // Платина России. Т. V. М., 2004. С. 205–225.

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

Тытык В. М. и др. Отчет о результатах геолого-разведочных работ первого этапа (предварительная разведка), проведенных на Лебяжском, Светлозерском, Восточно-Вожминском Cu-Ni и Северо-Вожминском Cu-Zn месторождениях в Сегежском и Медвежьегорском районах РК в 1990–1994 гг. по договору с Текобанком (объект Кивиярви) // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1997.

Федюк А. В., Морозов С. А., Фурман В. И. Отчет о результатах поисковых работ на никель в пределах центральной части Вожминского массива ультрамафитов и прилегающих площадей за 1978–1979 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1979.

Чащин В. В., Галкин А. С., Озерянский В. В., Дедюхин А. Н. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон (Кольский п-ов) // Геол. рудн. месторожд. 1999. Т. 41, № 6. С. 507–515.

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

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

Шевченко С. С., Ахмедов А. М., Крупеник В. А. и др. Золотоносность вендских отложений и подстилающих их метасоматитов структурной зоны Ветре-

ный пояс // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России: Материалы Всерос. конф. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. С. 439–443.

Яцкевич Б. А., Глухоедов Н. В., Филько А. С. и др. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России // Платина России. Т. 2. М., 1994. С. 227–248.

Alapieti T. T. Classification of the Fennoscandian early Palaeoproterozoic (2,5–2,4 Ga) layered intrusion and related PGE deposits / Kola-Karelia GIS. Mineral Deposits of the Eastern Part of the Fennoscandian Shield. NavigaSIG CD-ROM v. 1.0. Moscow: Russian-French Metallogenic Laboratory, 2008.

Coveney R. M., Chen N. Ni-Mo-PGM-Au rich ores in Chinese black shales and speculation on possible analogues on the United States // Mineral Deposita. 1991. Vol. 26, N 2. P. 83–88.

Filen B. Swedish layered intrusions anomalous in PGE-Au // Weihed P. (ed.). Economic geology research. Vol. 1. 1999–2000. Uppsala: Sveriges geologiska undersokning, 2001. C 833. P. 33–45.

Frietch R., Tuisku P., Martinson O. et al. Early proterozoic Cu-Au and Na-Cl metasomatism in Northern Fennoscandia // Ore geology reviews. 1997. Vol. 12, N 1. P. 1–34.

Halkoaho T. A. A. Platinum-group minerals in the lower part of megacyclic unit IV of the Penikat layered intrusion, northern Finland // GFF. 1991. Vol. 113. P. 49–51.

Iijina M. Platinum-group element database of Finland // Project publication An Interreg-Tacis Project: Strategic Mineral Resources of Lapland – Base for the Sustainable Development of the North. Vol. II. Apatity: KSC RAS, 2009. P. 6–11.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Голубев Анатолий Иванович

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

Ивашченко Василий Иванович

ведущий научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: 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

Ivashchenko, Vasily

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

УДК 549.514 51+553,623.7 (470.22)

КАРЕЛО-КОЛЬСКАЯ КВАРЦЕНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Л. А. Данилевская

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Приведены результаты изучения кварцевого сырья Карело-Кольского региона за последние 15 лет. Представлена систематизация генетических типов кварцевых образований региона. На основе детальных минералого-технологических исследований основных перспективных объектов кварцевого сырья сделаны выводы о качестве сырья и возможных областях применения. Определены наиболее важные задачи по дальнейшему изучению кварцевого сырья региона. Сделан вывод о перспективности освоения Карело-Кольского региона как кварценосной провинции.

К л ю ч е в ы е с л о в а : кварцевое сырье, Карело-Кольская кварценосная провинция, генетический тип, минералого-технологические исследования, высокочистые концентраты.

L. A. Danilevskaya. KARELIAN-KOLA QUARTZIFEROUS PROVINCE

The results of studies of quartz raw material in the Karelian-Kola region over the past 15 years are reported. The genetic types of quartz formations in the region have been systematized. Having carried out detailed mineralogical and handling studies of the most promising sources of quartz raw material we drew conclusions about the quality of the raw materials, and their potential applications. The priority tasks for further investigation of quartz raw materials in the region are defined. It is argued that the Karelian-Kola region is a promising quartziferous province for the mining industry.

Key words : quartz raw material, Karelian-Kola quartziferous province, genetic type, mineralogical and handling studies, high purity concentrates.

Введение

Кварцевое сырье является одним из важнейших видов минерального сырья с широким диапазоном использования более чем в 20 отраслях промышленности. Кроме того, оно входит в четвертую группу перечня стратегических видов сырья, наряду с U, Mn, Cr. В целом под «кварцевым сырьем» следует подразумевать кварцсодержащие породы, которые могут рассматриваться как потенциальные источники получения кварцевых концентратов средней и

повышенной чистоты: мономинеральные (жильный кварц, ядра и блоки пегматитового кварца – традиционные типы сырья); полиминеральные (кварциты, кварцсодержащие сланцы и т. п. – нетрадиционные типы сырья).

В настоящее время отечественная промышленность обеспечена на длительную перспективу рядовым кварцевым сырьем (для варки различных стекол, синтеза искусственных кристаллов) [Ярмак, Турашева, 1998; Борисов и др., 2004]. Наиболее дефицитным (с постоянным ростом потребления в среднем

5–8 % в год) является кварцевое сырье, пригодное для получения кварцевых концентратов высокой и ультравысокой чистоты (с суммарным содержанием элементов-примесей <100 ppm и <30 ppm), которые используются для производства плавленного кремнезема, поли- и монокристаллического кремния [Шатнов, Тигетова, 2004; Белоусова, Петров, 2010 и др.]. Дефицит данных видов кварцевого сырья, наблюдающийся как в России, так и во всем мире, обусловлен возросшими требованиями к качеству кварцевых продуктов и существующей монополией в этой отрасли американской компании Unimin (90 % рынка) [Белоусова, Петров, 2010], запасы сырья у которой ограничены.

Россия по числу разведанных запасов кварцевого сырья является одной из лидирующих стран в мире – запасы гранулированного и прозрачного кварца составляют 4,6 млн т, однако отсутствие подготовленного фонда сырья для производства высокочистых концентратов (ВЧК) значительно снижает интенсивность их освоения [Турашева, 2004; Шатнов, Тигетова, 2004]. В связи с этим первоочередными задачами являются: переоценка существующей минерально-сырьевой базы кварца с учетом современных требований промышленности к ВЧК; поиск новых, в том числе нетрадиционных, типов кварцевого сырья; совершенствование технологий переработки кварцевого сырья; разработка методик прогнозирования качества кварцевых продуктов на стадии проведения поисково-разведочных работ [Борисов и др., 2004; Серых и др., 2004 и др.]. На территории России выделяют четыре кварценозные провинции: 1 – Уральскую (с Приполярно-Уральской и Южно-Уральской субпровинциями), 2 – Карело-Кольскую, 3 – Прибайкальскую, 4 – Южно-Якутскую. Наибольшее количество разведанных запасов и ресурсов кварцевого сырья находится в пределах Уральской провинции. На долю Карело-Кольской провинции приходится около 6 % учтенных запасов и ресурсов кварцевого сырья для плавки прозрачного кварцевого стекла [Борисов и др., 2011].

Проводившиеся в последние 15 лет в Институте геологии работы по изучению кварцевого сырья на территории Карело-Кольской кварценозной провинции показали, что помимо традиционно известных месторождений пегматитов Беломорско-Лапландской пегматитовой провинции, жильного гранулированного кварца месторождения Перчатка и Кейвского кварцевожильного района, можно выделить целый ряд объектов кварцосодержащих пород, пер-

спективных для получения ВЧК и других востребованных кварцевых продуктов [Данилевская и др., 2004; Данилевская, Щипцов, 2007 и др.]. Ресурсный потенциал Карело-Кольской кварценозной провинции может быть значительно расширен за счет вовлечения в процесс освоения новых перспективных объектов, за счет комплексной оценки многокомпонентных руд, а также с использованием новых подходов в обогащении кварцевого сырья, в том числе нетрадиционных типов.

Генетические типы кварцевого сырья

Исследование генетической принадлежности проявлений кварцевого сырья является важным моментом в их изучении. Содержание этих исследований позволяет раскрыть понятие о природе кварцеобразующих растворов, их геохимической специфике, процессах вторичных изменений, что является важным фактором при разработке критериев прогноза и поисков месторождений кварцевого сырья, а также при оценке его минералого-технологических особенностей и обогатимости.

Классификации месторождений кварцевого сырья по генетическим признакам разрабатывались различными исследователями [Ермаков, 1958; Лазько, 1958; Гудков, 1967; Карякин, Смирнова, 1967; Минерагения..., 1977; Емлин и др., 1988]. Общая систематика кварцевых образований по формационному принципу была представлена Е. П. Мельниковым [Геология..., 1988]. Онтогенетический подход в классификации жильного кварца Урала предложен Ю. А. Поленовым [2008]. Детальная классификация природных типов жильного кварца, основанная на степени перекристаллизованности первичного кварца, была представлена Г. И. Крыловой [2001].

На основе исследованных геологических условий формирования кварцевых образований, их минералого-петрографических и геохимических особенностей впервые проведена систематизация всех изученных в разной степени кварцосодержащих пород Карело-Кольского региона, в основу которой были положены формационные принципы классификации эндогенных и экзогенных серий Е. П. Мельникова, а также онтогенетические принципы, учитывающие полигенность развития кварцосодержащих пород и позволяющие проследить историю формирования кварца с учетом его генезиса и последующих преобразований в результате рекристаллизации и перекристаллизации, заложенные в классификации жильного кварца Ю. А. Поленова (табл. 1). Выделены разновидности кварца на основе особенностей его мик-

роструктуры, которые отражают степень деформации и перекристаллизации кварца, что в свою очередь определяет качественные характеристики сырья. На данный момент нет однозначных датировок возраста ряда кварцевых

образований, об их приуроченности к определенным геологическим процессам можно судить только по косвенным признакам, в связи с этим в систематизации кварцевых образований временной фактор не учитывается.

Таблица 1. Генетические типы кварцевого сырья Карело-Кольской кварценосной провинции

Генетический тип	Подтип	Степень деформации и перекристаллизации (разновидность)	Месторождение, проявление
Эндогенная серия			
Пегматитовый	Керамические пегматиты (первично-зернистый) Мусковит-керамические пегматиты (первично- и вторично-зернистые, частично перекристаллизованные)	Деформированный Деформированный, слабо рекристаллизованный	Кюръяла Яккима Хетоламбино Левин Наволок Риколатва Слюда
Метаморфогенно-пегматитовый	Мусковитовые пегматиты (вторично-зернистый перекристаллизованный) Мусковит-редкометалльные пегматиты (вторично-зернистый, перекристаллизованный)	Слабо деформированный, слабо рекристаллизованный Интенсивно деформированный Интенсивно деформированный, слабо рекристаллизованный в условиях ЭАмФ	Малиновая Варакка Тэдино Пиртима
Магматогенно-гидротермальный (с наложенными метасоматическими изменениями)	Жильный золоторудный (первично-зернистый, частично перекристаллизованный)	Слабо деформированный, рекристаллизованный в условиях ЗФ	Майское
Метаморфогенно-гидротермальный	Жильный первично-зернистый (молочно-белый)	Слабо деформированный в условиях ЗФ Интенсивно деформированный и рекристаллизованный в условиях нижних ступеней ЭАмФ Интенсивно деформированный и рекристаллизованный с наложенной кристаллизацией в условиях ЗФ Интенсивно деформированный, рекристаллизованный в условиях нижних ступеней ЭАмФ, минерализованный Интенсивно рекристаллизованный	Койкары Корпярви Ихоярви Семиостровский, Червуртский (Б. Кейвы) Фенькина Лампи Меломайс
	Жильный частично перекристаллизованный (переходный)		Б. Кейвы Маягино (М. Кейвы)
	Жильный первично-зернистый динамометаморфизованный (стекловидный)	Слабо деформированный	Б. Кейвы
	Жильный вторично-зернистый рекристаллизованный, в том числе гранулированный	Гранулированный в условиях АмФ Гранулированный в условиях ЭАмФ	Перчатка Рухнаволок Хизоваара Кукасозеро Шуерецкое Б. Кейвы Маягино (М. Кейвы) Хизоваара Семиостровский (Б. Кейвы) Восточная Хизоваара
Метаморфогенно-метасоматический	Кварц-кианитовые метасоматиты	Рекристаллизованный в условиях ЭАмФ	
	Кварц-мусковитовые метасоматиты	Рекристаллизованный в условиях ЭАмФ	
Метаморфогенно-осадочный	Кварцитовый Перекристаллизованные кварциты	Слабо перекристаллизованный Перекристаллизованный в условиях ЗФ Интенсивно перекристаллизованный в условиях ЭАмФ и АмФ Интенсивно перекристаллизованный с наложенной вторичной рекристаллизацией в условиях ЭАмФ	Метчангъярви Семиостровский (Б. Кейвы) Кукасозеро Степаново озеро
Экзогенная серия			
Эрозионно-осадочный	Прибрежно-морские россыпи		Одинчижный и др.

Примечание. Фации метаморфизма: ЗФ – зеленосланцевая, ЭАмФ – эпидот-амфиболитовая, АмФ – амфиболитовая.

Характерной особенностью является преобладание кварцевых образований метаморфогенной группы, что обусловлено спецификой Карело-Кольского региона как территории с длительной геологической историей развития и неоднократным проявлением процессов тектономагматической активизации и метаморфизма, в результате которых часто сформировавшиеся кварцсодержащие породы вовлекались в последующие геологические события и неоднократно испытывали процессы деформации и перекристаллизации. Разнообразие генетических типов кварцевых образований обусловлено развитием на данной территории различных геолого-фациальных комплексов пород, отличающихся по составу, геохимической специфике рудоконтролирующих растворов, РТ-условиям формирования. Все эти факторы определяют специфику типоморфных свойств кварца, которые уникальны не только для определенных типов кварцевого сырья, но и для конкретных месторождений и проявлений.

Изученность кварцевого сырья и перспективы использования

На данном этапе изучения кварцевого сырья Карело-Кольской кварценозной провинции в Институте геологии КарНЦ РАН проведен комплекс исследований: обобщены данные изученности кварцевого сырья по фондовым материалам (отчеты поисково-оценочных и разведочных работ); в наиболее перспективных районах проведены поисково-оценочные работы с предварительной оценкой качества кварцевого сырья (Костомукшский р-н, Хизоваара, Половина, Кукаозеро, Корпийярви, Койкары, Янисярви и др.); на отдельных объектах выполнены минералого-технологическое картирование и исследования по обогатимости кварцевого сырья (Фенькина Лампи, Меломайс, Степаново озеро, Восточная Хизоваара, Питкяниеми и др.); по наиболее перспективным объектам разработаны технологические схемы с получением кварцевых продуктов различного качества и назначения (Меломайс, Восточная Хизоваара, Степаново озеро, Перчатка). Результаты исследований кварцевого сырья Карело-Кольского региона, позволяющие говорить о необходимости проведения дальнейших исследований как в целом по региону, так и на отдельных месторождениях и проявлениях, обобщены в различных публикациях [Щипцов и др., 2001; Данилевская и др., 2004, 2011; Данилевская, Щипцов, 2007а, б; Данилевская, Скамницкая, 2009, 2011].

Исследования кварцевого сырья Карело-Кольского региона основывались на принципах технологической минералогии, которая получила широкое развитие благодаря трудам

В. И. Ревнивцева, В. М. Изоитко, Б. И. Пирогова, О. Б. Дудкина и других [Подготовка..., 1987; Пирогов, 1988, 2006; Дудкин, 1996; Изоитко, 1997 и др.]. Одним из главных подходов технологической минералогии является объединение минералогических и технологических исследований минерального сырья, основанное на двойственной природе технологических свойств минералов [Пирогов, 2006]: с одной стороны, они связаны напрямую с генезисом минералов, а с другой – определяют изменчивость свойств минералов в процессах рудоподготовки и обогащения. Поэтому комплексный подход в изучении типоморфных свойств минералов и одновременном проведении технологических исследований является определяющим моментом в понимании особенностей поведения минералов и возможности управления их свойствами в технологических процессах с целью разработки оптимальных схем обогащения. Данный подход в полной мере может быть применим и к кварцевому сырью, учитывая его специфические свойства [Данилевская, 2009].

В статье приведены последние данные, полученные по результатам исследований различных типов кварцевого сырья региона. Рассмотрены не все генетические типы кварца, приведенные в таблице, а наиболее перспективные на примере исследованных месторождений и проявлений. Схема размещения изученных объектов приведена на рис. 1.

Пегматитовый кварц

Долгое время (до конца 1990-х гг.) месторождения мусковитовых пегматитов Беломорско-Лапландской пегматитовой провинции считались основными объектами, пригодными для плавки прозрачного кварцевого стекла, синтеза искусственного кварца и варки многокомпонентного стекла. До начала 1990-х гг. ГОКом «Карелслюда» производилась добыча кварцевого сырья с рудника Малиновая Варакка, которая прекратилась в связи с ухудшением общей экономической обстановки и состоянием кварцевой отрасли промышленности в стране, а также ужесточением требований к кварцевым продуктам повышенной чистоты [Данилевская, Щипцов, 2007б]. Ревизионно-оценочные работы по отвалам месторождения мусковитовых пегматитов Риколатва, проводившиеся в конце 1995–1997 гг., и технологическое опробование в 2001 г. показали, что кварц из отвалов месторождения соответствует сортам плавочного кварца по ТУ-97, однако дополнительных технологических исследований не проводилось, и кварц не добывается [Данилевская, 2008].

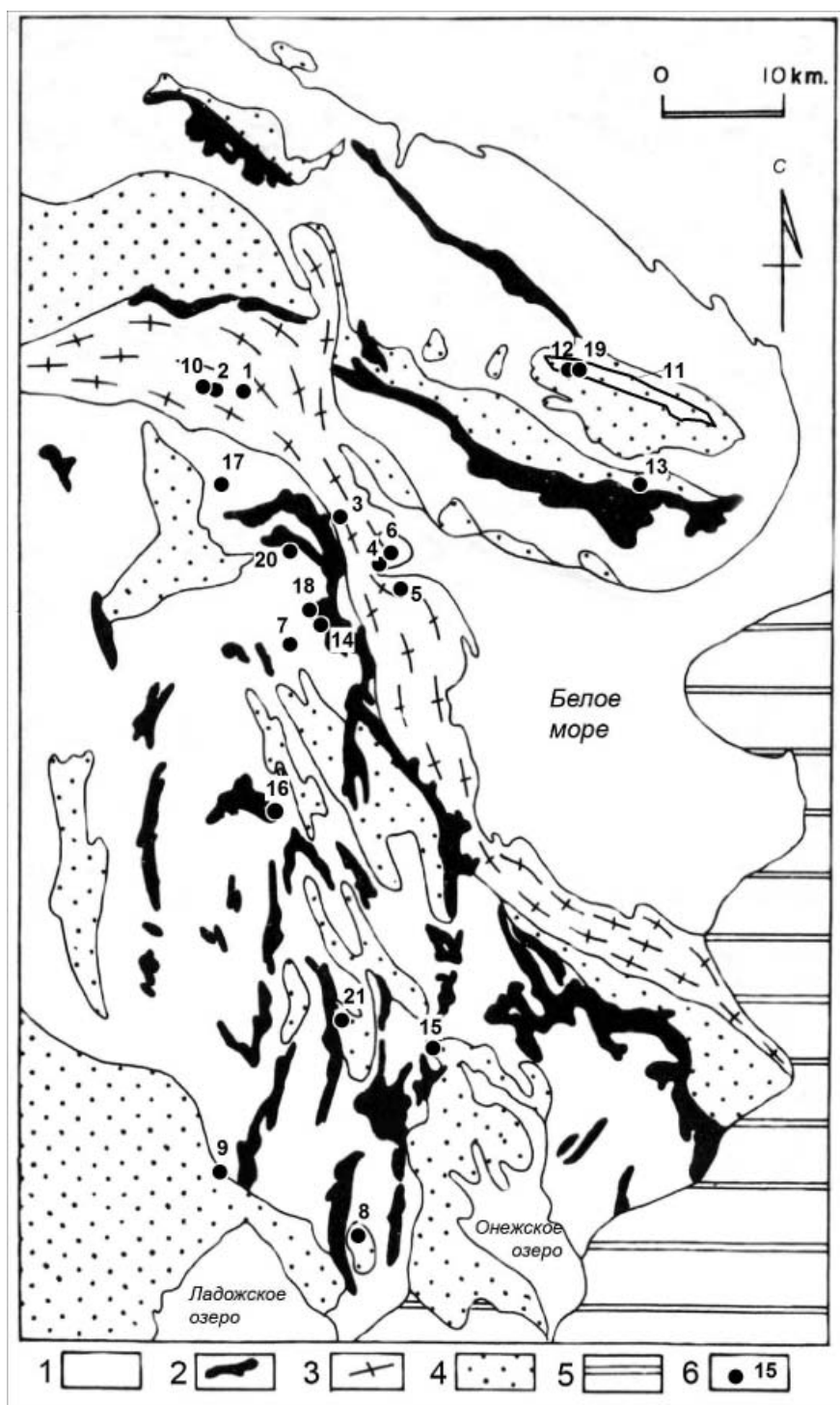


Рис. 1. Схема размещения изученных перспективных объектов кварцевого сырья Карело-Кольского региона на геологической основе (по: [Srinivasan et al., 1993]):

1 – инфракомплекс, включая саамские образования; 2 – лопийские зеленокаменные пояса; 3 – Беломорский подвижный пояс; 4 – протерозойские образования; 5 – платформенный чехол; 6 – месторождения и проявления кварцевого сырья. Изученные объекты кварцевого сырья: 1 – Риколатва, 2 – Слюда, 3 – Тэдино, 4 – Малиновая Варакка, 5 – Левин Наволок, 6 – Хетоламбино, 7 – Пиртима, 8 – Кюръяла, 9 – Яккима, 10 – Перчатка, 11 – Большие Кейвы (Семиостровское, Выхчуртское, Червуртское и Боллоуртинское кварцевожильные поля), 12 – г. Песцовая Кейва, 13 – Маягино (Малые Кейвы), 14 – Рухнаволок, 15 – Фенькина Лампи, 16 – Меломайс, 17 – Майское, 18 – Восточная Хизоваара, 19 – Хребет Серповидный (Большие Кейвы), 20 – Степаново озеро, 21 – Метчангярви

На данном этапе проведенной предварительной минералого-технологической оценки пегматитового кварца различных типов Карело-Кольского региона в качестве перспективных можно выделить мусковит-керамические пегматиты месторождений Слюда, Риколатва, Левин Наволок, Хетоламбино. По данным содержаний элементов-примесей в кварцевых концентратах после предварительного обогащения кварц характеризуется наименьшими суммарными концентрациями примесей (табл. 2). Основные мине-

ральные примеси в кварце данных месторождений находятся в межзерновом пространстве (мусковит, кальцит, полевой шпат) и по микротрещинкам, т. е. могут быть удалены в процессе обогащения (рис. 2, А). Минеральные примеси, усложняющие технологическую обработку, – микровключения плагиоклаза и К-полевого шпата (20–30 мкм), находящиеся внутри зерен кварца (рис. 2, Б). Для очищения от таких включений необходим подбор технологий дробления-измельчения и обогащения.

Таблица 2. Содержания элементов-примесей в кварцевых концентратах из пегматитового кварца после предварительного обогащения, ppm

Месторождение	Fe	Ti	Zr	Al	Mn	Sr	Zn	B	Mg	Ca	Ba	Ni	K	Na	Li	Ge	P	Сумма
Керамические пегматиты недифференцированные																		
Кюрьяла	8	5,5	0,08	370	1,1	0,45	0,32	2,6	0,67	31	0,4	0,03	70	200	18,7	2,8	0,1	711,75
Яккима	11	7,7	0,6	1800	0,64	1,1	0,16	2	0,28	500	0,8	0,05	780	2940	9,5	3,2	72	6129,03
Мусковит-керамические пегматиты дифференцированные																		
Хетоламбино	5,6	3,8	0,021	40	0,1	0,22	0,075	0,4	1,1	16	0,16	0,011	8,2	1,3	0,79	1	0,1	78,877
Левин	1,3	3,6	0,01	60	0,047	0,12	0,058	0,87	0,2	9	0,038	0,011	5,5	27	7,3	2,2	0,1	117,354
Наволок	0,9	2,1	0,07	52	0,2	0,4	0,08	1,6	0,33	16	0,2	0,018	8,5	24	3,8	3,5	0,01	113,708
Слюда	0,5	9,1	0,012	90	0,05	0,14	0,036	0,79	0,16	8,3	0,07	0,022	8,3	2,5	5,5	0,99	0,01	126,48
Мусковитовые пегматиты																		
Малиновая	3,8	8,4	0,021	120	0,13	0,12	0,1	1,7	0,55	11	0,055	0,013	18,5	85	3,3	3,3	0,1	256,089
Варакка	3,2	6,7	0,3	100	0,1	0,3	0,067	0,44	2,8	21	1,3	0,06	47	34	0,77	1,3	0,3	219,637
Мусковит-редкометалльные пегматиты																		
Пиртима	1,9	6	0,13	220	0,11	0,23	0,07	0,68	0,65	7,9	0,46	0,013	125	148	1,7	1,5	0,2	514,543

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Курчатовского института (г. Москва) методом ICP MS.

В кварце месторождений мусковитовых пегматитов наблюдается большое количество микровключений (мусковит, плагиоклаз, К-полевой шпат) внутри зерен кварца, что значительно затрудняет получение чистых кварцевых концентратов из данного типа кварца. Характерной особенностью кварца из мусковитовых и мусковит-керамических пегматитов являются повышенные концентрации Ti, а также Li в концентратах предварительной очистки. Коэффициент титанистости ($K_t = Ti/\Sigma \text{ общ. эл.} \cdot 100 \%$) довольно высокий – от 2 (Слюда) до 7 (Риколатва), что в целом согласуется с общим повышенным содержанием Ti в пегматитах Беломорско-Лапландского пояса [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. По всей видимости, Ti присутствует в кварце в качестве структурной примеси, что связано с повышенными температурами образования и перекристаллизации кварца. Это подтверждает наличие большого количества газовой-жидких включений (ГЖВ) с высоким содержанием газовой фазы, как в виде единичных включений, так и в виде скоплений по трещинкам залечивания (рис. 2, А). Кроме того, Ti образует и само-

стоятельные твердые фазы в виде игловидных включений рутила. Влияние углекисловодных растворов при формировании кварца наблюдается практически во всех месторождениях – характерны цепочки ГЖВ с углекислотой по различным трещинам залечивания (рис. 2, Б).

Вариации концентраций Li в кварце пегматитов связаны с дифференцированностью расплава и степенью перекристаллизации кварца в ходе метасоматоза (в мусковитовых пегматитах) [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. В результате наибольшие содержания Li наблюдаются в недифференцированных керамических пегматитах Южной Карелии (Яккима и Кюрьяла Улялежского пегматитового поля), а в мусковитовых, мусковит-керамических и мусковит-редкометалльных пегматитах они значительно варьируют (табл. 2). При этом наблюдается корреляция содержаний Li с летучими, в частности с B (коэффициент корреляции 0,8).

Для керамических пегматитов в целом характерны высокие концентрации элементов-примесей в концентратах после предварительного обогащения, что связано с присутствием

большого количества минеральных примесей, особенно полевого шпата. Формирование кварца пегматитов проходило при высоких

температурах, о чем говорит присутствие ГЖВ с высоким процентным содержанием газовой фазы, и при участии водно-солевых растворов.

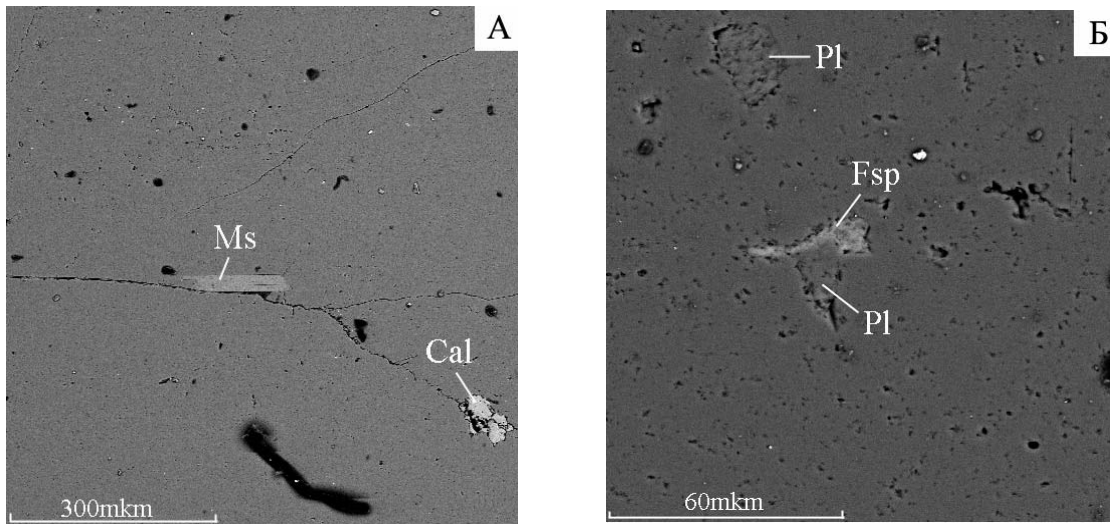


Рис. 2. Минеральные включения в кварце месторождения Риколатва (фото с микроскопа): А – мусковит (MS), кальцит (Cal) по трещинкам; Б – плагиоклаз (Pl), К-полевого шпат (Fsp) внутри зерен кварца

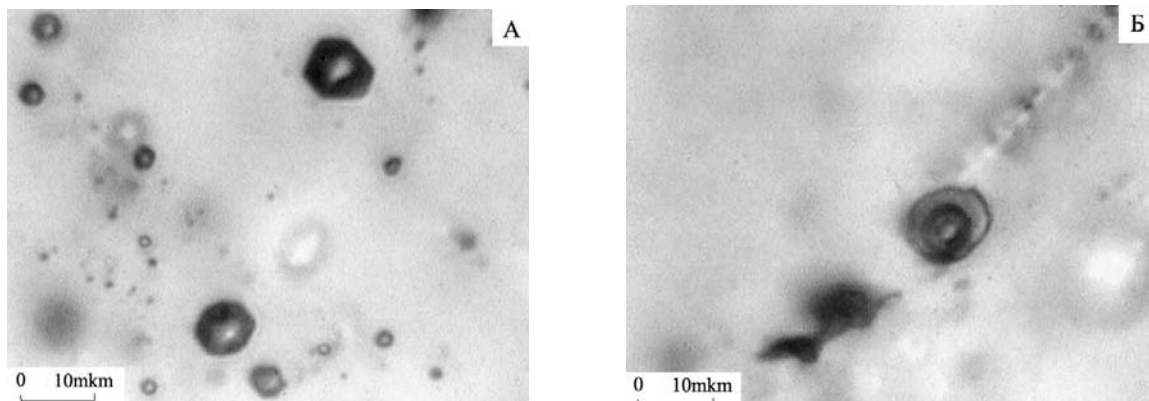


Рис. 3. ГЖВ в кварце (фото шлифов, николи ||): А – существенно газовые включения в кварце Левин Наволок; Б – углекисловодные включения в кварце Малиновка Варакка

В целом на данном этапе исследований можно сказать, что получение ВЧК из пегматитового кварца затруднительно. Это связано как с присутствием трудноудаляемых минеральных включений, так и с высокими концентрациями в некоторых типах пегматитов таких элементов-примесей, как Li и Ti. Проведенные в 2001 г. в Кыштыме технологические испытания по глубокому обогащению кварца из отвалов месторождения Риколатва показали, что, несмотря на суммарные низкие концентрации элементов-примесей в концентратах (32–47 ppm), остаются высокие концентрации Ti (2–5 ppm) (по данным Отчета, Кыштым 2002).

Жильный кварц

Наиболее перспективными кварцевожильными площадями на территории Карело-Кольской кварценовой провинции традиционно считались Кейвский (Семиостровское, Выхчуртское, Червуртское и Боллоуртинское кварцевожильные поля) и Енский (месторождение Перчатка, Енское кварцевожильное поле) районы [Данилевская, 2008], где распространены кварцевые жилы с гранулированным и стекловидным кварцем, которые долгое время считались практически единственными источниками кварцевого сырья для плавки прозрачного кварцевого стекла. Однако удаленность и труднодоступность Кейв не давала

возможности проведения детальных разведочных и добычных работ. А неоднородность кварцевого сырья месторождения Перчатка, несмотря на проводившуюся там добычу кварца с 1988 по 1992 г., а также несоответствие сырья возросшим требованиям потребителей стали одними из основных причин прекращения разработок месторождения.

Минералого-технологические исследования кварца месторождения Перчатка основаны на комплексной оценке месторождения, включая и минерализованные разности кварца, минуя стадию ручной рудоразборки, которая дает значительные потери (до 70 %) уже на начальном этапе добычи кварца [Данилевская, Скамницкая, 2010]. Кроме того, помимо указанных площадей на территории Кольского полуострова, жилы с гранулированным кварцем выявлены и на других территориях Карело-Кольского региона – участки Рухнаволоок, Половина, Шуерецкое (Северная Карелия). Проведена предварительная оценка кварца данных участков [Данилевская и др., 2004], а также детальные минералого-технологические исследования кварца участка Рухнаволоок, как наиболее перспективного.

Особенностью жильного гранулированного кварца является повышенная химическая чистота и прозрачность исходного кварца, что обуславливает постоянный интерес к данному типу сырья как источнику получения концентратов для производства прозрачного кварцевого стекла. Жильный гранулированный кварц является вторично-зернистым агрегатом, образованным в результате метаморфизма или диафореза первично-зернистого, как правило, стекловидного кварца. В зависимости от термодинамических условий метаморфизма первично-зернистых кварцевых жил формирование гранулированного кварца может происходить либо за счет α - β перехода с последующей рекристаллизацией и регенерацией (гранулитовая и амфиболитовая фации метаморфизма), либо за счет катаклаза и рекристаллизации (амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая фация) [Геология..., 1988].

В пределах Карело-Кольского региона жильный гранулированный кварц образовывался в различных геолого-фациальных и термодинамических условиях и, соответственно, имеет свои типоморфные особенности [Данилевская, Шпаченко, 2010].

Для кварца месторождения Перчатка, сформированного в результате грануляции при α - β инверсии и последующей рекристал-

лизации, происходивших в неспокойной тектонической обстановке в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций дистен-силлиманитовой серии при высоком давлении (240–620 МПа) и температуре (630–720 °С), характерно проявление пластической деформации: единичные деформационные изгибы, пластинки деформации, линейно- и неравномерно-блоковая микроструктура, местами переходящая в неясно-блоковую. Присутствие ксенолитов амфиболитов в пределах жильной зоны, интенсивное развитие трещиноватости и минерализации по трещинам внутри кварцевых жил обусловило присутствие большого количества разнообразных минеральных примесей в кварцевых жилах, основными являются: мусковит, плагиоклаз, К-полево шпат, эпидот, амфибол (роговая обманка), кальцит (рис. 4). В подчиненном количестве присутствуют биотит, апатит, хлорит, кианит, сульфиды, рутил. Установлено, что основными минеральными примесями, затрудняющими процессы обогащения, могут быть мелкие включения внутри зерен кварца: плагиоклаза (20–50 мкм, по составу близкого к олигоклазу № 30), эпидота-клиноцоизита (разм. 10–50 мкм), реже амфибола (роговой обманки, разм. 20–30 мкм) и флогопита (50–100 мкм), а также иногда К-полевого шпата, пироксена (авгита) и мусковита (рис. 5).

В пределах Кейвской площади, по данным фондовых материалов, встречаются кварцевые жилы линзовидной и пластообразной формы с гранулированным кварцем различной зернистости, рекристаллизованным крупнозернистым и крупно-грубозернистым и рекристаллизованным кварцем с признаками грануляции, а также жилы, сложенные молочно-белым кварцем. Формирование жил с гранулированным кварцем в пределах Больших Кейв, локализованных в кварц-мусковитовых сланцах песчовотундровской свиты, и Малых Кейв (уч. Маягино), локализованных в зоне контакта кианит-мусковитовых сланцев червуртской свиты с метабазами и породами Имандра-Варзугской зоны, связано с образованием зон сдвиговых деформаций на фоне регионального метаморфизма амфиболитовой фации ставролит-биотит-кианит-мусковитовой субфации (повышенных давлений) [Бельков, 1963]. Интенсивное проявление стресс-метаморфизма обусловило образование катаклаз-гранулированного кварца, представленного крупнозернистым агрегатом зерен с гранобластовой неравновесной структурой.

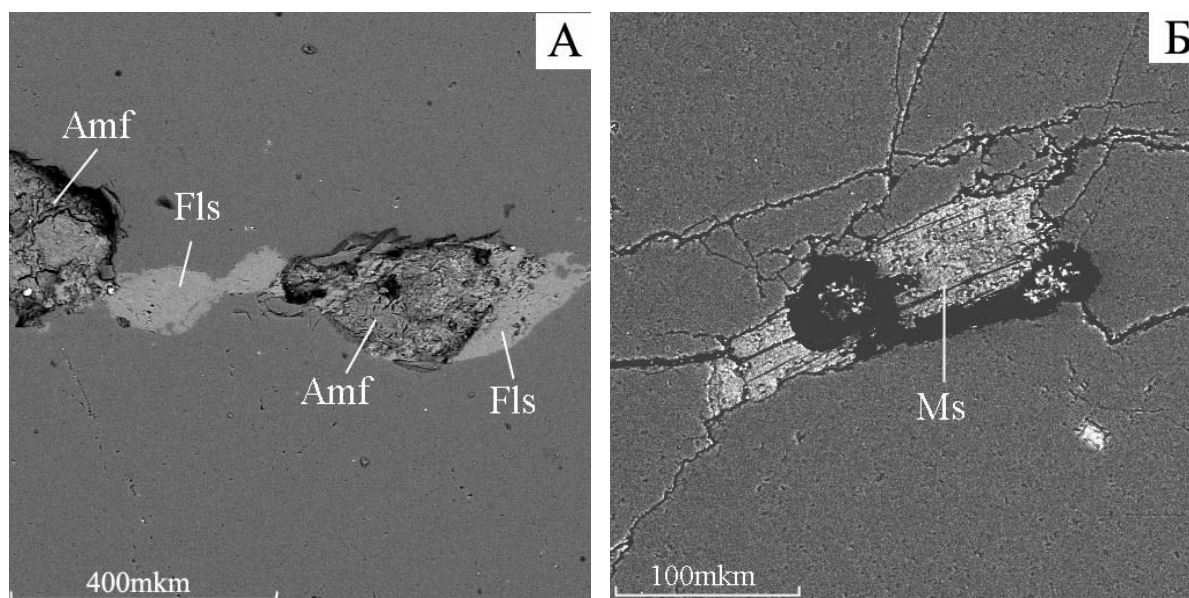


Рис. 4. Основные минеральные примеси в кварце месторождения Перчатка (фото с микроскопа Tescan):

А – К-полевой шпат (Fls), амфибол (Amf); Б – мусковит (Ms)

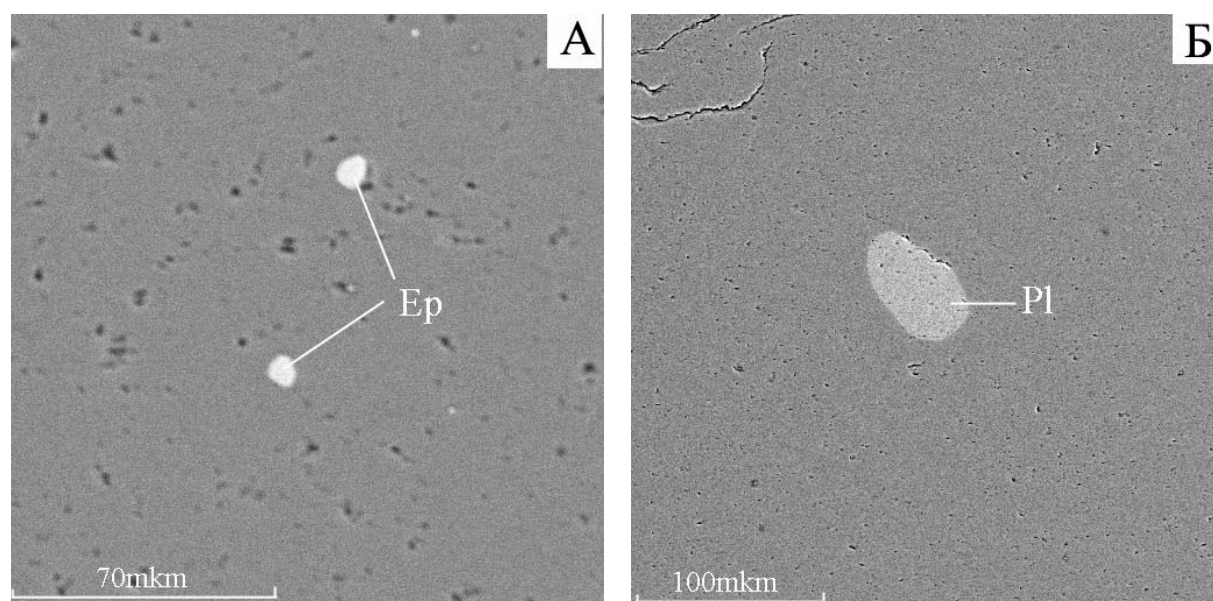


Рис. 5. Микроминеральные включения в кварце месторождения Перчатка (фото с микроскопа Tescan):

А – эпидот (Ep); Б – плагиоклаз (Pl)

В качестве минералов-примесей присутствуют полевой шпат, мусковит, биотит, ильменит, хлорит, рутил, кианит, силлиманит, амфибол, ставролит, пирит, халькопирит, графит, карбонаты, циркон. Наиболее распространенными являются полевой шпат (для гнейсовых толщ) и мусковит (для сланцевых толщ), ильменит, биотит, рутил, кианит и силлиманит имеют второстепенное значение. Проводившиеся в 1993–1997 гг. исследования кварца различных типов в пределах кварцевожильных

полей Кейв показали, что вариации химического состава исходного кварца значительные, даже в пределах типов. Среднее суммарное содержание элементов-примесей в кварцевых концентратах после обогащения варьирует незначительно, наблюдаются вариации содержания отдельных элементов (табл. 3). Характерно высокое содержание Ti (кроме молочно-белого кварца), что обусловлено присутствием рутиловых иголок в кварце данных типов Кейв.

Таблица 3. Средние содержания элементов-примесей в кварцевых концентратах после полной схемы обогащения, ppm

Тип кварца	Cu	Ti	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	Ni	Cr	Na	K	Li	Сумма
Рекристаллизованный с грануляцией	0,08	4,24	2,47	0,24	0,71	31,7	0,07	0,1	0	3,46	7,41	1,04	51,45
Рекристаллизованный	0,05	5,8	5,6	0,45	0,63	23,9	0,06	0	0	3,23	2,78	1,01	43,60
Рекристаллизованный полупрозрачный	0,07	4,44	2,44	0,43	0,79	24,4	0,07	0	0,03	4,05	3,41	0,6	40,76
Стекловидный	0,05	6,61	1,22	0,49	1,01	36,4	0,03	0	0	4,2	4,07	1,59	55,71
Молочно-белый	0,03	2,6	0,8	0,25	0,54	18	0,03	0	0	24,2	3,8	1,6	51,85

Примечание. По данным Отчета о результатах геологоразведочных работ на прозрачный и гранулированный жильный кварц на Кейвской площади (Мурманская область) 1993–1996 гг. (Н. П. Костелов, Ю. А. Шатнов, Н. В. Казаков).

По предварительным данным минералоготехнологических исследований кварца некоторых жил Больших Кейв (уч. Семиостровский) и Малых Кейв (уч. Маягино) выявлено, что пластические деформации в кварце проявлены довольно интенсивно: полосы деформации, блокование. Основные минеральные примеси в кварце жилы г. Песцовой – мусковит, биотит,

хлорит, сульфиды. Характерной особенностью является наличие рутиловых иголок внутри зерен кварца, которые значительно ухудшают качество сырья (рис. 6, А). Для гранулированного кварца участка Маягино основной минеральной примесью является мусковит, который развит по трещинкам и на границах зерен (рис. 6, Б).

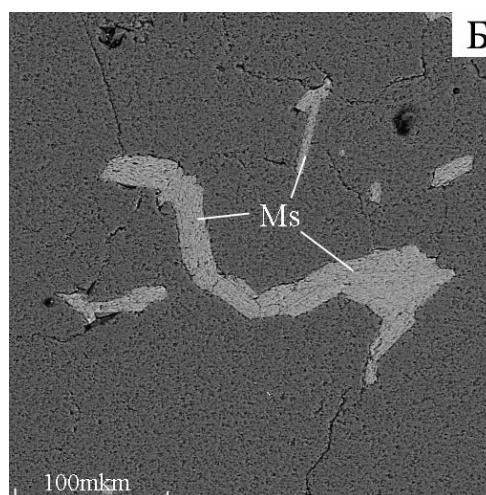
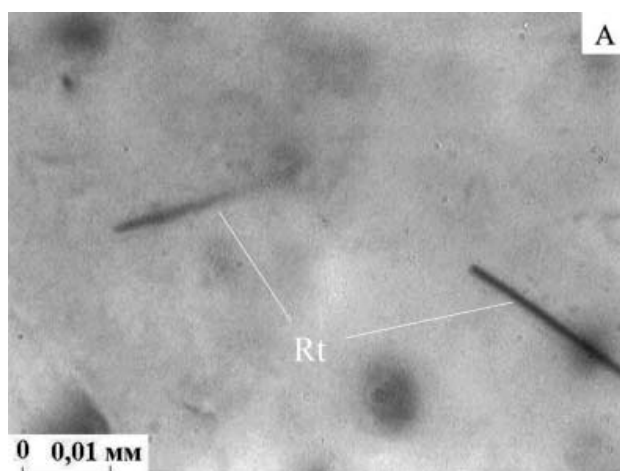


Рис. 6. Минеральные примеси в кварце:

А – рутиловые иголки (Rt) в кварце из жил г. Песцовой (фото шлифа, николи ||); Б – включения мусковита (Ms) в кварце из жил уч. Маягино (фото с микроскопа Tescan)

На участке Рухнаволок, расположенном в центральной части Северо-Карельского зеленокаменного пояса, жилы с гранулированным кварцем образовались в зоне интенсивного рассланцевания амфиболитов [Данилевская и др., 2004]. Формирование их происходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений с проявлениями перекристаллизации и грануляции кварца в процессе диафореза. В результате сформировался среднезернистый гранулированный кварц с гранобластовой равновесной структурой. Характерно незначительное развитие пластических деформаций: факела и пластинки деформаций, блокование. Основные минеральные примеси – слюды, полевошпат, амфибол. Характерной особенностью является наличие

единичных включений волосовидного рутила в зернах кварца.

Газонасыщенность жильного гранулированного кварца всех рассмотренных участков низкая. Коэффициент светопропускания в среднем составляет около 70 %. Газово-жидкие включения представлены несколькими генерациями – первично-вторичные существенно-газовые, вторичные жидко-газовые с разным процентным содержанием газовой фазы. Для кварца участка Рухнаволок характерно присутствие углекисловодных включений.

Предварительные минералоготехнологические исследования показали, что содержание элементов-примесей в кварце после операций предварительной очистки (магнитная сепарация и кислотообработка) варьирует в зависи-

мости от наличия в кварце трудноудаляемых минеральных включений, их количества и видов (табл. 4). Повышенный коэффициент титанистости наблюдается в кварце участка г. Песцовой и Рухнаволоок, что обусловлено наличием

рутиловых игл. Повышенное содержание Li в кварце участка Рухнаволоок связано с присутствием данного элемента в решетке. Наиболее чистый по содержанию элементов-примесей кварц участка Маягино.

Таблица 4. Среднее содержание элементов-примесей в кварцевых концентратах после предварительного обогащения, ppm

Участок	Fe	Ti	Zr	Al	Mn	Sr	Zn	B	Mg	Ca	Ba	Ni	Cr	Cu	K	Na	Li	Ge	P	Сумма
Перчатка *	4,46	2,44	0,02	102,8	0,1	0,8	0,04	0,37	1,66	29,2	0,74	0,04	0,01	0,02	14,60	42,2	3,86	0,54	0,01	203,91
Песцовая К. *	1,4	10	0,016	54	0,03	0,084	0,038	0,11	0,48	1,9	0,12	0,016	0,016	0,019	4,7	4,5	0,48	0,82	0,1	78,829
Маягино *	0,68	1	0,02	18	0,02	0,12	0,023	0,15	0,44	4,6	0,08	0,017	0,074	0,023	2,9	8,3	0,28	0,43	0,01	37,167
Рухнаволоок **	0,94	3,04	–	33,8	0,43	–	–	–	0,25	3,5	–	0,61	0,61	0,43	3,68	18,27	3,16	–	–	68,74

Примечание. Анализы выполнены * в лаборатории Курчатовского института (г. Москва) методом ICP MS, ** – в лаборатории Tatsumori Corp. (Япония).

Технологические исследования по глубокому обогащению были проведены на кварце месторождения Перчатка и участка Рухнаволоок.

Для отработки технологии по глубокому обогащению кварца месторождения Перчатка были отобраны 2 штучные пробы: ПРЧ-7 – стекловидный кварц из зоны трещиноватости, ПРЧ-15 – гранулированный кварц. Обогащение проводилось на исходном сырье без операций предварительной рудоразборки и отделения загрязненных минеральными примесями кусков, на фракции 0,315–0,1 мм, с использованием как стандартных методов

(магнитной сепарации, флотации и кислотного выщелачивания в HCl и HF), так и методов направленного энергетического воздействия. В результате удалось значительно снизить содержание элементов-примесей, полученные концентраты близки по содержанию основных элементов-примесей независимо от типа кварца (табл. 5). Это позволяет говорить о возможности отработки единой комплексной технологии обогащения для кварца данного месторождения и, соответственно, значительно снизить потери кварца при технологической обработке.

Таблица 5. Содержание элементов-примесей в кварцевых концентратах после операций предварительного и глубокого обогащения (Перчатка), ppm

Обогащение	Ti	Fe	Al	Zr	Mn	Cu	Zn	B	Ni	Cr	Ca	Ba	Mg	Na	K	Li	P	Сумма
Стекловидный кварц																		
Предварит.	2,4	2,2	17	0,012	0,19	0,016	0,02	0,31	0,029	0,01	36	0,18	1,2	7,8	5,5	1,7	0,01	74,577
Глубокое	2,2	0,74	14	0,04	0,04	0,01	0,01	0,32	0,02	0,02	9	0,02	0,2	1,1	1,3	2,2	0,1	31,32
Гранулированный кварц																		
Предварит.	2,7	0,75	54	0,015	0,02	0,01	0,051	0,31	0,053	0,012	19	1,2	0,46	16	23	4,5	0,01	122,091
Глубокое	2,6	0,04	24	0,044	0,01	0,01	0,019	0,29	0,01	0,01	0,7	0,017	0,18	1,9	1,5	3,5	0,1	34,93

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Курчатовского института (г. Москва) методом ICP MS.

Испытания по глубокому обогащению жильного гранулированного кварца участка Рухнаволоок (жила 3) проводились в лаборатории ОАО «Полярный кварц» (г. Москва) по схеме обогащения, принятой для стекловидного жильного кварца месторождения Додо (Полярный Урал), а также в лаборатории Института геологии КарНЦ РАН.

В результате опытов по глубокому обогащению по схеме обогащения кварца месторо-

ждения Додо (Полярный Урал) установлено, что при существенном снижении общего числа примесей содержание таких примесей, как Al и Li, в кварце остается высоким. На долю Al и Li в составе примесей приходится 71,92 %, в том числе Al – 59 %, Li – 12,92 %. Остаются также повышенные концентрации Ti, обусловленные присутствием неудаляемых включений рутила (табл. 6).

Таблица 6. Содержание элементов-примесей в кварцевом концентрате (Рухнаволоок) после глубокого обогащения в лаборатории ОАО «Полярный кварц», ppm

Al	B	Ca	Cr	Cu	Fe	K	Li	Mg	Mn	Na	Ti	Zr	Сумма
20,00	0,11	0,07	0	0	1,71	0,11	4,34	0,03	0	4,33	3,2	0	33,9

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ОАО «Полярный кварц» (г. Москва) методом ICP MS.

Проведенные технологические испытания кварца показали, что в целом по содержанию элементов-примесей полученный концентрат незначи-

тельно отличается от концентрата лаборатории ОАО «Полярный кварц» (табл. 7). Также повышенными остаются содержания Al, Ti и Li.

Таблица 7. Содержания элементов-примесей в кварцевом концентрате (Рухнаволок) после глубокого обогащения в Институте геологии КарНЦ РАН, ppm

Fe	Ti	Al	Mn	Mg	Ca	K	Na	Zr	Zn	B	Ba	Ni	Cr	Cu	Li	Ge	P	Сумма
1,1	2,9	22	0,02	0,16	0,54	0,8	3,6	0,12	0,027	0,04	0,012	0,023	0,024	0,01	4,1	0,23	0,1	35,806

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Курчатовского института (г. Москва) методом ICP MS.

На данном этапе исследований можно сказать, что получение ВЧК из традиционных типов кварцевого сырья (гранулированного и стекловидного) в ряде случаев может быть проблематично, что обусловлено минералогическими особенностями кварца, образованного в условиях повышенных температур и давлений. Из-за трудноудаляемых минеральных включений и в ряде случаев структурных примесей в кварцевых концентратах после глубокого обогащения остаются высокие концентрации таких элементов, как Al, Ti, Li.

В последнее время возрос интерес к нетрадиционным источникам кварцевого сырья – жильному кварцу с исходно низким качеством (молочно-белый, минерализованный), кварцитам и кварцсодержащим породам. Это обусловлено дефицитом сырья традиционных типов, существующим положительным опытом зарубежных стран (США, Норвегия) по получению высокочистых концентратов из подобных пород, возможностью комплексного использования сырья.

Оценка возможностей использования нетрадиционных типов пород как сырья для получения высоколиквидных кварцевых продуктов заключается, главным образом, в подборе эффективных технологий их обогащения с учетом геолого-минералогических факторов, определяющих технологическое значение особенностей данных комплексов. Исследования проводились по некоторым типам кварцевого сырья Карело-Кольского региона [Данилевская и др., 2006, 2011; Данилевская, Скамницкая, 2009, 2011].

В результате комплексного изучения минералогических особенностей молочно-белого кварца месторождения Фенькина Лампи (Центральная Карелия) и проведения технологических испытаний по улучшению качества кварцевых концентратов с применением методов направленного воздействия удалось значительно снизить концентрации элементов-примесей в

кварцевых концентратах из данного кварца в среднем с 215–273 ppm (в предварительно обогащенном кварце) до 95–106 ppm [Данилевская, Скамницкая, 2009].

Наиболее перспективным объектом нетрадиционного кварцевого сырья на территории Карелии является участок Меломайс в Западной Карелии, где наблюдается мощная (при длине до 1,5 км, мощности – 70–170 м) кварцевожильная зона субмеридионального простирания с огромными ресурсами [Данилевская, Щипцов, 2007а]. Жильная зона представлена интенсивно рассланцованным и минерализованным кварцем. Среднее содержание SiO₂ в исходном сырье – 96,84 %. Проведенные детальные минералого-технологические исследования показали, что основная масса минеральных включений удаляется на стадии предварительного обогащения, но наиболее трудноудаляемыми при глубоком обогащении примесями являются микроминеральные включения К-полевого шпата, плагиоклаза, мусковита, эпидота, расположенные внутри зерен кварца, а также мелкие газово-жидкие включения [Данилевская и др., 2006; Данилевская, Щипцов, 2007а].

На основе разработанной технологической схемы получены кварцевые концентраты по двум классам крупности (табл. 8). Кварцевый концентрат крупности 0,315–0,1 мм соответствует требованиям сорта КГО-1 (глубокого обогащения) ТУ 5726-002-11496665-97 для плавки прозрачного кварцевого стекла. Кварцевые концентраты крупности 1–0,315 мм характеризуются более высокими суммарными содержаниями элементов-примесей, но низкими концентрациями В и Р и могут рассматриваться как сырье для получения кристаллического кремния. Материал крупностью –0,1 мм (шламы) может идти на керамику. Таким образом, кварцевое сырье участка Меломайс может рассматриваться как комплексное с получением трех кварцевых продуктов различного качества и назначения.

Таблица 8. Вариации содержаний элементов-примесей (минимум – максимум) в кварцевых продуктах разной крупности участка Меломайс, ppm

Крупн. мм	Fe	Ti	Zr	Al	Mn	Zn	B	Mg	Ca	Cu	K	Na	Li	Ge	P	Сумма
–0,315– +0,1	0,5–3,4	1,1– 4,9	0,36– 0,69	13–23	0,014– 0,059	0,01– 0,09	0,05– 0,12	0,24– 1,9	1,5–2,9	0,03– 0,05	3–9	2,6– 4,1	0,22– 0,71	0,1– 0,14	0,1– 0,25	28,366– 44,78
–1– +0,315	6,4–17	1,8–2	0,55– 0,74	32–36	0,085– 0,53	0,078– 0,25	0,11– 0,16	2,7–4	3,8–5,5	0,06– 0,11	10–12	6–7,3	0,33– 0,4	0,06– 0,1	0,26– 0,42	69,008– 76,16

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Курчатовского института (г. Москва) методом ICP MS.

В качестве перспективного нетрадиционно-го источника кварцевого сырья на территории Карело-Кольского региона рассматривается также жильный золоторудный кварц месторождения Майское. По данным концерн «Техстекло» (1991 г.) хвосты обогащенной технологической пробы рудопроявления «Майское» не могут использоваться в промышленности оптического стекловарения и производстве кварцевого стекла, а концентраты, полученные в результате переработки кускового кварца, соответствуют II сорту кварца по ТУ-41-07-008-82 «Кварц жильный прозрачный для производства кварцевого стекла» [Данилевская и др., 2004]. Однако интерес к кварцу этого месторождения возник в результате анализа полученных данных по содержанию структурных примесей в кварце, которые характеризуются низкими концентрациями Al (3,5–6 ppm), Ge (0,05–0,15 ppm), Ti (0,1–0,3 ppm) [Войтеховский и др., 2010].

Образование химически чистого кварца данного месторождения, по всей видимости, связано с многоэтапностью его формирования в условиях невысоких температур (350–300 °С) и влиянием метасоматической переработки на более поздних стадиях при общем снижении температур (до 220 °С), которая привела к перекристаллизации кварца [Вольфсон, 2004].

Проведенные предварительные минералогическо-технологические исследования кварца месторождения Майское показали, что кварц варьирует от молочно-белого сливного до всех оттенков серого зернистого кварца. Из минеральных примесей, кроме сульфидов и золота, присутствуют альбит, биотит, мусковит, актинолит, кальцит, анкерит, хлорит, олигоклаз, К-полевой шпат, рутил. В качестве трудноудаляемых могут быть микровключения зерен кальцита (10–50 мкм), К-полевого шпата (10–50 мкм), мусковита (10–60 мкм), хлорита (10–60 мкм) (рис. 7).

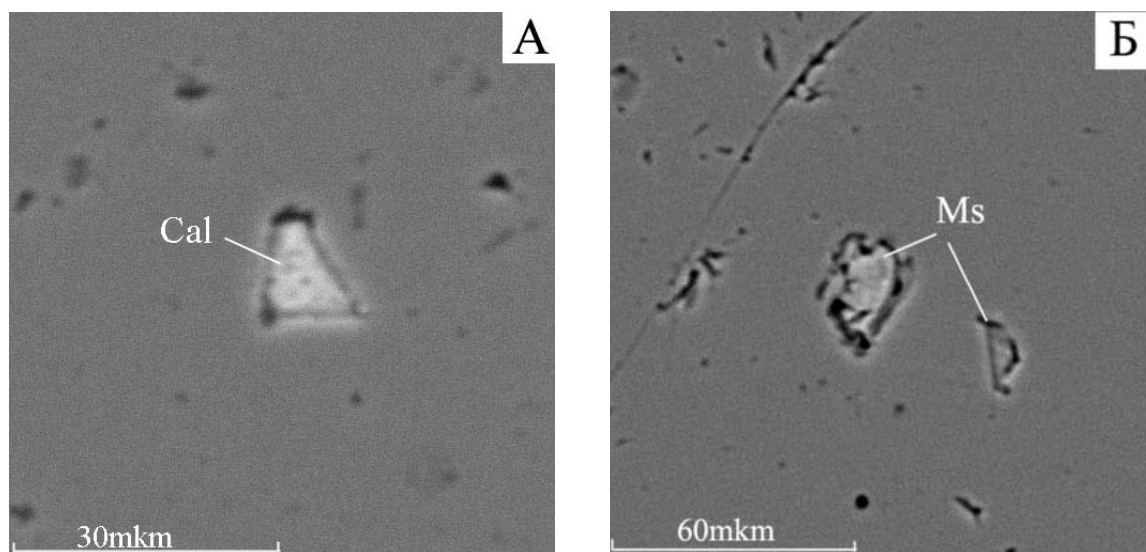


Рис. 7. Микровключения в кварце месторождения Майское (фото с микроскопа Tescan):
А – кальцит (Cal), Б – мусковит (Ms)

Технологические испытания по очистке исходного кварца месторождения Майское показали, что в результате глубокого обогащения с

применением методов направленного воздействия удастся значительно снизить концентрации элементов-примесей в кварце (табл. 9).

Таблица 9. Содержание элементов-примесей в кварце месторождения Майское на различных стадиях обогащения, ppm

Ti	Fe	Al	Zr	Mn	Cu	Zn	B	Ni	Cr	Co	Ca	Ba	Mg	Na	K	Li	P	Сумма
Исходный кварц																		
85	800	2600	2,3	4,4	590	3,4	0	5,5	3,1	4,1	200	17	18	770	1000	1,5	14	6118,3
Концентрат после магнитной сепарации																		
1,5	135	260	0,06	1,1	85	2,2	0,5	1,2	0,3	1,2	40	1,1	13	300	40	0,13	0,8	883,09
Концентрат после магнитной сепарации и обработки в HF																		
0,4	35	16	0,018	0,055	40	0,12	0,4	0,07	0,012	0,16	5,5	0,34	1,1	11	7,5	0,05	0,11	117,84
Концентрат после глубокого обогащения																		
0,32	2,3	10	0,01	0,026	0,9	0,04	0,19	0,14	0,01	0,16	2,9	0,26	0,65	7,6	5	0,04	0,1	30,646

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Курчатовского института (г. Москва) методом ICP MS.

Полученные данные позволяют говорить о перспективности кварца данного месторождения в качестве сырья для производства ВЧК и необходимости проведения дальнейших исследований.

Кварц-мусковитовые метасоматиты и перекристаллизованные кварциты

Изучение кварцсодержащих пород как потенциальных источников кварцевого сырья прежде всего связано с возможностью их комплексного использования, а также с большими площадями их распространения и, соответственно, запасами кварца. Широко известна во всем мире компания Unimin (США), которая поставляет на мировой рынок Iota-кварц (мировой стандарт ВЧК), производимый из плагиопегматитов и аляскитовых гранитов, получая также мусковитовый и полевошпатовый продукты. Норвежская фирма Elkem успешно перерабатывает кварциты месторождения Тана с получением кварцевых продуктов высокого качества для микроэлектроники. Кроме того, в качестве перспективных объектов кварцевого сырья для ВЧК в Норвегии рассматриваются месторождения кианитовых кварцитов [Müller et al., 2007].

На территории Карело-Кольской кварценозной провинции кварцсодержащие породы имеют довольно широкое распространение, включая толщи кварцитов ятулийского возраста, различные кварцсодержащие сланцы, гнейсы, кварцевые конгломераты и т. д. Из изученных к настоящему времени пород перспективными объектами на территории Северной Карелии в границах Хизоваарской структуры являются месторождения кианитовых руд Южная линза и

маложелезистого мелкочешуйчатого мусковита Восточная Хизоваара, образованные в процессе кислотного выщелачивания различных фаций метасоматоза. Здесь кварц рассматривается как попутно извлекаемый компонент [Данилевская и др., 2004].

Наиболее перспективными являются кварц-мусковитовые метасоматиты крупного месторождения Восточная Хизоваара, которое было выявлено и оценено на мелкочешуйчатый маложелезистый мусковит, пригодный для различных областей использования, в том числе и для высокотехнологичных перламутровых пигментов [Щипцов и др., 2003]. Помимо мусковита в качестве полезных компонентов могут быть рассмотрены кварц и кианит. Комплексная отработка месторождения позволит значительно повысить его рентабельность. Содержание кварца в породе составляет 10–71 %, мусковита – 8–42 %. Присутствуют также плагиоклаз – 1,5–28 %; кианит – 2–13,5 %; биотит – 0,1–8 %; рудные минералы – пирит, пирротин, сфалерит (1,5–11 %). В качестве акцессорных минералов встречаются турмалин, рутил, титанит, апатит, кальцит, циркон, монацит. Характерной особенностью является практически полное отсутствие газово-жидких включений в кварце.

Технологические исследования по выделению кварцевых концентратов из хвостов мусковитового цикла [Данилевская, Скамницкая, 2011], проводившиеся на усредненных пробах, отобранных из керна скважин, позволили значительно снизить содержание примесей в кварце по сравнению с исходным (табл. 10, 11), остаются повышенными концентрации Al, Ti, Na, Ca и Fe.

Таблица 10. Средний химический состав хвостов обогащения мусковитовых кварцитов месторождения Восточная Хизоваара

№ пр./фракция, мм	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	P ₂ O ₅
1/0,315–0,1	86,23	0,11	8,36	0,03	0,03	0,005	0,19	1,21	1,87	0,72	0,49	0,71	0,08
2/0,2–0,1	89,99	0,16	6,73	0,08	0,02	0,002	0,06	0,31	0,97	0,71	0,07	0,58	0,12

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Института геологии КарНЦ РАН.

Таблица 11. Содержание элементов-примесей в кварцевых концентратах (Восточная Хизоваара), ppm

№ пр./фракция, мм	Fe	Ti	Zr	Al	Mn	Sr	Zn	B	Mg	Ca	Ba	Ni	Cr	Cu	K	Na	Li	Ge	P	Co	Сумма
1/0,315–0,1	5,6	60	6,8	66	0,25	0,38	0,15	0,22	8	17	0,92	0,035	0,06	0,22	16	51	0,17	0,8	2,8	0,13	236,485
2/0,2–0,1	29	430	9,5	820	0,08	2,5	0,25	0,33	1	51	0,19	0,4	0,28	0,32	7,8	99	0,12	1,5	1	0,92	1455,19

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Курчатовского института (г. Москва) методом ICP MS.

Кварцевые продукты соответствуют требованиям, предъявляемым к сырью для производства карбида кремния, диоксидных изделий, стекла (по ГОСТ 22551-77) и керами-

ки. После помола пылевидный кварц пригоден для литья по выплавляемым моделям. Кроме того, кварцевый концентрат, полученный в результате глубокого обогащения по

пробе ПР-1 (крупность 0,315–0,1 мм), соответствует требованиям компании Элкем для производства технического (металлического) кремния специальных марок (Special grade Silicon metal), а концентрат, полученный по пробе ПР-2 (крупность 0,25–0,1 мм), соответствует требованиям компании Элкем для производства ферросилиция высоких марок (HP FeSi-low P and B).

В пределах Кольского региона известны кианитовые сланцы Кейв, образованные в результате полиметаморфизма осадочных толщ и прослеживающиеся в виде узкой (от нескольких сотен метров до первых километров) полосы более чем на сто километров [Бельков, 1963]. Разведано несколько месторождений на кианит, как перспективный вид сырья для производства силумина, огнеупоров и глинозема, однако перспективы использования кварцевого сырья как попутного компонента при комплексной разработке не рассматривались. Вместе с тем кварц, как правило, составляет от 50–60 об. % породы. Наряду с кианитовыми сланцами, составляющими в стратиграфиче-

ском разрезе, по данным И. В. Белькова, пачку Б, интерес могут представлять мусковитовые кварциты (пачка В), распространенные в пределах центральных и западных Кейв, содержание кварца в которых составляет 85–90 об. %, а также метасоматические кианитовые сланцы с голубым кианитом, которые образуют вытянутые линзы на контактах кварцитов и гранат-ставролитовых сланцев, содержание кварца достигает 70 об. % [Бельков, 1963].

Мусковитовые кварциты песчовотундровской свиты Хребет Серповидный (Большие Кейвы) по минеральному составу довольно однородны и значительно отличаются от мусковитовых кварцитов Восточной Хизоваары. В качестве второстепенных минералов, кроме мусковита, данные породы содержат К-полево шпат, плагиоклаз, иногда хлорит, которые развиты в основном по границам зерен кварца вместе с мусковитом и по микротрещинкам внутри зерен (рис. 8, А). В качестве акцессорных наблюдаются рутил, эпидот, циркон, титанит и апатит (рис. 8, Б).

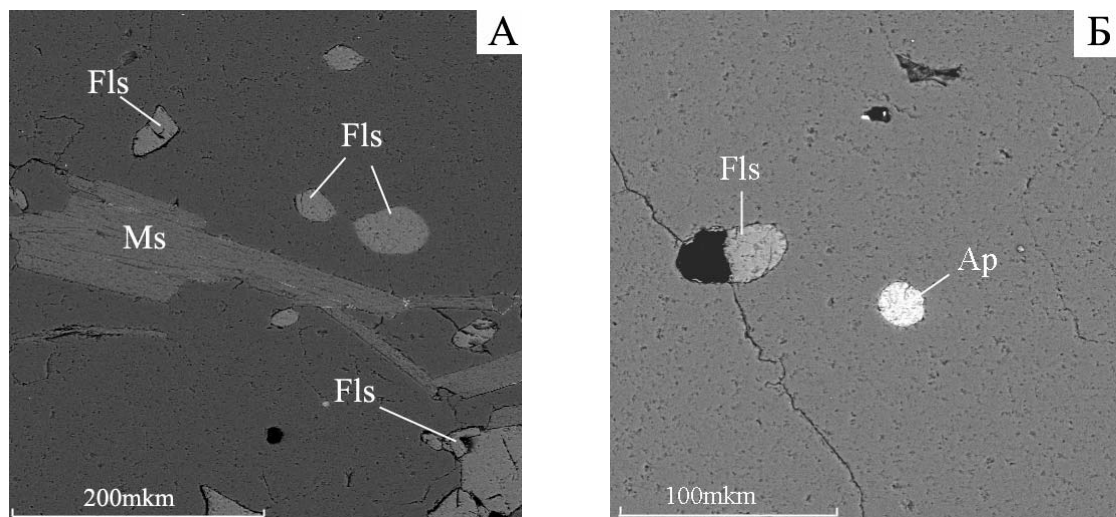


Рис. 8. Минеральные примеси в мусковитовых кварцитах Хребта Серповидного (фото с микроскопа Tescan):

А – мусковит (Ms), К-полево шпат (Fls); Б – акцессорный апатит (Ap) и микровключение К-полевого шпата (Fls)

Проведенные исследования по предварительному обогащению этих пород с использованием стандартных операций обогаще-

ния показали, что уже на данной стадии возможно значительное очищение кварца от примесей (табл. 12).

Таблица 12. Содержание элементов-примесей в кварцевых концентратах, полученных из мусковитовых кварцитов после операций предварительного обогащения

Фракция, мм	Fe	Ti	Al	Mn	B	Mg	Ca	Cu	K	Na	Li	Ge	P	Сумма
0,2–0,05	33	70	1400	3,9	5,4	8	22	1	1100	310	1,2	0,6	9,3	2964,4
0,315–0,1	41	30	2700	1,2	0,52	8,6	9,5	0,13	1300	150	0,93	0,9	3,5	4246,28

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Курчатовского института (г. Москва) методом ICP MS.

Кварцевые концентраты после предварительного обогащения удовлетворяют требованиям

компании Элкем для производства ферросилиция (марки Std FerroSilicon и HP FeSi-low P and B).

На границе Северной Карелии и Мурманской области в пределах северной части Северо-Карельского зеленокаменного пояса имеют распространение кварциты ятулийского возраста (Кука-созерский сегмент, участок Степаново озеро), которые претерпели переработку, вплоть до образования сливных кварцитов, в результате интенсивной тектонической активизации свекофеннского возраста и связанного с ней метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций [Данилевская и др., 2004].

В результате проведенных минералого-петрографических исследований и минералоготехнологического картирования на участке Степаново озеро установлено, что кварциты данного участка характеризуются присутствием зональности, образованной в результате вторичных изменений в процессе метаморфизма и метасоматоза. Среднее содержание SiO_2 в

пробах сливных кварцитов из центральной части тела – 98,86 %. В приконтактовых частях кварцит более мелкозернистый и значительно минерализованный. Основные минеральные примеси – серицит, плагиоклаз, иногда кальцит (редко присутствует пироксен) – распределены вдоль границ зерен. Акцессорные минералы наблюдаются часто в виде мелкодисперсных включений внутри зерен кварца и представлены пиритом, апатитом, эпидотом, реже монацитом, ортитом, цирконом.

По результатам предварительного обогащения кварца данного проявления по различным типам установлены различия в качестве кварцевых продуктов из разных типов кварца на стандартной крупке размерами 0,1–0,5 мм (табл. 13) [Данилевская и др., 2004]. Наиболее обогатимыми являются центральные части кварцевого тела с интенсивной переработкой.

Таблица 13. Качественные характеристики концентратов предварительного обогащения по нескольким пробам (Степаново озеро), ppm

Тип кварца	Al	Fe	K	Na	Ti	Li	Ca	Mg	Cu	Cr	Mn	Ni	Co	Сумма
М/з кварцит (1 проба)	200	18	30,5	374	29,1	0,15	10	16,1	0,2	1	0,2	1	1	681,3
Сливной кварцит (сред. по 2 пробам)	72	3,75	11,9	39,5	7,65	0,23	6	4,7	0,2	1	0,2	1	1	149,1

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ВНИИСИМС (г. Александров).

Проведенные эксперименты по дообогащению данного кварца, с включением методов направленного воздействия и использованием более мелкого материала двух фракций –

0,313–0,1 мм и 0,2–0,02 мм, позволили значительно улучшить качество кварцевого концентрата, особенно по более мелкой фракции (табл. 14).

Таблица 14. Содержание элементов-примесей в кварцевых концентратах двух фракций после глубокого обогащения (Степаново озеро), ppm

Фракция, мм	Fe	Ti	Al	Mn	Mg	Ca	K	Na	Zr	Sr	Zn	B	Ba	Ni	Cr	Cu	Li	Ge	P	Co	Сумма
0,313–0,1	16	5	31	0,05	0,9	2,6	10	5	2,1	0,035	0,052	0,11	0,22	2,2	0,1	0,048	0,07	0,6	1,2	0,08	77,667
0,2–0,02	0,5	3,9	35	0,04	0,23	0,6	2,8	1,0	0,05	0,1	0,037	0,21	0,017	0,01	0,025	0,06	4,1	0,7	0,2	0,01	49,496

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Курчатовского института (г. Москва) методом ICP MS.

После проведенных технологических исследований наблюдается значительное снижение содержания Fe, Mg, Zr, Ba, P в кварцевом концентрате, вместе с тем содержание Al, Ti практически не изменяется. Существенные отличия по содержанию Li могут быть связаны с неоднородностью состава кварца по фракциям.

Кварцевые концентраты после проведенных операций обогащения на разной крупности и по различным схемам, в том числе и с применением направленных воздействий, в целом не соответствуют высокочистому кварцу (сортам КГО), в основном из-за высокого содержания Al. По-видимому, с проведением дополнительных исследований по отработке режимов очистки можно повысить качество кварцевых концентратов с учетом исходно низкого содержа-

ния в кварце структурных примесей [Данилевская, Раков, 2006].

Определенный интерес вызывают кварциты палеопротерозойского возраста нижнего ятулия, имеющие широкое распространение в центральной части Карелии. Интерес, прежде всего, вызывают исходно чистые разновидности кварцитов, которые могут рассматриваться как сырье для производства «металлургического кремния» (MG-Si), который является востребованным продуктом на рынке и исходным сырьем для производства поликремния для солнечных батарей и электроники (solar & electronic grade). В частности, кварциты месторождения Метчангъярви характеризуются многоцелевым комплексным использованием (исходное сырье – огнеупорный порошок, декора-

тивный щебень, наполнители в бетон, стекольная промышленность, некоторые разновидности – металлургический кремний; кварцевая крупка после процессов обогащения – стекольная промышленность, кристаллический кремний) [Данилевская и др., 2007].

Заключение

Карело-Кольский регион является одной из четырех кварценозных провинций на территории России, имеет выгодное территориальное расположение. Проводившиеся в Институте геологии КарНЦ РАН в последние 15 лет исследования кварцевого сырья в пределах данной территории позволили значительно расширить перечень перспективных типов кварцевого сырья, включая нетрадиционные разновидности (кварциты, кварцевые метасоматиты, жильный кварц с исходно низким качеством и др.). Кроме того, была произведена переоценка уже известных объектов с учетом современных требований, расширением спектра исследованных элементов-примесей и с применением новых подходов к обогащению, что позволило улучшить качество кварцевых концентратов, расширяя тем самым спектр их возможного применения.

На данном этапе исследований можно сказать, что среди изученных разновидностей кварцевого сырья наиболее перспективными типами являются кварцевые образования, сформированные в результате метаморфизма и перекристаллизации, протекавших при невысоких температурах и стрессовой нагрузке.

Минералого-технологические исследования кварца показали, что наиболее перспективными объектами кварцевого сырья на данный момент на территории Карело-Кольской кварценозной провинции для производства ВЧК, требующими дальнейших детальных исследований, можно считать: жильный кварц месторождения Майское, участка Маягино (Малые Кейвы), участка Меломайс.

Важными задачами дальнейших исследований кварцевого сырья данного региона являются: подбор технологий обогащения кварцевого сырья месторождения Перчатка с целью улучшения качества кварцевых концентратов; проведение детальных минералого-технологических исследований жильного кварца Больших Кейв и поиск наиболее обогатимых разновидностей кварца; разработка новых подходов к очистке кварца от трудноудаляемых микровключений и ГЖВ и отработка технологий обогащения нетрадиционных типов кварцевого сырья (молочно-белого жильного кварца, сливных кварцитов, кварцевых метасоматитов и т. д.); проведение поисково-оценочных работ по

кварцитам с целью поиска наиболее чистых разновидностей для производства металлургического кремния; выявление новых нетрадиционных типов кварцевого сырья, пригодных для производства востребованных кварцевых продуктов.

Карело-Кольский регион является перспективной для освоения кварценозной провинцией. Расширение и углубление исследований в области изучения геологических условий формирования кварцевого сырья, его минералогических свойств и обогатимости позволяют в дальнейшем значительно повысить интерес к региону со стороны кварцопотребляющей промышленности, что в целом улучшит его инвестиционную привлекательность.

Автор выражает искреннюю признательность проф., д. г.-м. н. В. В. Щипцову и Л. С. Скамницкой за помощь и поддержку в проведении исследований, а также автор благодарен проф., д. г.-м. н. Ю. Л. Войтеховскому и к. г.-м. н. А. К. Шпаченко за помощь в предоставлении фактического материала и фондовой литературы по кварцевому сырью Кольского п-ова.

Литература

Белоусова Е. Б., Петров И. М. Мировой рынок высокочистого природного кварца // Рынок минерального сырья. 2010. № 1. С. 62–65.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М., 1963. 320 с.

Борисов Л. А., Серых Н. М., Федотов В. К. и др. Минерально-сырьевая база кварцевого сырья России – состояние и основные направления ее развития // Неметаллические полезные ископаемые России: современное состояние сырьевой базы и актуальные проблемы научных исследований: Материалы конф. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 41–44.

Борисов Л. А., Серых Н. М., Федотов В. К. Ресурсный потенциал кварцевого сырья для плавки // Современные проблемы изучения и использования минерально-сырьевой базы кварцевого сырья: Сб. ст. по материалам Всерос. совещ. Миасс, 24–27 мая 2011 г. С. 18–20.

Войтеховский Ю. Л., Лютоев В. П., Чернявский А. В. Золоторудный кварц из проявлений Пана-Куолаярвинской структуры // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов: Тр. Всерос. (с междунар. участием) науч. конф., посвящ. 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 26–29 сент. 2010 г. Апатиты: ООО К & М, 2010. С. 4–7.

Вольфсон А. А. Геолого-генетические особенности золото-кварцевого месторождения «Майское» (Северная Карелия): Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2004. 165 с.

Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца / Сост. Е. П. Мельников. М.: Недра, 1988. 216 с.

Гудков А. С. Пьезооптический кварц – условия кристаллизации и промышленно-генетическая классификация месторождений // Геология рудных месторождений. 1967. № 5. С. 90–97.

Данилевская Л. А. Кварцевое сырье Кольского полуострова (обзор фондовых материалов и перспективы) // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов: Тр. всерос. науч. конф. Апатиты, 2008. С. 29–33.

Данилевская Л. А. Основные принципы технологической минералогии в применении к кварцевому сырью // Тр. VI Всерос. (с междунар. участием) Ферсмановской науч. сессии. Апатиты: ООО К & М, 2009. С. 252–256.

Данилевская Л. А., Раков Л. Т. Структурные примеси в кварце как важный критерий оценки качества кварцевого сырья и прогноза его технологических свойств // Результаты фундаментальных и прикладных исследований по разработке методик технологической оценки руд металлов и промышленных минералов на ранних стадиях геологоразведочных работ: Сб. науч. ст. по материалам I Рос. семинара по технологической минералогии. Петрозаводск, 2006. С. 119–124.

Данилевская Л. А., Скамницкая Л. С. Повышение качества концентратов из молочно-белого жильного кварца // Обогащение руд. 2009. № 5. С. 21–25.

Данилевская Л. А., Скамницкая Л. С. Месторождение жильного кварца Перчатка: история освоения, геолого-минералогические особенности, новые подходы к оценке сырья // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова: Тр. VII Всерос. Ферсмановской науч. сессии, посвящ. 80-летию Кольского НЦ РАН (Апатиты, 2–5 мая 2010 г.). Апатиты: ООО К & М, 2010. С. 39–44.

Данилевская Л. А., Скамницкая Л. С. Перспективы получения кварцевых продуктов из нетрадиционных источников кварцевого сырья // Обогащение руд. 2011. № 6. С. 29–34.

Данилевская Л. А., Шпаченко А. К. Особенности жильного гранулированного кварца Карело-Кольского региона // Современная минералогия: от теории к практике: Материалы XI Съезда РМО. СПб., 2010. С. 332–334.

Данилевская Л. А., Щипцов В. В. Прогноз перспективности нового кварценосного объекта Меломайс в Карелии // Разведка и охрана недр. 2007а. № 10. С. 33–36.

Данилевская Л. А., Щипцов В. В. Состояние и ресурсы минерально-сырьевой базы кварца Республики Карелия // Разведка и охрана недр. 2007б. № 10. С. 29–33.

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

Данилевская Л. А., Скамницкая Л. С., Щипцов В. В. Минералого-технологическая оценка и перспективы использования сырья кварцевой жилы Меломайс (Карелия) // Обогащение руд. 2006. № 3. С. 11–15.

Данилевская Л. А., Гаранжа А. В., Щипцов В. В. Возможности комплексной переработки и исполь-

зования кварцитов месторождения Метчангъярви (Карелия) // Материалы Междунар. совещ. Современные методы комплексной переработки руд и нетрадиционного минерального сырья. Апатиты, 2007. С. 85–89.

Данилевская Л. А., Скамницкая Л. С., Щипцов В. В. Нетрадиционные типы кварцевого сырья Карело-Кольского региона: новые подходы и перспективы использования // Современные проблемы изучения и использования минерально-сырьевой базы кварцевого сырья: Сб. ст. по материалам Всерос. совещ. Миасс, 24–27 мая 2011 г. С. 54–61.

Дудкин О. Б. Технологическая минералогия комплексного сырья на примере месторождений щелочных плутонов. Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 133 с.

Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Якшин В. И. Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1988. 272 с.

Ермаков Н. П. Генетические обоснования классификации месторождений пьезооптического кристаллосырья // Тр. ВНИИП. 1958. Т. 11, вып. 1. С. 5–12.

Изоитко В. М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука, 1997. 582 с.

Карякин А. Е., Смирнова В. А. Структуры хрусталеносных полей. М.: Недра, 1967. 240 с.

Крылова Г. И. Изучение физико-химических свойств основных типов кварцев Приполярного Урала с целью разработки рекомендаций по их рациональному обогащению: Отчет ВНИИСИМС. Александров, 2001. 175 с.

Лазыко Е. М. О генезисе хрусталеносных образований и промышленных типах месторождений пьезокварца // Тр. ВНИИП. 1958. Т. 2, вып. 1. С. 13–24.

Минерагения метаморфогенных месторождений горного хрусталя и гранулированного кварца / Соколов Ю. М., Мельников Е. П., Маханек Е. К., Мельникова Н. И. Л.: Наука, 1977. 113 с.

Пирогов Б. И. Теоретические основы технологической минералогии // Теория минералогии. Л.: Наука, 1988. С. 127–134.

Пирогов Б. И. Методология технологической минералогии и природа технологических свойств минералов // Результаты фундаментальных и прикладных исследований по разработке методик технологической оценки руд металлов и промышленных минералов на ранних стадиях геологоразведочных работ. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2006. С. 6–19.

Подготовка минерального сырья к обогащению и переработке / Ревнивцев В. И., Азбель Е. И., Баранов Е. Г. и др. М.: Недра, 1987. 307 с.

Поленов Ю. А. Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: УГГУ, 2008. 269 с.

Серых Н. М., Борисов Л. А., Гулин Е. Н., Федотов В. К. Проблемы воспроизводства минерально-сырьевой базы особо чистого кварца на современном этапе // Руды и металлы. 2004. № 1. С. 51–52.

Слюдоносные пегматиты Северной Карелии / Гордиенко В. В., Богданов Ю. Б., Бойцова Ю. Н. и др. Л.: Недра, 1976. 366 с.

Турашева А. В. Состояние и проблемы минерально-сырьевой базы кварцевого плавочного сырья Российской Федерации // Кварц. Кремнезем:

Материалы Междунар. семинара. Сыктывкар, 2004. С. 178–181.

Шатнов Ю. А., Тигетова И. С. Особенности состояния и перспективы развития ресурсной базы кварцевого сырья // Там же. С. 177–178.

Щипцов В. В., Данилевская Л. А., Гаранжа А. В., Родионов В. С. Прогнозно-минерагеническая оценка кварценоности Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2001. С. 71–78.

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

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Данилевская Людмила Александровна

старший научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: danilevs@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 768092

Ярмак М. Ф., Турашева А. В. К вопросу переоценки запасов месторождений кварцевого сырья для плавки // Синтез минералов и методы их исследования: геология месторождений пьезооптического и камнесамоцветного сырья. Труды ВНИИСИМС. Т. XV. Александров, 1998. С. 269–272.

Müller A., Ihlen P. M., Wanvik G. I., Flem B. High-purity quartz mineralisation in kyanite quartzites, Norway // Miner Deposita. 2007. Vol. 42. P. 523–535.

Srinivasan R., Naha K., Bhaskar Rao Y. J. et al. Middle to late Archean geology of the eastern Baltic shield, with a note on its similarity and contrast with the Archean of southern India // Earth and Planetary Sciences. 1993. Vol. 102, N 4. P. 567–585.

Danilevskaya, Lyudmila

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: danilevs@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 768092

УДК 552.3: 552.113 (470.21)

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГАББРОНОРИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА – НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ И ХИМИЗМЕ

С. В. Егорова, А. В. Степанова

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Впервые приводятся результаты детального минералого-петрографического исследования палеопротерозойских габброноритов северного Беломорья. Установлены их близкие петрохимические и минералого-петрографические характеристики с изученными ранее палеопротерозойскими габброноритами в центральной и южной частях БПП.

Ключевые слова: габбронорит, палеопротерозой, Беломорский подвижный пояс.

S. V. Yegorova, A. V. Stepanova. PALAEOPROTEROZOIC GABBRONORITES IN THE NORTH OF THE BELOMORIAN MOBILE BELT – NEW DATA ON THE MINERAL COMPOSITION AND CHEMISM

Results of a detailed mineralogical-petrographical study of Palaeoproterozoic gabbronorites in the northern White Sea region are reported for the first time. Their petrochemical, mineralogical and petrographical characteristics were found to be similar to those of previously studied Palaeoproterozoic gabbronorites in the central and southern parts of the Belomorian mobile belt.

Key words: gabbronorite, Palaeoproterozoic, Belomorian mobile belt.

Введение

Комплекс лерцолитов-габброноритов (КЛГН) [Степанов, 1981] объединяет в своем составе раннепалеопротерозойские (~2,4 млрд лет) интрузивные породы, широко распространенные в Беломорском подвижном поясе и являющиеся типичными представителями друзитов Беломорья [Степанов, 1981; Степанов, Слабунов, 1989]. На протяжении многих лет этот комплекс является предметом исследований и дискуссий, в которых обсуждаются состав объединенных в этом комплексе пород, время их формирования, условия и время метаморфических преобразований [Балаганский

и др., 1997; Шарков и др., 1997, 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Криволуцкая и др., 2010а, б; Stepanova, Stepanov, 2010]. Изменения минерального состава палеопротерозойских интрузивных пород (вплоть до полной перекристаллизации), обусловленные дискретно проявленным в БПП палеопротерозойским высокобарным метаморфизмом, существенно осложняют проведение региональных корреляций и определение условий формирования внутриплитных мафических комплексов в пределах этой структуры.

Породы КЛГН характеризуются весьма специфическими особенностями минерального состава. С одной стороны, они во многих случаях

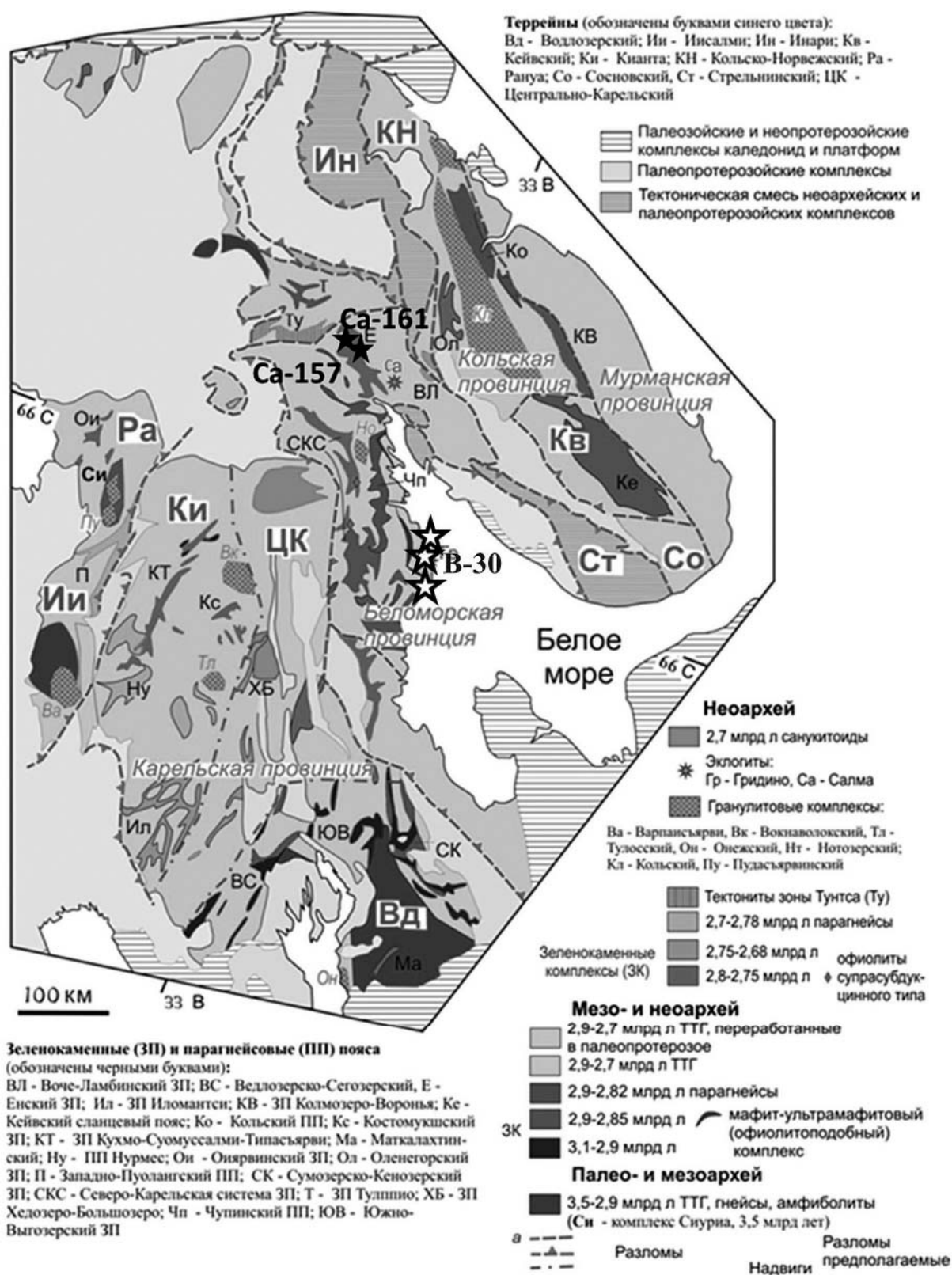


Рис. 1. Главные структуры архея восточной части Фенноскандинавского щита с дополнениями [Слабунов, 2008]. Положение изученных объектов показано черными звездочками. Белыми звездочками указаны местоположения габроноритов в районе с. Гридино

сохраняют первичные магматические минеральные ассоциации, а с другой – имеют широкий спектр вторичных изменений, вплоть до эклогитизации (в районе с. Гридино) [Володичев и др., 2004]. Оценка условий формирования и последовательности кристаллизации магматических минералов в габброноритах является важным моментом как в оценке состава и условий кристаллизации первичных магматических ассоциаций, так и в корреляции метаморфических процессов в разных сегментах БПП. До недавнего времени раннепалеопротерозойские габброиды в северной части БПП рассматривались в составе единого комплекса друзитов [Пожиленко и др., 2002], и северная граница распространения габброидов КЛГН оставалась неопределенной. В работах последних лет ряд массивов охарактеризован геохимически, проведена Nd систематика слагающих их пород, определен возраст высокомагнезиальных габброноритов (2410 млн лет) [Криволуцкая и др., 2010а, б]. В данной работе приведена минералого-петрографическая характеристика палеопротерозойских габброноритов северной части БПП, прежде всего их первично-магматических минеральных ассоциаций, которая до недавнего времени оставалась слабой.

Геологическое положение

В северной части БПП в Енском районе Мурманской области (в СЗ и ЮВ частях оз. Каложного) были изучены оливиновые габбронориты (рис. 1), сохраняющие первичные минералы и структуры. В карьере на блочный камень в 3,5 км к СВ от п. Ена (ЮВ берег оз. Каложного, обн. Са-157) вскрыты оливиновые габбронориты. Породы представлены преимущественно средне-, мелкозернистыми разновидностями, сохраняющими реликты магматических структур и минералов. В краевой части тела обнажаются мелкозернистые массивные оливиновые габбронориты, контакт с вмещающими амфиболитами тектонизирован.

Более интенсивно метаморфизованное дайкообразное тело метагабброноритов (обн. Са-161) протяженностью около 70 м установлено на западном берегу в северной части оз. Каложного. В центральной части тела сохраняются среднезернистые массивные габбронориты, а краевые части тела сложены среднезернистыми слабо огнейсованными биотитсодержащими амфиболитами. Контакт с вмещающими биотитовыми гнейсами тектонизирован, габбронориты в зоне контакта преобразованы в биотит-амфиболовые сланцы.

Минералого-петрографическая характеристика пород

Габбронориты ЮВ части оз. Каложного сложены ортопироксеном (до 40 %), авгитом (до 25 %), основным плагиоклазом (15–20 %), оливином (менее 5 %) и единичными зернами магнетита и имеют габбровые с элементами кумулятивных структуры (рис. 2). Детальное петрографическое изучение рассматриваемых пород позволило установить включения раннего оливина (Ol_1), хромшпинели (Crt) и мелких лейст плагиоклаза (Pl_1) в крупных идиоморфных зернах ортопироксена, краевые части которых иногда имеют буровато-коричневую окраску. Одновременно с ортопироксеном или чуть позже кристаллизовались призматической формы зерна авгита ($Wo_{30}En_{50}Fs_9$) с Jd до 7 %. В них также установлены включения зерен раннего оливина и хромшпинели (Cr#55). Одновременно с лейстовидными бесцветными и буроватыми зернами основного плагиоклаза и ксеноморфным оливином (Ol_2) кристаллизовался высоко-Са пироксен ($Wo_{40}En_{42}Fs_5$) с содержанием Jd до 8 %. Эти клинопироксены характеризуются наличием многочисленных мелких включений титаномагнетита, что, вероятно, обуславливает их темно-коричневую в проходящем свете окраску. На завершающих стадиях кристаллизовался интеркумулусный плагиоклаз, характеризующийся интенсивной бурой окраской.

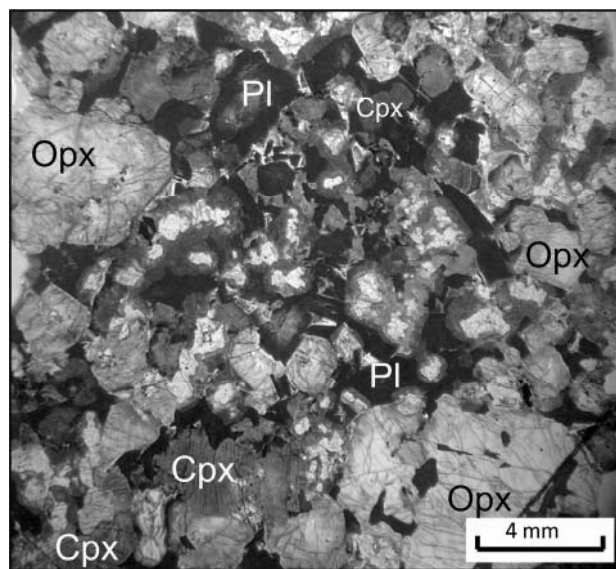


Рис. 2. Среднезернистый оливиновый габбронорит в проходящем свете, обр. Са-157-1

Исходя из результатов минералого-петрографического изучения габброноритов восточной части оз. Каложного можно заключить, что последовательность ликвидусных ассоциаций в них была следующей: $(Ol_1 + Crt) \rightarrow (Pl_1 + Orx_1 + Crx_1) \rightarrow (Crx_2 + Ol_2 + Pl_2)$.

Аналогичная последовательность смены ликвидусных ассоциаций была установлена и для оливиновых габброноритов КЛГН в центральном и южном Беломорье [Егорова, Степанова, 2011].

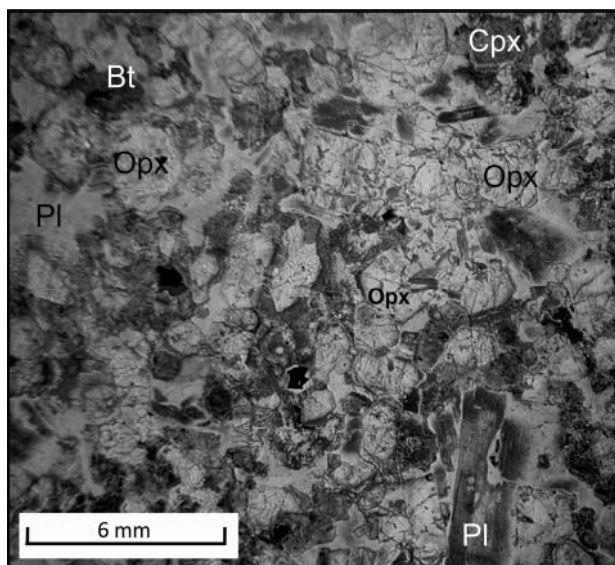


Рис. 3. Среднезернистый оливиновый габбронорит, обр. Ca-161-2

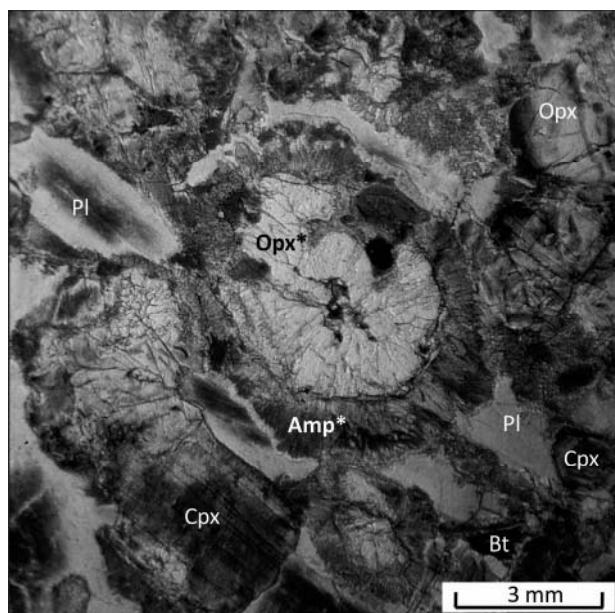


Рис. 4. Формирование ортопироксен-амфиболовой каймы на границе оливин-плагиоклаза, обр. Ca-161-2. Примечание. Здесь и далее минерал со звездочкой (Orx*) – минерал, образовавшийся на постмагматическом этапе формирования пород

Габбронориты СЗ части оз. Каложного (рис. 3) сложены ортопироксеном (до 40 %), основным плагиоклазом (около 30 %) и оливином. Содержание оливина в породах не превышает первых процентов, и он пред-

ставлен мелкими реликтовыми ксеноморфными зернами. Ортопироксен образует крупные идиоморфные зерна, довольно часто содержащие мелкие лейсты плагиоклаза. Для габброноритов этого тела характерно довольно высокое содержание биотита, который формирует не только широкие каймы вокруг ильменита, но и мелкие зерна в интерстициях лейст плагиоклаза. В целом породы этого тела имеют типичные для габброноритов КЛГН петрографические характеристики.

Одна из типоморфных характеристик комплекса лерцолитов-габброноритов – широкие многослойные каймы на границе оливин-плагиоклаза – прекрасно проявлена в этих породах (рис. 4). Пироксен-амфиболовые каймы образуют концентрически-зональные постройки и иногда практически полностью замещают первичные минералы.

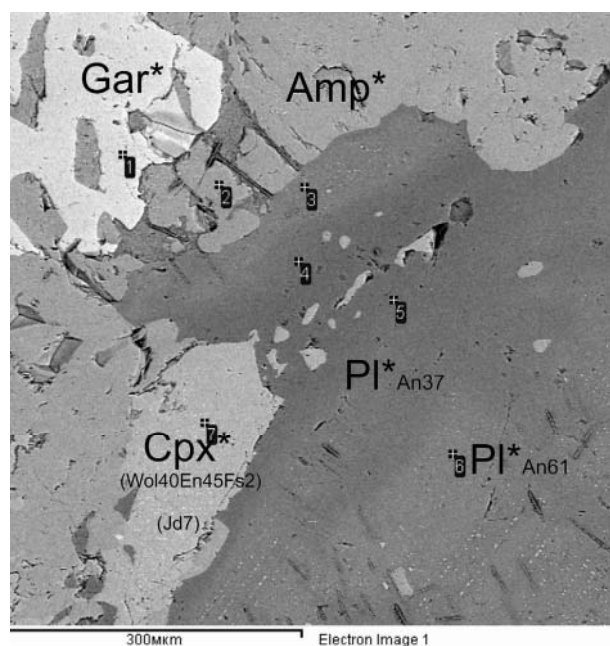


Рис. 5. Деталь строения друзитовой каймы на границе плагиоклаза и ортопироксена в отраженных электронах, обр. Ca-157-2

Вторичные преобразования в изученных габброноритах проявлены в формировании орто- и клинопироксеновых, гранатовых и амфиболовых кайм (рис. 5), которые формируются на границах оливина и плагиоклаза, иногда практически полностью замещая первичные минералы. Ранние друзитовые каймы, сложенные ортопироксеном и амфиболом, формируются вокруг зерен оливина (рис. 6, А). Гранат-амфибол-клинопироксеновые каймы образованы в результате поздних метаморфических преобразований. Гранаты в каймах имеют следующий состав:

(Alm₁₇₋₃₀Prp₄₄₋₅₅Grs₁₄₋₁₅). В габброноритах района п. Енский установлено замещение плагиоклаза глиноземистой шпинелью (рис. 6, Б), что отличает их от габброноритов района с. Гридино и о. Супротивные, где подобные явления не известны. Вероятно, именно присутствие мелких зерен шпинели обуславливает коричневую окраску плагиоклаза. Кроме того, в изученных

габброноритах северной части БПП не установлены кислые плагиоклазы, которые в районе с. Гридино парагенетичны гранату и метаморфическому клинопироксену с высоким содержанием жадеитовой компоненты. Еще одно важное отличие габброноритов Енского района – отсутствие высокожадеитовых клинопироксенов среди метаморфических минералов (табл. 1).

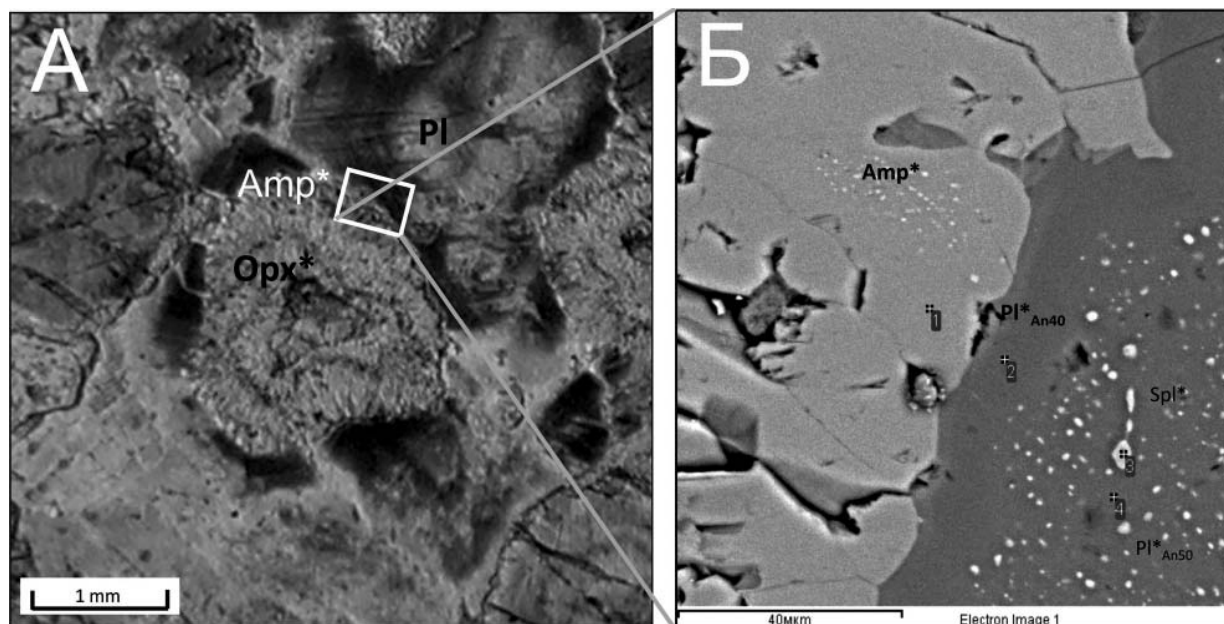


Рис. 6. А. Псевдоморфное замещение оливина ортопироксеном, обр. Са-157-2. Б. Граница амфиболовой каймы и плагиоклаза в отраженных электронах, замещение плагиоклаза глиноземистой шпинелью

Таблица 1. Химические составы минералов габброноритов район п. Ена, обр. Са-157-2

№ точки	Ортопироксен					Плагиоклаз			Клинопироксен		Гранат
	Крупные бесцветные идиоморфные зерна		Бурые зерна		Кайма	Центр зерна	Центр зерна	Край зерна	Идиоморфное бесцветное зерно	Бурое ксеноморфное зерно	
3-1	55,07	55,2	5-1	16-1	27-2	17-1	24-3	24-5	36-1	12-1	9-1
SiO ₂			54,02	54,31	54,84	50,35	52,18	59,08	53,45	53,81	40,59
TiO ₂											
Al ₂ O ₃	1,25	1,44	1,75	2,37	3,06	30,52	31,37	25,88	2,46	2,99	22,87
Cr ₂ O ₃	0,55								0,75	0,77	
FeO	9,33	10,36	12,24	13,17	13,82				6,62	4,49	17,67
MnO											0,61
MgO	30,89	30,41	28,46	28,73	28,17				18,46	15,78	12,18
CaO	1,83	1,8	2			12,61	12,73	7,56	16,29	21,73	7
Na ₂ O			54,02	54,31		4,56	4,68	7,4	0,9	1,13	
K ₂ O											
Σ	98,92	99,21	98,47	98,58		98,04	100,96	99,92	98,93	100,7	100,92
An						39,62	40,02	63,98			
Ab						60,38	59,98	36,02			
Ort						0	0	0			
Wo	1,17	1,31	1,34	0	0				29,9	39,32	
En	81,63	80,34	76,50	75,63	73,48				50,4	42,48	
Fs	12,59	14,14	17,11	19,43	20,20				9,2	4,80	
Jd									6,4	7,25	
Ac									0	0,67	
Aug									93,6	92,09	
Grs											18,25
Alm											26,91
Prp											44,70

Таблица 2. Химический состав габброноритов БПП

Ком- понент	1 Са-157-1, п. Ёна	2 Са-157-2, п. Ёна	3 Са-161-1, оз. Каложное	4 Са-161-2, оз. Каложное	5 В-30, с. Гридино
SiO ₂	49,90	49,40	51,90	52,20	48,10
TiO ₂	0,40	0,40	0,61	0,65	0,57
Al ₂ O ₃	8,91	8,91	10,32	9,80	8,82
Fe ₂ O ₃	0,87	1,19	0,70	0,91	1,10
FeO	9,48	9,19	8,90	8,90	9,40
MnO	0,28	0,19	0,17	0,17	0,188
MgO	20,51	20,80	16,03	15,90	20,90
CaO	6,90	6,89	6,70	7,04	8,22
Na ₂ O	1,28	0,92	2,14	1,98	1,20
K ₂ O	0,33	0,31	0,94	0,92	0,32
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,14	0,15	0,07
H ₂ O	0,02	0,03	0,08	0,05	0,07
ппп	0,70	1,15	1,10	0,99	0,00
Cr	1861	1778	1451	1423	
Ni	711	743	632	640	
Co	87	95	79	79	
V	235	196	246	230	

Примечание. 1–4 – палеопротерозойские габбронориты северной части БПП (р-н п. Енский); 5 – эклогитизированные габбронориты КЛГН центральной части БПП (восточная окраина с. Гридино) [Володичев и др., 2008].

Петрохимия

Изученные габбронориты в северной части БПП характеризуются типичными для комплекса лерцолитов-габброноритов высокими содержаниями MgO (до 20,5 %), Cr (до 1860 ppm) и Ni (до 740 ppm) на фоне повышенных концентраций SiO₂ (49,9 %), низких TiO₂ (0,40 %), FeO* (10,2%) и CaO (6,9%). Габбронориты западного берега оз. Каложного характеризуются несколько более низкими содержаниями MgO (до 16%), Cr и Ni, несколько более высокими концентрациями Са, Al, К и Ti (табл. 2). Оба массива по петрохимическим характеристикам являются типичными для комплекса лерцолитов-габброноритов.

Обсуждение результатов

Проведенные исследования показали, что палеопротерозойские габбронориты северной части БПП (район п. Енский Мурманской области) по петрографическим характеристикам и особенностям химизма пород являются аналогами пород КЛГН возраста ~2,4 млрд лет, образования которого широко распространены в центральной и южной частях БПП. Это вместе с полученными в последние годы определениями возраста высокомагнезиальных габброноритов в северной части БПП [Криволуцкая и др., 2010а, б] позволяет расширить ареал КЛГН на всю площадь Беломорского подвижного пояса. Аналогии в последо-

вательности кристаллизации магматических минералов и их составах свидетельствуют о близких условиях становления интрузивов в пределах БПП в раннем палеопротерозое, а различия в составе и условиях формирования метаморфических парагенезисов в породах единого магматического комплекса предполагают дискретность проявления палеопротерозойских высокобарных метаморфических процессов в Беломорье.

В настоящее время мафические образования возраста ~2,5–2,4 млрд лет, близкие по своим геохимическим характеристикам к высокомагнезиальным габброноритам БПП, установлены во всех архейских провинциях восточной части Фенноскандинавского щита – в Карельской, Кольской и Мурманской [Puhtel et al., 1997; Vuollo, Nuhma, 2005; Арзамасцев и др., 2009; Kulikov et al., 2010]. Они являются компонентами Балтийской [Шарков и др., 1997], или сумийской [Kulikov et al., 2010], крупной магматической провинции, возраст которой оценивается в 2,5–2,4 млрд лет, а формирование связано с подъемом мантийного плюма (Виндибелт) [Куликов и др., 2006]. Плюмовая модель формирования этой крупной магматической провинции согласуется и с составом входящих в нее пород. Мафические магматические комплексы самого раннего палеопротерозойского этапа проявлений внутриплитного магматизма в восточной части Фенноскандинавского щита характеризуются высокими содержаниями MgO (12–18 вес. %), при повышенных SiO₂ (до 53 вес. %). Кроме того, для них типично обогащение крупноионными литофильными и редкоземельными элементами и деплетированность высокочargedными элементами. Такие геохимические характеристики пород, вероятно, являются следствием высоких степеней плавления мантийного субстрата и последующей контаминации исходных расплавов коровым материалом.

Существующие различия минерального состава пород, относимых к этой крупной магматической провинции на Фенноскандинавском щите (в БПП и на кратонах), вероятно, являются отражением различных условий кристаллизации расплавов и последующих постмагматических и метаморфических преобразований [Stepanova, Stepanov, 2010]. Это предположение, однако, в настоящее время недостаточно обосновано данными по РТ-параметрам кристаллизации расплавов в разных провинциях Фенноскандинавского щита, а сам вопрос требует дальнейшего изучения.

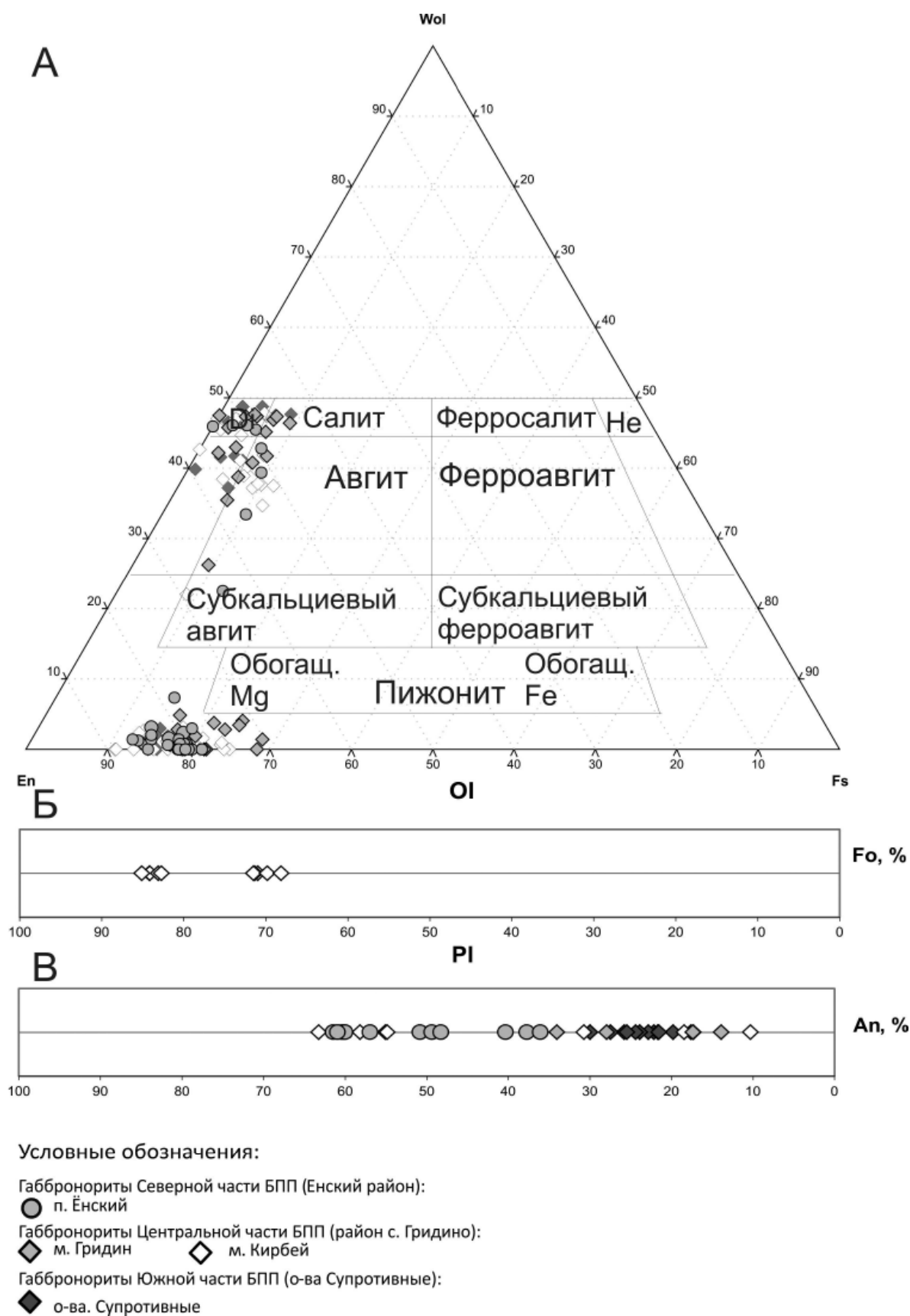


Рис. 7. Вариации составов породообразующих минералов габброноритов северной, центральной и южной частей Беломорского подвижного пояса:

А – пироксенов (классификация дана по: [Rock, 1990]), Б – оливинов, В – плагиоклазов

Заключение

Таким образом, сопоставление палеопротерозойских габброноритов северной части БПП (северная часть БПП, оз. Каложное, Енский район Мурманской области) с изученными ранее палеопротерозойскими габброноритами в центральной и южной частях БПП показало существенное сходство их минералогического-петрографических и петрохимических характеристик. Габбронориты центральной и южной частей БПП и северной части БПП аналогичны по составу первично-магматических минералов (рис. 7) и характеризуются близкой последовательностью и составом ликвидусных ассоциаций, что наряду с близким химическим составом и возрастом пород позволяет предполагать сходство условий магмогенерации и принадлежность их к единому раннепалеопротерозойскому (~2,4 млрд лет) магматическому комплексу лерцолитов-габброноритов.

Литература

- Арзамасцев А. А., Федотов Ж. В., Арзамасцева Л. В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
- Балаганский В. В., Кудряшов Н. М., Балашов Ю. А. и др. О возрасте друзитового массива Жемчужный, северо-западное Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // *Геохимия*. 1997. № 2. С. 158–168.
- Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. Б. и др. Архейские эколгиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // *Петрология*. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Володичев О. И., Парфенова О. В., Кузенко Т. И. Палеопротерозойские эколгиты Беломорского подвижного пояса (об эколгитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов – габбро-норитов) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2008. С. 37–61.
- Егорова С. В., Степанова А. В. Магматические минеральные ассоциации габброноритов Беломорского подвижного пояса как индикаторы РТ-параметров кристаллизации // *Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии*. Материалы III Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2011. С. 54–57.
- Кривоуцкая Н. А., Смолькин В. Ф., Свирская Н. М. и др. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: I. Распределение главных и редких элементов в породах // *Геохимия*. 2010а. № 3. С. 16–44.
- Кривоуцкая Н. А., Беляцкий Б. В., Смолькин В. Ф. и др. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: II. Исследование самарий-неодимовой изотопной системы в породах и уран-свинцовой системы в цирконах // *Геохимия*. 2010б. № 11. С. 1132–1153.
- Куликов В. С., Куликова В. В., Бычкова Я. В. Палеопротерозойский мантийный плюм «Виндибелт» (ЮВ Фенноскандия) // *Материалы III Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика»* (5–8 сент. 2006 г., Россия, Республика Бурятия). Улан-Удэ, 2006. С. 645–649.
- Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В., Жабин С. В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.
- Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2008. 296 с.
- Степанов В. С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
- Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 175 с.
- Степанов В. С., Степанова А. В. Раннепротерозойский магматизм Северной Карелии: ассоциации магматических комплексов и главные черты эволюции // *Материалы междунар. конф. «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии»*. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1999. С. 155–156.
- Шарков Е. В., Красивская И. С., Чистяков А. В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // *Петрология*. 2004. Т. 12, № 10. С. 632–655.
- Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // *Петрология*. 1997. Т. 5, № 5. С. 503–522.
- Kulikov V. S., Bychkova Ya. V., Kulikova V. V., Ernst R. The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous province // *Precambrian Research*. 2010. Vol. 183, N 3. P. 589–601.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P. et al. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precambrian Research*. 1998. Vol. 92. P. 223–250.
- Puchtel I. S., Haase K. M., Hofmann A. W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. Vol. 63. P. 3579–3595.
- Rock N. M. S. The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences // *Mineral. Petrol.* 1990. Vol. 43. P. 99–119.
- Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern

Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2010. Vol. 183. P. 602–616. doi:10.1016/j.precamres.2010.08.016.

Vuollo J., Huhma H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland // M. Lehtinen, P. A. Nurmi, O. T. Ramo

(Eds.). Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam: Elsevier B. V., 2005. P. 195–236.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Егорова Светлана Валерьевна

аспирант

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

Yegorova, Svetlana

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

Степанова Александра Владимировна

старший научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: stepanov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

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

УДК 551.72: [553.491+553.491.8+553.078+553.04]

МИНЕРАЛОГИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КЛИМОВСКОГО КОМПЛЕКСНОГО БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)

В. И. Иващенко, А. Е. Ромашкин

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Приведены оригинальные результаты прецизионных минералого-геохимических исследований рудоносных метасоматитов Климовского комплексного благороднометалльного проявления в Беломорском подвижном поясе. Охарактеризованы метасоматические колонки, продуктивные минеральные ассоциации и состав главных рудных минералов. Сделаны выводы о вероятном генезисе рудопроявления и перспективах этого типа оруденения в Карельском регионе.

Ключевые слова: Климовское благороднометалльное проявление, Беломорский подвижный пояс, офиолиты, листвениты, пропилиты, золото, платина, палладий, хромиты.

V. I. Ivashchenko, A. E. Romashkin. MINERALOGY AND GENESIS OF THE KLIMOVSKOYE COMPLEX NOBLE-METAL OCCURRENCE, BELOMORIAN MOBILE BELT

The original results of the high-precision mineralogical and geochemical study of ore-bearing metasomatic rocks from the Klimovskoye complex noble-metal occurrence, located in the Belomorian mobile belt, are reported. Metasomatic columns, productive mineral assemblages and ore mineral compositions are described. Conclusions about the presumed genesis of the occurrence and the prospects of this type of mineralization for the Karelian region are drawn.

Key words: Klimovskoye noble-metal occurrence, Belomorian mobile belt, ophiolites, listwanites, propylites, gold, platinum, palladium, chromites.

Введение

В Беломорском мобильном поясе (БМП) проявления благороднометалльной рудной минерализации свекофеннского возраста, относящиеся, вероятно, к мезотермальному орогеническому типу, контролируются разномасштабными (мощность – до 100 м, протяженность – до км) зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных им диафторитов фации биотит-мусковитовых гнейсов (рис. 1). Эти рудные объекты по некоторым

своим параметрам предположительно соответствуют промышленному типу комплексных (с Au и МПГ) большеобъемных месторождений с невысокими содержаниями рудных элементов, но значительными запасами. Они известны в беломорском комплексе Северной Карелии и охарактеризованы на Лоушском, Плотинском, Малиноваракском участках [Ручьев, 2002], а в последние годы выявлены в пределах Климовского рудного узла [Петров и др., 2007], который в этом аспекте является наиболее перспективным.

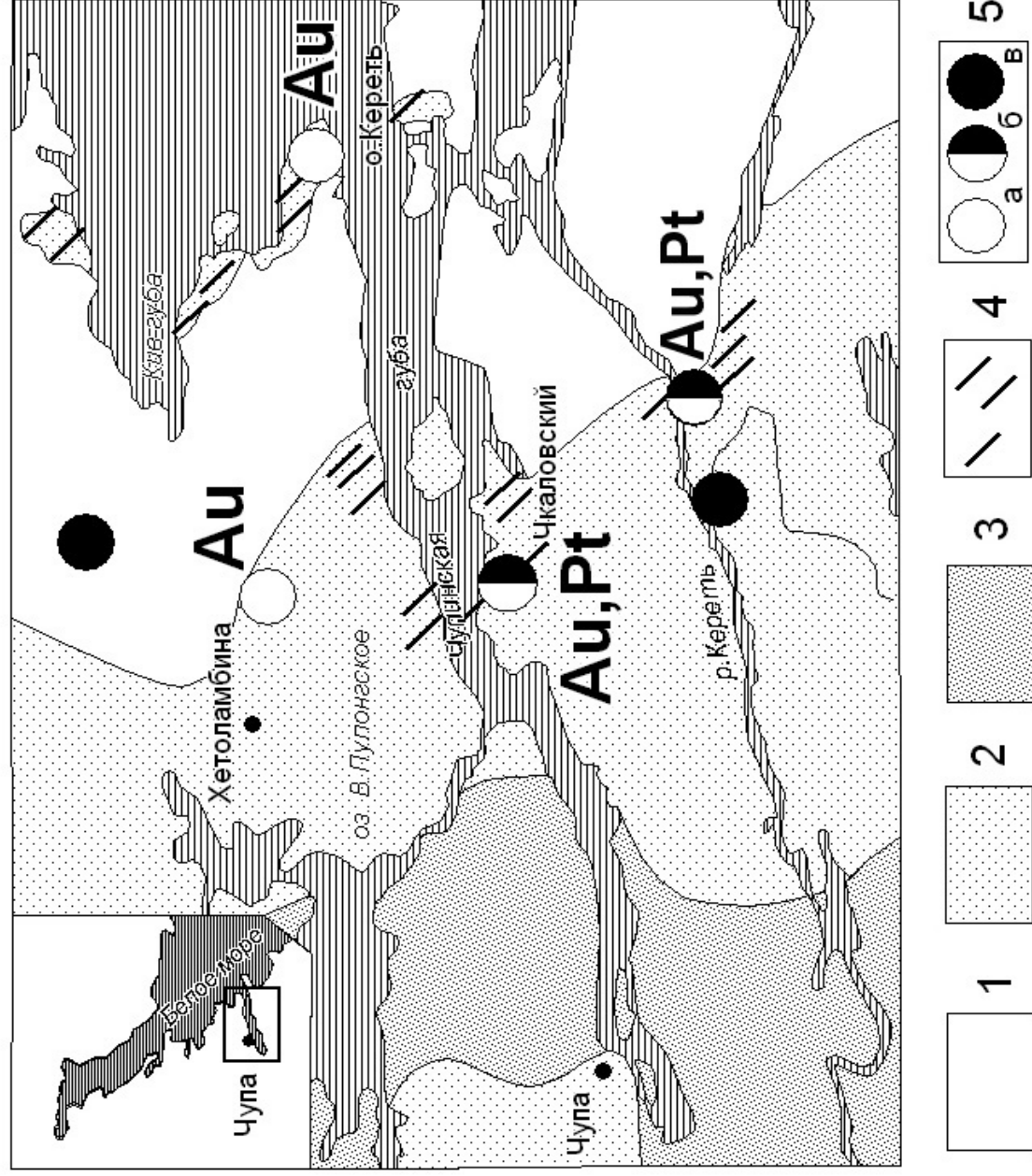


Рис. 1. Схема размещения рудопроявлений золота и платины в Чупино-Лоухском районе (по: [Ахмедов и др., 2001] с дополнениями):

1 – керетская свита (биотитовые гнейсы, гранитогнейсы); 2 – хетоламбинская свита (амфиболовые гнейсы, амфиболиты); 3 – лоухская свита (кианит-гранат-биотитовые гнейсы); 4 – зоны сульфидизации; 5 – колчеданные рудопрооявления; а – золоторудные, б – комплексные благороднометалльные (Au, Pt, Pd, Ag), в – неустановленной специализации

В составе беломорского комплекса Северной Карелии выделяется совокупность геологических образований, отвечающая области распространения пород чупинской и хетоламбинской толщ (тектонических покровов) Чупино-Беломорского зеленокаменного пояса – ЧБЗП [Ахмедов и др., 2005], подвергнувшегося, вероятно, впоследствии раннепротерозойскому рифтингу. Обстановка неоднократно активизированного ЧБЗП оценивается как потенциально-продуктивная в отношении формирования благороднометалльного оруденения, что подтверждается выявлением прямых признаков комплексной благороднометалльной минерализации в породах чупинской и хетоламбинской [Ручьев, 2001, 2005; Ахмедов и др., 2005] толщ, содержащих в качестве акцессорных минеральных фаз теллуриды и висмутиды палладия, платины и золото самородное [Ахмедов и др., 2005], а также впервые установленные в них муассонит, когенит, чалипит и другие карбиды, самородные – серебро, железо, никель, медь, цинкистая медь, свинец, олово и др. [Ручьев, 2001, 2002, 2005].

Наиболее перспективными на золото в региональном металлогеническом аспекте, вероятно, являются гнейсы чупинской толщи, сопоставляемой с верхней терригенной частью обобщенного разреза зеленокаменных поясов. Гнейсам всех минеральных фаций свойственно повышенное фоновое содержание благородных металлов, которое определяется особенностями протолита и характером процессов его переработки в архее и протерозое (2,9–1,75 млрд лет назад) [Ручьев, 2001, 2005 и др.].

В качестве наиболее золотоносного выделен свекофеннский (1,96–1,75 млрд лет) структурно-метаморфический комплекс, представленный разномасштабными, в том числе очень крупными (мощность – до нескольких сотен метров, прослеженная длина по простиранию – до нескольких километров), зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных им диафоритов фации биотит-мусковитовых гнейсов (гнейсов-4) [Голубев и др., 2007]. Сдвиговые дислокации характеризуются полифазной историей формирования, обусловившей их сложную внутреннюю структуру и взаимоотношения.

Элементный спектр платиноидов в минеральных фациях чупинских гнейсов аналогичен таковому полиморфных хромититов офиолитовых комплексов, что свидетельствует о мантийном первоисточнике благородных металлов и усиливает аргументацию в подтверждение рифтогенной природы ЧБЗП [Ручьев, 2006].

Региональные зоны метасоматических преобразований в хетоламбинской толще представляются перспективными на комплексное благо-

роднометалльное оруденение [Шевченко, 2011]. Самые известные и, вероятно, наиболее перспективные рудопроявления данного типа объединяются в составе Климовского рудного узла [Петров и др., 2007; Шевченко и др., 2009], характеризующегося широким распространением горизонтов золото- и МПГ-содержащих метасоматитов (красно-коричневый высокотитанистый и железистый биотит + хлорит + актинолит + средне-кислый хлор-скаполит), развитых по ортоамфиболитам и амфиболовым сланцам. Формирование метасоматитов связывается со свекофеннской эпохой тектоно-термальной активизации (1,85–1,7 млрд лет) и контролируется протяженными зонами сдвиговых дислокаций. Метасоматиты содержат рассеянную сульфидную вкрапленность (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, виоларит), иногда линзовидные обособления массивных колчеданных руд. Отмечаются также минералы благородных металлов – теллуриды и висмутотеллуриды палладия (меренскит, майченерит, мончеит, котульскит), изредка арсениды. В пределах рудного узла выделено шесть согласно залегающих протяженных (свыше 9 км) горизонтов рудоносных метасоматитов со средней мощностью 30 м, имеющих комплексную медно-никелевую (Ni – 0,28–0,5 %, Cu – 0,26–1,0 %) и золото-платино-палладиевую (Pd – 0,23–1,4 г/т, Pt – 0,16–0,3 г/т), Au (0,3–0,6 г/т) специализацию. Здесь же отмечаются субвертикальные секущие зоны кварц-серicitовых изменений с высокими содержаниями золота: в штучных пробах – до 48,6 г/т, в бороздовых – на инт. 1 м до 7,72 г/т. По результатам технологических испытаний, выполненных в ОАО Институт «Гипроникель», рудоносные метасоматиты Климовского рудного узла являются бедными, но хорошо обогащаемыми благороднометалльными рудами с палладиевой специализацией [Петров и др., 2007].

Суммарные прогнозные ресурсы категории P1 + P2 по Климовскому рудному узлу составляют: Au – 36,4 т, Pt – 19,5 т, Pd – 27,9 т, Cu – 316 тыс. т, Ni – 340 тыс. т [Петров и др., 2007], что соответствует масштабам среднего комплексного большеобъемного месторождения. При проведении дальнейших геологоразведочных работ последующих стадий имеются высокие перспективы на перевод Климовского рудного узла в класс крупных большеобъемных комплексных (Cu, Ni, Au, МПГ) месторождений.

Несмотря на то что для данного рудного узла уже подсчитаны ресурсы благородных металлов и проведены технологические испытания руд, многие вопросы, касающиеся минерального состава рудоносных метасоматитов,

их зональности, времени образования и генезиса, остаются по настоящее время слабо изученными и дискуссионными.

Проведенные нами на современном научном оборудовании (SEM VEGA II LSN с микроанализатором INCA Energy 350, ИГ КарНЦ РАН; ICP-MS, ИГЕМ РАН) минералого-геохимические исследования рудоносных метасоматитов Климовского рудного узла позволили установить наличие ряда новых для них редких минералов и охарактеризовать состав типоморфных рудных (хромшпинелиды, ильменит) и породообразующих (слюды, хлориты, пренит, цеолиты и др.) минералов, что в совокупности уточняет и дополняет данные по минералогии метасоматитов и раскрывает некоторые генетические вопросы.

Минералогия рудоносных (Pd, Pt, Au, Ag, Ni, Cu, Co, Cr) метасоматитов

В пределах Климовского рудного узла наиболее доступным для изучения и перспективным благороднометалльным объектом является одноименное проявление, частично вскрываемое пегматитовым карьером. Рудопроявление характеризуется широким распространением Cu, Ni, Cr, Au, Ag, Pd, Pt-содержащих метасоматитов, развитых преимущественно по амфиболитам, являющихся, вероятно, измененными основными породами комплекса лерцолитов-габброноритов [Степанов, 1981; Корпечков, 2009] или расслоенными мафит-ультрамафитами архейского возраста, единичные массивы которых выявлены на Фенноскандинавском щите и продатированы в последние годы [Пожиленко, 2009]. Наиболее продуктивны среди этих метасоматитов разнообразные пропилиты с доминированием хлоритовых ассоциаций, листвениты и кварц-карбонат-гидрослюдистые образования с рассеянной рудной вкрапленностью, в том числе и благороднометалльной. Они ассоциируются с более ранними пирротиновыми рудами (AR?), а также с высокохромистыми алюмосиликатными минералами более поздних лиственитов и пропилитов.

Непосредственно в Климовском пегматитовом карьере рудоносные метасоматиты вскрываются в северной и восточной стенках. Условно, по пространственной ассоциированности с различными породами, они подразделяются на два типа: в обрамлении пологих линзовидных тел сплошных пирротиновых руд и в хлоритизированных меланократовых амфиболитах по субширотным вертикальным сдвиговым дислокациям небольшой мощности (до 1–2 м).

Метасоматиты, ассоциирующиеся с колчеданами, вскрыты в верхней и нижней частях восточной стенки карьера, соответственно, Верхняя и Нижняя рудные зоны.

Верхняя рудная зона (мощность 3–5 м) сложена кианит-амфибол-слюдистыми, слюдисто-амфибол-эпидот-хлоритовыми и амфибол-эпидот-хлоритовыми метасоматитами.

Кианит-амфибол-слюдистые метасоматиты – амфибол (Cr – 1,3–1,6 %), кианит (Cr – 0,5–1,5 %), хлорит (Cr – 1,5–1,8 %), пренит, флогопит (Cr – 2,2 %, f – 28 %), гидробиотит (Cr – 3 %), фуксит (Cr – 2,3 %), маргарит (парагонит – 21–32 %), маргарит-парагонит-фенгит, а также ставролит, плагиоклаз (№ 44–62), замещаемый маргарит-парагонитовой слюдой и анальцимом, и рудные – хромит (Cr_2O_3 , 25–43 %), титаномagnetит (Ti – 8,5 %), пирротин, халькопирит, пирит, пентландит и котульскит) (рис. 2) (табл. 1, 2).

Слюдисто-амфибол-эпидот-хлоритовые метасоматиты – амфибол (Cr – 0,72–1,22 %), мусковит (парагонит 23 %), Mg-Fe хлорит, Fe-хлорит, цоизит (Cr – 1,6 %), эпидот (Cr – 1,2 %), альбит, пренит (Cl – 0,3–1 %), реликты плагиоклаза (№ 90–93) и рудные (Ni-пирит, пентландит, меренскит) (рис. 2).

Амфибол-эпидот-хлоритовые метасоматиты – амфибол (Cr – 1,6 %), цоизит (Cr – 1,4–2 %), Mg-хлорит, Fe-Mg хлорит, мусковит (Mn – 1 %), кальцит, альбит, томсонит, реликты плагиоклаза (№ 65–91), Cl-апатит. Рудные минералы – хромит (32–44 % Cr_2O_3 , Zn – 1,2–1,4 %), халькопирит, пирит, пирротин, пентландит, галенит, кобальтин, самородное золото, меренскит, котульскит. Золото – в виде микровключений в хромите и пирротине (рис. 3) (табл. 3), а висмутотеллуриды палладия – в сростании с халькопиритом в цоизите.

Нижняя рудная зона (5–8 м) – линзовидное тело массивных пирротиновых руд, окруженное полосчатыми амфибол-биотит-плагиоклаз (№ 42)-хлоритовыми метасоматитами с небольшим количеством кварца, альбита, мусковита, эпидота, граната, F-апатита, рутила, циркона и вкрапленностью ильменита (Mn – 1,8 %) (табл. 4), пирротина, пентландита, халькопирита. Сама рудная линза сложена преимущественно пирротинном, в подчиненном количестве пиритом, халькопиритом, пентландитом, сфалеритом, ильменитом. В местах замещения сульфидов Fe- и Fe-Mg-хлоритами, развития кварца, эпидота, цоизита и пренита отмечаются микровыделения меренскита, котульскита, майченерита, самородных свинца и никеля, мелонита, висмутотеллуридов, электрума, барита, гесита (рис. 4).

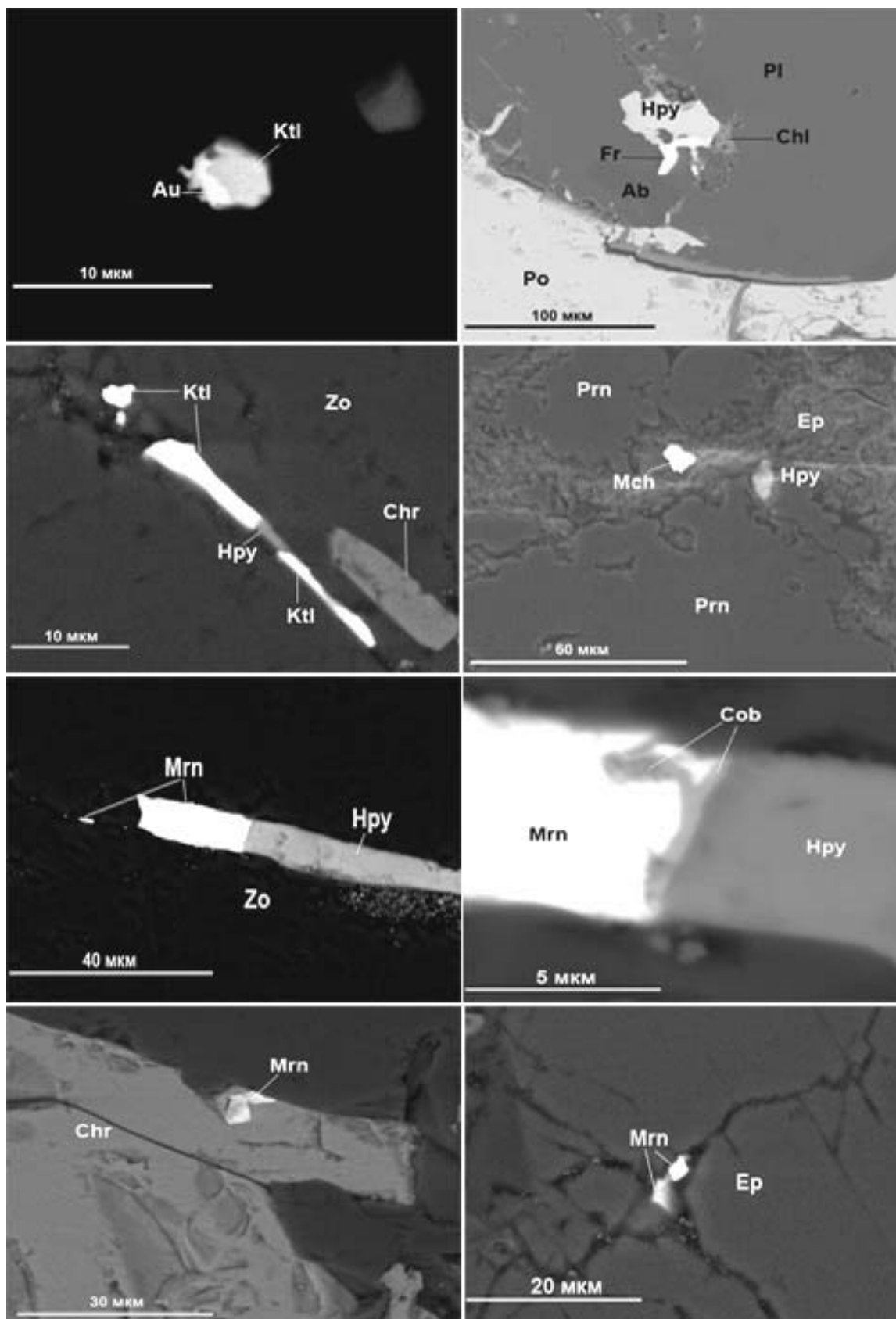


Рис. 2. Золото-платинометаллическая минерализация Климовского рудопроявления:

Au – золото самородное; Ktl – котульскит, $\text{Pd}(\text{Te}, \text{Bi})$; Fr – фрудит, PdBi_2 ; Mch – майченерит, PdBiTe ; Mrn – меренскит, $\text{Pd}(\text{Te}, \text{Bi})_2$; Hpy – халькопирит; Po – пирротин; Chr – хромит; Cob – кобальтин, CoAsS ; Ab – альбит; Chl – хлорит; Ep – эпидот; Pl – плагиоклаз; Prn – пренит; Zo – цоизит

Таблица 1. Химический состав хромшпинелидов Климовского рудопрооявления

	KI/5-16-1	KI/5-16-2	KI/5-4-6	KI/5-1-1	KI/10-5-5	KI/5-10-8	KI/12-7-3	KI/5-5-1	KI/12-2-5	KI/12-3-7	KI/12-8-1	KI/12-1-6	KI/12-9-1	KI/10-6-4
FeO	35,42	35,72	38,72	36,68	37,28	39,75	38,82	38,46	38,82	38,45	36,00	40,27	36,85	34,55
MgO	2,17	1,30	1,58	1,98				2,05			1,60		1,31	
MnO											1,05		1,04	
ZnO											1,04		1,56	
CaO							0,78							
Cr ₂ O ₃	54,86	53,12	50,76	50,74	49,40	48,53	46,29	46,04	44,87	44,52	43,36	43,09	41,97	41,44
Al ₂ O ₃	7,55	8,95	8,93	10,60	13,32	11,72	14,10	13,44	16,31	17,03	16,95	16,64	17,27	24,01
V ₂ O ₅		0,90												
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Формульные коэффициенты														
Fe ²⁺	0,94	0,96	0,95	0,94	1,00	1,00	0,97	0,94	1,00	1,00	0,86	1,00	0,86	0,96
Mg ²⁺	0,06	0,04	0,05	0,06				0,06			0,08		0,07	
Mn ²⁺											0,03		0,03	
Zn ²⁺											0,03		0,04	
Ca ²⁺							0,03							
Cr ³⁺	1,58	1,51	1,44	1,44	1,38	1,38	1,30	1,30	1,24	1,23	1,19	1,20	1,16	1,09
Al ³⁺	0,32	0,38	0,45	0,45	0,55	0,50	0,59	0,45	0,67	0,70	0,69	0,68	0,71	0,94
Fe ³⁺	0,14	0,12	0,23	0,21	0,10	0,20	0,18	0,21	0,14	0,12	0,18	0,18	0,21	
V ³⁺		0,02												
#Cr	0,83	0,80	0,76	0,76	0,72	0,73	0,69	0,74	0,65	0,64	0,63	0,64	0,62	0,54
Cr*	0,77	0,75	0,68	0,69	0,68	0,66	0,63	0,66	0,60	0,60	0,58	0,58	0,56	0,54
#Mg	0,06	0,04	0,05	0,06	–			0,06			0,08		0,07	

Окончание табл. 1

	KI/12-11-1	KI/10-5-4	KI/20-1-7	KI/12-11-2	KI/10-5-3	KI/10-1-12	KI/10-1-10	KI/10-2-11
FeO	38,10	38,84	36,89	35,36	37,17	37,42	34,55	34,78
MgO	1,29		1,46	2,33	1,96		2,90	3,55
MnO			1,35					
ZnO	1,55			1,72				
CaO								
Cr ₂ O ₃	40,65	35,76	33,41	33,00	32,90	32,61	24,50	23,33
Al ₂ O ₃	18,42	25,40	26,88	27,59	27,97	29,97	38,04	38,55
V ₂ O ₅								
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Формульные коэффициенты								
Fe ²⁺	0,89	1,00	0,89	0,84	0,90	1,00	0,87	0,84
Mg ²⁺	0,07		0,07	0,12	0,10		0,13	0,16
Mn ²⁺			0,04					
Zn ²⁺	0,04			0,04				
Ca ²⁺								
Cr ³⁺	1,11	0,95	0,87	0,86	0,85	0,84	0,60	0,57
Al ³⁺	0,75	1,00	1,05	1,06	1,06	1,15	1,38	1,39
Fe ³⁺	0,21	0,09	0,12	0,13	0,11	0,02	0,02	0,06
V ⁵⁺								
#Cr	0,60	0,49	0,45	0,45	0,45	0,42	0,30	0,29
Cr*	0,54	0,47	0,43	0,42	0,42	0,42	0,30	0,28
#Mg	0,07		0,07	0,12	0,10			

Примечание. #Cr = Cr/(Cr + Al); Cr* = Cr/(Cr + Al + Fe³⁺); #Mg = Mg/(Mg + Fe²⁺).

Таблица 2. Состав минералов элементов платиновой группы Климовского рудопрооявления

	KL/12-4-1	KL/12-6-1	KL/11-13-1	KL/20-12-1	KL/12-7-1	KL/10-8-1	KL/13-13-1	KL-2-2	KL/21a-4-1	KL-K1	KL-K2
Pd	25,74	25,78	27,28	27,39	38,22	37,81	41,20	21,94	24,30	23,70	23,51
Bi	22,95	21,91	22,05	11,91	28,63	33,38	17,47	78,06	45,87	46,98	46,62
Te	51,30	52,31	50,68	60,71	33,15	28,82	41,34		29,83	29,32	29,87
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Формульные коэффициенты											
Pd	0,99	0,96	1,00	0,98	0,95	0,96	0,97	1,07	1,00	0,99	0,98
Bi	0,42	0,42	0,43	0,22	0,36	0,43	0,21	1,93	0,97	0,99	0,98
Te	1,59	1,62	1,57	1,81	0,69	0,61	0,82		1,03	1,02	1,04

Примечание. KL/12-4-1, KL/12-6-1, KL/11-13-1, KL/20-12-1 – меренскит; KL/12-7-1, KL/10-8-1, KL/13-13-1 – котульскит; KL-2-2 – фрудит; KL/21a-4-1, KL-K1, KL-K2 – майченерит.

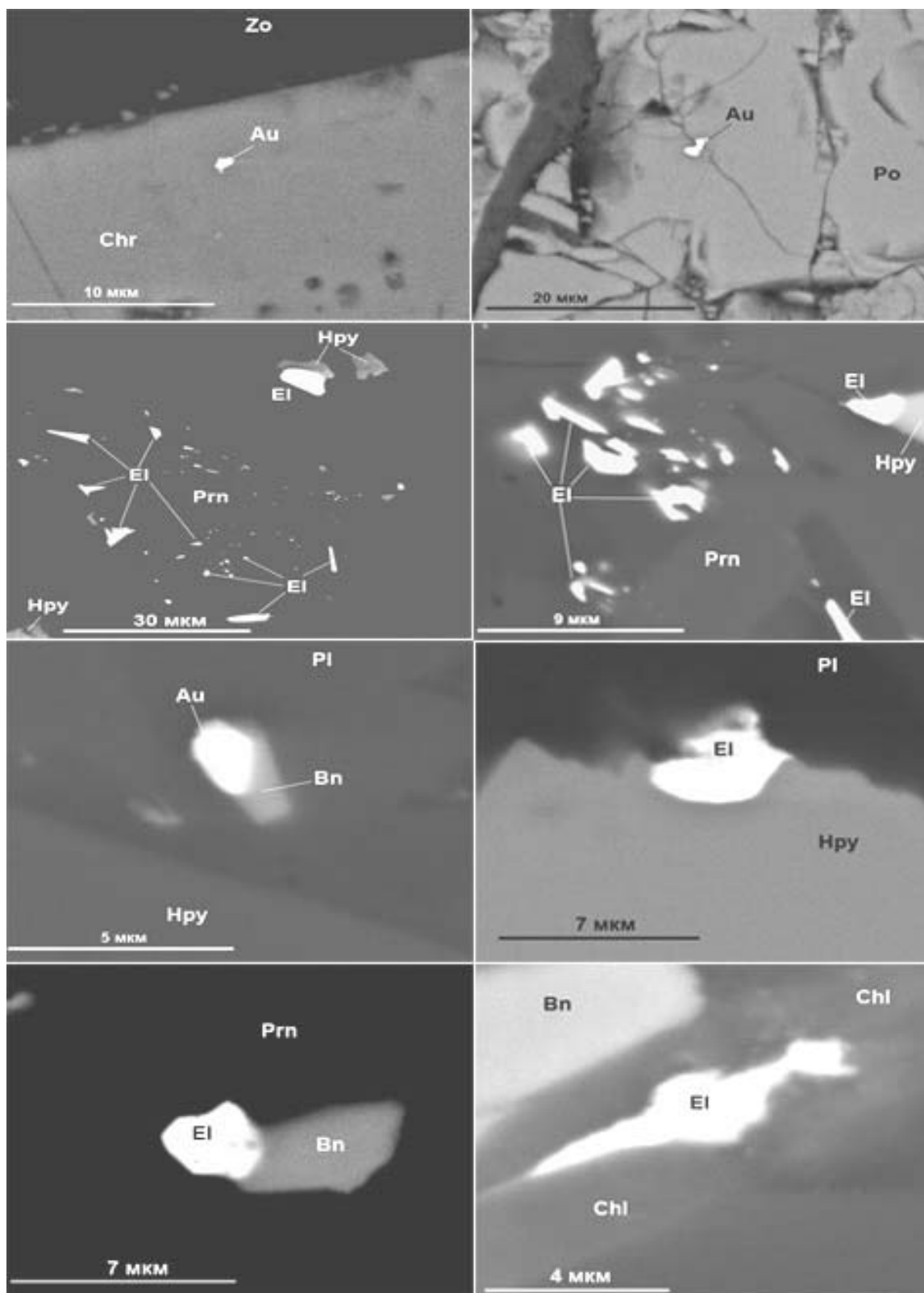


Рис. 3. Характерные морфотипы золота самородного и электрума в рудах Климовского проявления:

Au – золото самородное; El – электрум; Bn – борнит; Chl – хлорит; Chr – хромит; Hpy – халькопирит; Po – пирротин; Prn – пренит

Таблица 3. Состав золота самородного и электрума Климовского рудопоявления

	KL/13-13-2	KL/8-29-1	KL/8-27-1	KL/8-27-2	KL/8-27-3	KL/8-29-2	KL/8-9-1	KL/8-11-1	KL/8-18-1	KL/8-12-1	KL/8-17-1	KL/8-16-1
Au	83,18	71,66	69,63	67,76	67,29	66,30	67,87	62,95	49,96	49,14	48,04	46,48
Ag	16,82	28,34	30,37	32,24	32,71	33,70	36,13	37,05	50,04	50,86	51,96	53,52
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Формульные коэффициенты												
Au	0,73	0,58	0,56	0,54	0,53	0,52	0,49	0,48	0,35	0,35	0,34	0,32
Ag	0,27	0,42	0,44	0,46	0,47	0,48	0,51	0,52	0,65	0,65	0,66	0,68

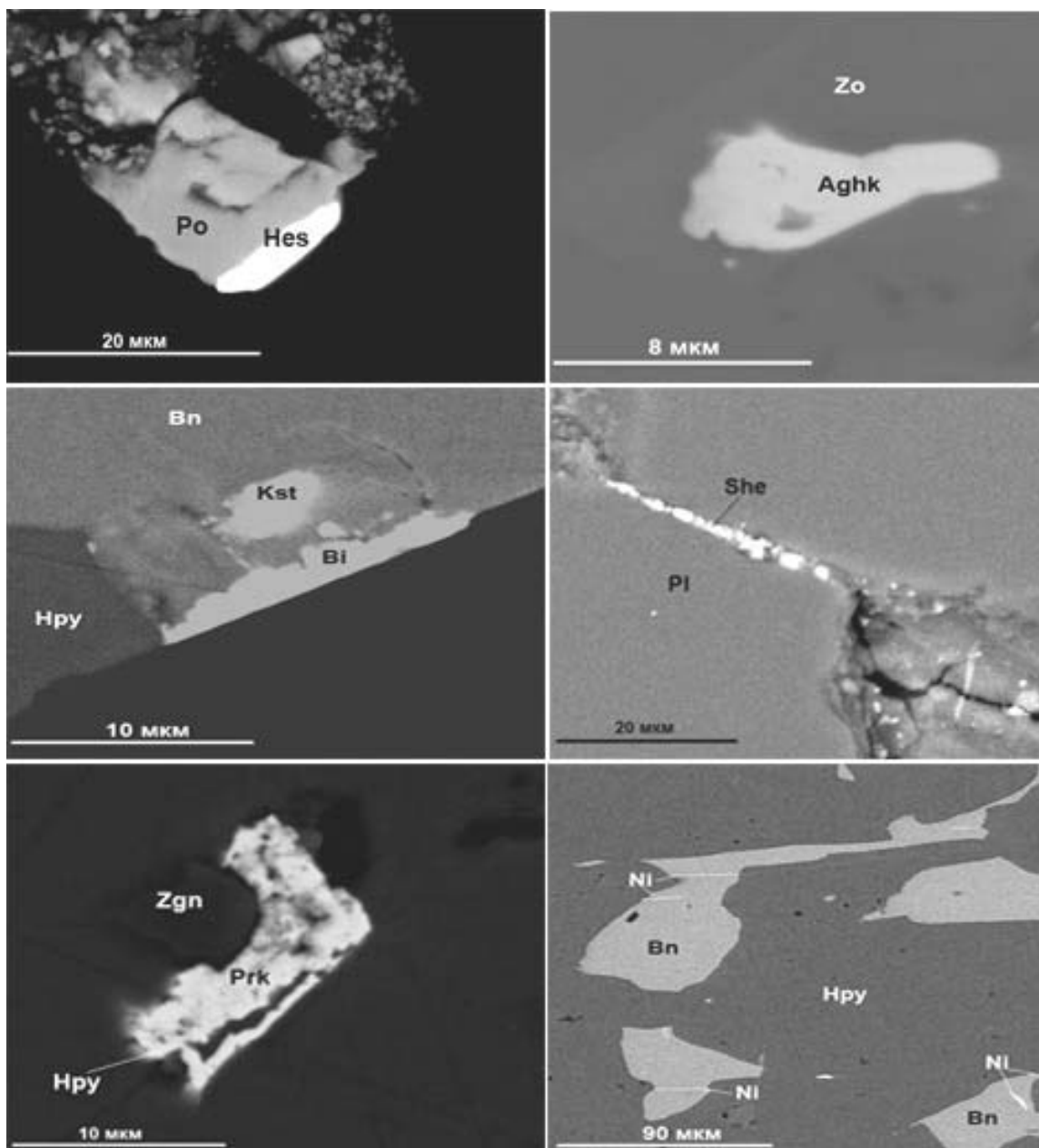


Рис. 4. Редкие минералы серебра, висмута, никеля и др. в рудах Климовского проявления:

Aghk – арсеногаленит, $Ni_9(Bi,Sb,As)_2S_8$; Bi – висмут самородный; Bn – борнит; Hpy – халькопирит; Hes – гессит, Ag_2Te ; Kst – кусатит, $CuBi_2O_4$; Po – пирротин; Ni – никель самородный; She – шеелит; Zgn – зигенит, $(Co,Ni)_3S_4$; Prk – паркерит, $Ni_3Bi_2S_2$; Zo – цоизит

Таблица 4. Состав ильменитов Климовского рудопроявления

	KI/13-4-1	KI/3-9-2	KI/13-2-1	KI/6-6-2	KI/18-2-1	KI/21a-2-1	KI/4-3-1	KI/3-8-3	KI/13-7-1	KI/13-1-5	KI/4-1-9	KI-1-3	KI/13-6-4	KI/3-1-5
FeO	41,87	42,94	44,94	42,95	45,08	45,90	45,30	45,09	45,70	45,76	46,51	45,40	45,76	45,41
MnO	5,70	4,90	3,49	3,00	2,40	2,03	1,94	1,79	1,71	1,61	1,51	1,39	1,30	1,26
TiO ₂	52,43	52,16	51,57	54,05	52,52	52,07	52,75	53,12	52,58	52,63	51,97	53,21	52,94	53,33
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Формульные коэффициенты														
Fe ²⁺	0,89	0,91	0,95	0,90	0,96	0,98	0,97	0,95	0,96	0,96	0,99	0,96	0,97	0,96
Mn ²⁺	0,12	0,10	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Ti ⁴⁺	0,99	0,99	0,98	1,04	0,99	0,98	0,99	1,01	1,00	1,00	0,98	1,01	1,00	1,01

Метасоматиты в субширотных вертикальных сдвиговых дислокациях вскрыты в северной части карьера. Они развиваются по хлоритизированному (Mg-хлорит) меланократовым амфиболитам (пл. № 60–80) с повышенными содержаниями MgO (12,69 %), Cr₂O₃ (0,96 %), Li₂O (0,03 %) и слабо измененным (Mg-хлорит) амфиболитам (MgO – 6,13 %, Cr₂O₃ – 0,02 %; пл. № 50–60) с аксессуарными сфеном, рутилом (до 1 % V), ильменитом (Mn – 1–4 %) и пирротинном. В обобщенном виде в их строении выделяются 4 метасоматические зоны.

1. Осевые части метасоматитов выполнены высокохромистыми карбонат-хлорит-слюдистыми ассоциациями состава – хромит (Cr₂O₃ 46–54 %), амфибол (Cr – 1,2 %), биотит (f = 33–41 %, Cr – 1–2,4 %), фуксит (Cr – 1,6–2–3,2 %), цоизит (Cr – 1,7–2,4 %), Mg-хлорит (Cr, 0–4 %; V, 0–0,3 %), мусковит, плагиоклаз (№ 30–50), анортотоклаз, кальцит, гидробиотит (Cr – 1,3–1,4 %), альбит, пренит, кварц, рутил, сфен (Cr – 0–0,8 %) и рудные – пирротин, пирит (Ni – 1 %), пентландит, галенит (Se – 1,3 %), самородные висмут и золото, шеелит (рис. 4).

2. В сторону амфиболитов они сменяются кальцит-альбит-мусковит-парагонит-хлоритовыми (Fe-Mg-хлорит) метасоматитами с развивающимися по плагиоклазу высококремневыми слюдами сложного состава (от мусковита до парагонита с маргаритовым – до 10 % и роскоэлитовым – до 8 % компонентами и повышенными содержаниями марганца – 0,2–1,0 %), альбитом, пренитом, натролитом и анальцитом. Метасоматиты содержат никельсодержащий (Ni – 2,4 %) пирит, халькопирит, селенистый (Se – 15 %) галенит и клаусталит в срастании со спионкопитом и долерофанитом. Принимавшиеся здесь ранее за скаполит сиреневатые минеральные обособления в действительности оказались агрегатами пренита, сложных Mn-содержащих высокремневыми слюд и реликтов основного плагиоклаза.

3. Хлорит-амфибол-слюдистые метасоматиты с коричневым биотитом (f – 38, 37; маргарит – до 20 %), замещаемым пренитом, FeMg-хлоритом и подвергающимся гидрата-

ции. Здесь же отмечаются мусковит (серицит) совместно с пренитом, мусковит-фенгит (фенгит – 40–50 %, маргарит – 30%), альбит, K-Na-полевои шпат, цоизит (Se – 1,6 %), фтор- и оксиапатит, циркон (50–100 мкм), в реликтах – плагиоклаз (№ 50), амфибол, гранат (Алм-51, Грс-23, Спс-15, Пир-11). Рудные представлены ильменитом (Mn – 2,4 %), сфалеритом, галенитом, пиритом, кобальтином, халькопиритом, самородным свинцом.

4. Амфибол-альбит-цоизит-пренит-тюрингитовые метасоматиты (CuO – 0,33 %) содержат тонкую вкрапленность халькопирита, борнита и ассоциирующихся с ними микровыделений паркерита, зигенита, арсеногаухеокорнита, виттихенита, гессита, штютцита, никеля сам. и неидентифицированной фазы – Ag₅Te₃BiS (рис. 4). Местами в них отмечаются кварцевые прожилки, содержащие в зальбандах кобальтин, самородный висмут, бисмит, кусатиит, сфалерит, электрум (Au₃₅₋₆₁Ag₃₉₋₆₅). Электрум встречается в сростках с борнитом в плагиоклазе № 60 и прените, а также в халькопирите и тюрингите.

Обсуждение результатов

Полученные результаты, свидетельствующие о широком распространении в рудоносных метасоматитах Климовского проявления как высокотемпературных (кианит, гранат), так и низкотемпературных (до цеолитов) минеральных ассоциаций, наряду с их «пестрым» строением, осложненным наличием большого числа преимущественно линзовидных и пластовых тел слабо измененных амфиболитов, крайне осложняют реконструкцию протолита, служившего субстратом для их формирования. В этом аспекте важное генетическое значение имеют минералы, относительно устойчивые в метаморфо-метасоматических процессах. Одним из таких минералов-индикаторов при типизации магматических пород является хромшпинелид [Плаксенко, 1989; Griffin et al., 1993; Степанов и др., 2003; Перевозчиков и др., 2004; Рыкус и др., 2007 и др.].

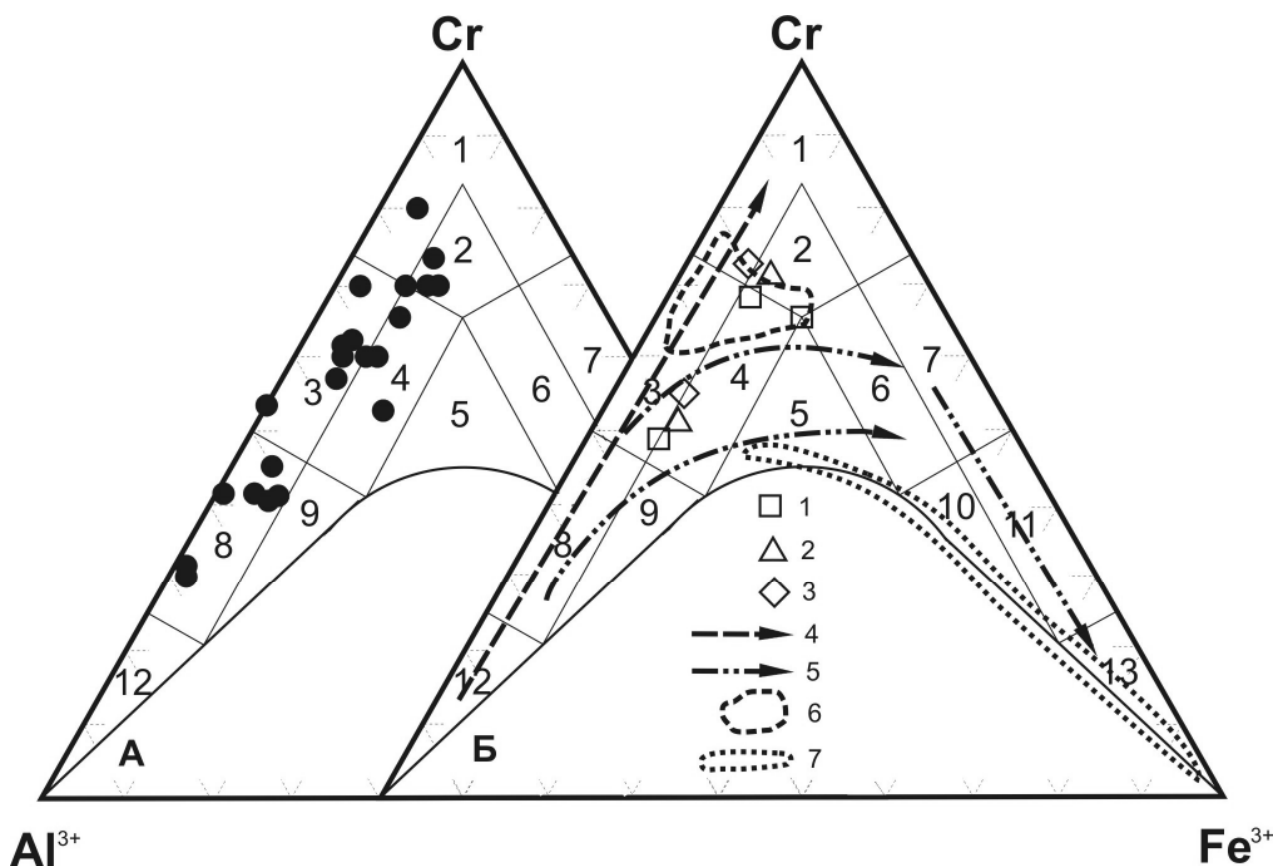


Рис. 5. Состав хромшпинелидов Климовского рудопроявления (А) и средние составы хромшпинелидов из различных типов руд офиолитовых массивов Полярного Урала и метаультрамафитов Беломорского мобильного пояса (Б):

1–3 – массивы: 1 – Рай-Из, 2 – Войкаро-Сынынский, 3 – Кимперсайский; 4, 5 – тренды эволюции состава хромшпинели из ультрабазитов [Перевозчиков и др., 2004]; 4 – первичный тренд дифференциации в верхней мантии, 5 – вторичные тренды метаморфических преобразований в коровых условиях; 6 – поле составов хромшпинелидов Бураковского плутона в Карелии [Николаев, 2009]; 7 – поле составов хромшпинелидов из метаультрабазитов оз. Серяк Беломорского мобильного пояса [Степанов и др., 2003]; 1–13 – подсемейства хромшпинелидов: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферрихромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – суалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит

Состав хромшпинелидов на Климовском проявлении варьирует от хромпикотита до хромита и субферрихромита (рис. 5). Содержание MgO в хромшпинелидах достигает 3,6 %, MnO – 1,35 %, ZnO – 1,72 % (табл. 1). В единичных анализах отмечается присутствие CaO – 0,78 % и V_2O_5 – 0,90 %. Соответственно их хромистость ($\#Cr = Cr/(Cr+Al)$) изменяется от 0,29 до 0,83, а максимальная магнезиальность ($\#Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) составляет 0,12. Такие особенности состава хромшпинелидов свидетельствуют о доминирующем типе изоморфизма в них по «*P* тренду» ($Cr^{3+} - Al^{3+}$) при практически непроявленном изоморфизме по «*fO₂* тренду» ($Fe^{2+}+Ti^{4+} - 2Cr^{3+}$), обычно характерном для метаморфических преобразований хромшпинелидов в коровых условиях [Горбачев и др., 2006] и отчетливо проявленном в хромшпинелидах ультрабазитов района оз. Серяк в Беломорском мобильном поясе [Степа-

нов и др., 2003]. При метаморфизме из хромшпинелидов происходит практически полный вынос Al , Mg и значительная часть Cr , сопровождаемый привнесом Fe и переходом его из двухвалентного в трехвалентное состояние [Рыкус и др., 2007]. Исходя из этого, установленные вариации составов хромшпинелидов Климовского проявления определялись, вероятно, не метаморфизмом, а метасоматическими преобразованиями, в конечном итоге приведшими к формированию лиственитов, пропилитов и березитоидов. В таком случае предполагается, что наиболее хромистые хромшпинелиды (хромиты и субферрихромиты) являются производными алюмохромитов исходных магматических пород, которыми, наиболее вероятно, могли быть офиолиты, и образованы в процессе их лиственитизации. Это не противоречит типохимическим особенностям хромшпинелидов офиолитовых комплексов (обычно

алюмохромиты) и формации лиственитов, характеризующихся сравнительно высокой хромистостью [Спиридонов и др., 1998 и др.]. Присутствие в исследуемых хромшпинелидах процентных содержаний марганца и цинка (табл. 1) также является показательным для их сопоставления со шпинелидами докембрийских офиолитов. Примерно такой же уровень содержаний этих элементов зафиксирован в хромшпинелидах офиолитов Оутокумпу и Йормуа в Финляндии [Vuollo, Piiranen, 1989]. Не противоречат такому сопоставлению и особенности состава ильменита Климовского проявления (табл. 4), местами ассоциирующегося с хромшпинелидами, хотя высокие содержания в нем марганца (до 6 %), возможно, обусловлены уже процессами, ответственными за формирование пегматитов, ильмениты которых в целом отличаются повышенной марганцовистостью [Багдасаров, 2010].

На данной стадии исследований Климовского проявления оценить РТ параметры гидротермально-метасоматических преобразований офиолитов представляется возможным только в первом приближении. Согласно шпинелевому геотермометру [Griffin et al., 1993], температура образования хромитов Климовского проявления по количественному содержанию в них цинка оценивается в 400–460°. Примерно такой же температурный интервал получается и по ильменит-железо-оксидному геотермометру [Spencer, Lindsley, 1981]. Однако широкое распространение в рудоносных метасоматитах висмута самородного, гессита, штютцита, пренита, гидрослюд сложного состава и цеолитов (натролит, анальцит, томсонит и др.) является индикатором гораздо более низкотемпературных условий (<<200°), возможно связанных уже с пегматитовым процессом.

Таким образом, основываясь на приведенных данных по составу хромшпинелидов из различных магматических комплексов и трендах эволюции их составов при метасоматозе и метаморфизме, представляется, что в метасоматитах Климовского проявления присутствуют хромшпинелиды офиолитового парагенезиса и разных стадий их метасоматических преобразований, специфика которых заключалась в проявлении изоморфизма преимущественно по «*Р тренду*». То есть гидротермально-метасоматическая переработка офиолитов происходила при достаточно значительном падении давления во флюидной системе, что, несомненно, способствовало распаду переносимых растворами комплексных соединений и рудоотло-

жению. В составе рудных ассоциаций выделяются как унаследованные рудные минералы (хромшпинелиды, ильменит, пирротин, пентландит и др.), так и новообразованные – преимущественно благороднометалльные, а также висмутиды, висмутотеллуриды, селениды и др. Минералы платиновой группы представлены преимущественно системой Pd-Bi-Te (табл. 2) и более редкими – сперритом и родий- и палладийсодержащим кобальтин-герсдорфитом. Минералами-носителями золота являются золото самородное и электрум (табл. 3). По данным микрозондового анализа, в золоте на пороге чувствительности (0,1 %) отмечается присутствие ртути, что, вероятно, является признаком глубинного происхождения рудопродуцирующих растворов [Patter, Barnes, 1978]. По совокупности данных Климовское рудопроявление классифицируется нами как орогенное мезотермальное.

Выводы

Рудоносные метасоматиты Климовского рудного узла формировались по офиолитовому комплексу с доминированием метаморфо-метасоматических преобразований по «*Р тренду*» при редуцированном проявлении изменений по «*fO₂ тренду*». Наиболее продуктивными на благороднометалльную минерализацию метасоматитами на Климовском проявлении являются пропилиты железисто-хлоритовых ассоциаций, листвениты и кварц-карбонат-гидрослюдистые образования с хромсодержащими минералами, пренитом и цеолитами (натролит, томсонит, анальцит). Структурный контроль и возраст [Шевченко и др., 2009; Астафьев и др., 2010] благороднометалльной минерализации Климовского проявления дискуссионны. Наиболее вероятным представляется его полигенно-полихронное происхождение (AR-PR) в региональных сдвиговых зонах свекофеннского возраста с участием архейских офиолитовых комплексов и золотосодержащих колчеданных руд (фальбандов), известных в Чупинской губе Беломорья еще с начала прошлого века [Гинсбург, 1921] и выявленных позднее [Ахмедов и др., 2001] на полуострове Картеш, в районе рудников Хетоламбино, Чкаловский, Булка и др.

Литература

Астафьев Б. Ю., Воинова О. А., Воинов А. С., Проскурин Г. Ю. Прогнозная оценка золотоносности зон сочленения архейских гранит-зеленокаменных об-

ластей и подвижных поясов Карело-Кольского региона // Материалы Всерос. конф. Самородное золото. Т. 1. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 47–49.

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

Ахмедов А. М., Шевченко С. С., Симонов О. Н. и др. Новые типы проявлений благороднометалльной минерализации в зеленокаменных поясах позднего архея Карело-Кольского региона // Геология и геодинамика архея. СПб.: Центр информационной культуры, 2005. С. 34–38.

Багдасаров Э. А. Типохимические особенности кристаллохимических параметров ильменитов и их прикладное значение // Региональная геология и металлогения. 2010. № 44. С. 34–41.

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

Голубев А. И., Иващенко В. И., Трофимов Н. Н., Ручьев А. М. Металлогения и оценка перспектив Карелии на крупные комплексные благороднометалльные месторождений // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. С. 91–116.

Горбачев Н. С., Костюк А. В., Некрасов А. Н., Сулганов Д. М. Минералы – как индикаторы поро-до- и рудообразования // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Междунар. минер. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 109–111.

Корпечков Д. И. Климовское корундовое проявление, Северная Карелия: некоторые петрографические особенности // Материалы XX Рос. конф. молодых ученых, посвящ. памяти чл.-кор. АН СССР К. О. Кратца. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2009. С. 94–97.

Николаев Г. С. Условия кристаллизации первично-магматического хромита при формировании Бураковско-Аганозерского расслоенного массива Заонежья // Материалы 3-й Междунар. конф. «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Качканар, 2009. С. 75–79.

Перевозчиков Б. В., Плотников А. В., Макиев Т. Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 6. Пермь: Перм. ун-т, 2004. С. 170–180.

Петров О. В., Шевченко С. С., Ахмедов А. М. Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной части Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России: Материалы Всерос. конф. (Петрозаводск, 12–15 ноября 2007 г.). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. С. 292–296.

Плаксенко А. Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж, 1989. 224 с.

Пожиленко В. И. Позднеархейский расслоенный диорит-базит-гипербазитовый массив Оспелувтуайвенч (Кольский полуостров) // Сборник материалов проекта Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Вып. II. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 89–96.

Ручьев А. М. Геологические предпосылки развития рудной сырьевой базы горнодобывающей промышленности в Лоухском районе Республики Карелия // Материалы Междунар. конф. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2001. С. 70–78.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2002. С. 47–58.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по пробл. геол. и геодин. докембрия. СПб.: Центр информационной культуры, 2005. С. 324–329.

Ручьев А. М. Платиноиды парагнейсов чупинской свиты и проблема архейских офиолитов беломорского комплекса Балтийского щита // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 305–308.

Рыкус М. В., Бажин Е. А., Савельев Д. Е., Сначев В. И. Геология и геохимические особенности ультрабазитов и габброидов зоны сочленения Южного и Среднего Урала (Кыштымская площадь) // Геология и геофизика. 2007. Т. 7, № 1. С. 72–80.

Спиридонов Э. М., Назьмова Г. Н., Соколова Н. Ф. и др. Состав и эволюция магматитов и метасоматитов инверсионных гранодиоритовых и раннеорогенных монцонитовых комплексов Казахстана и Урала и сопряженного Fe-Co (Cu, W) скарнового, Mo-Cu-порфирового, кварц-шеелитового и золото-кварцевого оруденения // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса (Тр. лаборатории складчатых поясов) / Под ред. Е. Е. Милановского и А. Б. Веймарна. М.: МГУ, 1998. С. 66–73.

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

Степанов В. С., Слабунов А. И., Степанова А. В. Породообразующие и акцессорные минералы позднеархейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2003. С. 17–25.

Шевченко С. С. Минералого-геохимические особенности рудоносных метасоматитов и перспективы выявления комплексного благороднометалльно-медно-никелевого оруденения в Беломорском подвижном поясе: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2011. 20 с.

Шевченко С. С., Ахмедов А. М., Крупеник В. А., Свешникова К. Ю. Благороднометалльные метасо-

матиты позднего архея Чупино-Лоухского фрагмента Беломорской подвижной зоны // Регион. геол. и металлогения. 2009. № 37. С. 106–120.

Barton P. B., Noulmin J. B. The elektrum-tarnisch method for the determination of the fugacity sulfur in laboratory sulfide systems // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1964. Vol. 28. P. 619–640.

Griffin W. L., Sobolev N. V., Ryan C. G. et al. Trace elements in garnet and chromites: diamond formation in the Siberian lithosphere // *Lithos*. 1993. Vol. 29. P. 235–256.

Spencer K. J., Lindsley D. H. A solution model for coexisting iron-titanium oxides // *American Mineralogist*. 1981. Vol. 66. P. 1189–1201.

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

Vuollo J., Piirani T. Mineralogical evidence for an ophiolite from the Outokumpu serpentinites in North Karelia, Finland // *Bul. Geol. Soc. Finland*. 1989. 61, part. 1. P. 95–112.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Ивашченко Василий Иванович

ведущий научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ivashche@krc.karelia.ru

Ромашкин Александр Евгеньевич

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

Romashkin, Alexandr

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

УДК 550.382.3: 553.541

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ТАЛЬКОВОГО КАМНЯ ОЗЕРКИ (КОСТОМУКШСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА)

Е. Е. Климовская, А. В. Климовский

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Работа посвящена исследованиям месторождения талькового камня Озерки (южная часть Костомукшской зеленокаменной структуры). По результатам петрофизических и минералого-геохимических исследований пород месторождения выявлены закономерности изменения магнитных свойств ультрамафитов в зависимости от интенсивности гидротермальных и метасоматических процессов. Результаты представляют практический интерес и применимы при поисково-разведочных работах, а также при эксплуатационной разведке с целью повышения эффективности комплекса горно-геологических работ.

Ключевые слова: тальковый камень, Костомукшская зеленокаменная структура, коматиит, магнитная восприимчивость, магнитометрия, метаморфизм, метасоматоз, петрофизика.

**E. E. Klimovskaya, A. V. Klimovskiy. GEOLOGICAL NATURE OF THE
OZERKY SOAPSTONE DEPOSIT MAGNETIC ANOMALIES
(KOSTOMUKSHA GREENSTONE BELT)**

The paper deals with studies of the Ozerky soapstone deposit in the southern part of the Kostomuksha greenstone structure. A correlation between the alteration of magnetic properties of the ultrabasic rocks and the rates of hydrothermal and metasomatic processes was revealed through petrophysical, mineralogical and geochemical investigations. The results are of practical interest and can be used in prospecting and exploration, as well as operational exploration to improve the efficiency of the set of geological and mining activities.

Key words: soapstone, Kostomuksha greenstone structure, komatiite, magnetic susceptibility, magnetometry, metamorphism, metasomatism, petrophysics.

Введение

Добыча и использование талькового камня обусловлены физическими и декоративными свойствами данного сырья, обеспечивающими его применимость в энергоэффективных обогривательных установках как промышленного, так и бытового назначения (теплоаккумулирую-

щая роль). Мелкофракционный природный и термообработанный материал может использоваться для футеровок тепловых агрегатов, в качестве наполнителя для композиционных материалов, для производства керамических изделий с улучшенными свойствами и др. [Соколов, 1995]. Из тальковых руд Карелии, являющихся в общем случае тальковым камнем, воз-

можно получение тальковых концентратов, пригодных для применения в целлюлозно-бумажной, лакокрасочной, керамической промышленности, для производства резинотехнических изделий и пластмасс [Фурман, 1995].

Метаультрамафиты, к которым приурочены залежи талькового камня, обычно создают сильные магнитные аномалии, что позволяет эффективно использовать в поисковых работах магниторазведку. Однако не все типы измененных ультрамафитов представляют практический интерес, и вариации минерального состава могут отражаться в изменении петрофизических параметров (в частности, магнитной восприимчивости). Интерпретация магнитного поля с учетом данных о магнитной восприимчивости исследуемых пород позволяет сфокусироваться на более перспективных площадях и точнее оконтурить продуктивные тела, приводя к уменьшению затрат на разведочные и оценочные работы.

В данной работе представлены результаты геолого-петрофизических исследований пород месторождения талькового камня Озерки с целью установления связи между магнитными свойствами (магнитной восприимчивостью и, как следствие, с аномальным магнитным полем) измененных ультрамафитов и особенностями проявления процессов метаморфизма и метасоматоза. Месторождение талькового камня Озерки было открыто в результате поисково-оценочных работ сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН (В. А. Шеков, А. А. Иванов, А. В. Гаранжа, С. Я. Соколов) совместно со специалистами из Геологической службы Финляндии в рамках приграничного сотрудничества по проекту KOCSTOUN (KOSSTONE PROJECT – Model of stone industry co-operation in the region of Euregio Karelia) в 2004–2005 гг.

Методы исследования

Фактический материал получен при проведении поисково-оценочных работ по договору с фирмой-лицензиатом ООО «Инкод» в 2005–2009 гг. Полевые геофизические работы на месторождении проводились сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН с 2004 г., начиная с масштаба 1 : 10 000, эта сеть была взята за основу для дальнейших детализационных работ масштаба 1 : 2000 на участке Озерки-1 и 1 : 5000 на участке Зеленая горка. Магнитометрия выполнена по сети 5×50 метров протонными магнитометрами. Измерения магнитной восприимчивости (χ) пород проводились по керну 21 скважины каппаметром КТ-5 с точностью измерения 10^{-5} ед. СИ. Замерам подвер-

гались все фрагменты керна длиной от 8 см, т. е. более диаметра датчика прибора. Каждый последующий замер брался после поворота керна по оси на 120° , глубинной отметке присваивалось осредненное по трем замерам значение. Если длина образца позволяла, производились измерения с шагом 3 см. Всего по данной схеме измерений получено 7662 осредненных значения.

Для интерпретации геолого-геофизических данных основные разновидности талькосодержащих и вмещающих пород месторождения, выделенные при документации керна скважин, а также по результатам каппаметрии, исследованы методами оптической микроскопии, химического и микрозондового анализа. При определении количественного минерального состава исследованных пород традиционными методами подсчета под микроскопом возникают трудности, связанные с неоднородным распределением минералов в породах, а также тонкочешуйчатой структурой и сростками минералов. Поэтому результаты определения количества минералов корректировались с помощью пересчета химических анализов проб на минеральный состав. Химические составы минералов, использованные при расчетах, определены по данным микрозондового анализа. Определение химического состава породообразующих и акцессорных минералов проводилось в Институте геологии КарНЦ РАН на микроанализаторе INCA Energy 350 на базе сканирующего микроскопа VEGA II LSH (аналитики А. Н. Терновой, А. Н. Сафонов).

Геологическое строение месторождения (участок Зеленая горка)

Месторождение талькового камня Озерки расположено в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры и приурочено к коматиитам рувинварской свиты контоксской серии неоархея. Особенности геологического строения структуры детально рассмотрены в многочисленных работах [Чернов, 1964; Лазарев, 1971; Горьковец и др., 1981, 1991; Кожевников, 1982, 2000].

Месторождение Озерки включает в себя два участка Озерки-1 и Зеленая горка, расположенных в пределах единой аномальной зоны, выделяемой по магнитному полю, а также кажущемуся удельному сопротивлению. По горно-геологическим условиям участок Зеленая горка является более благоприятным для добычи и выбран для дальнейших детальных геолого-петрофизических исследований.

Месторождение расположено на периферии реликтовой вулканической постройки, выделяемой В. Я. Горьковцом [Горьковец и др., 1991]. По результатам исследования керн скважин толща измененных ультрамафитов сложена переслаивающимися маломощными дифференцированными лавовыми потоками коматиитов. По наличию зон спинифекс на уча-

стке Зеленая горка установлено не менее 5 потоков коматиитов.

В пределах участка исследования (450×300 м) толща талькосодержащих пород представляет собой дифференцированное крутопадающее пластообразное тело северо-восточного простирания, согласно залегающее среди метабазальтов (рис. 1, Б).

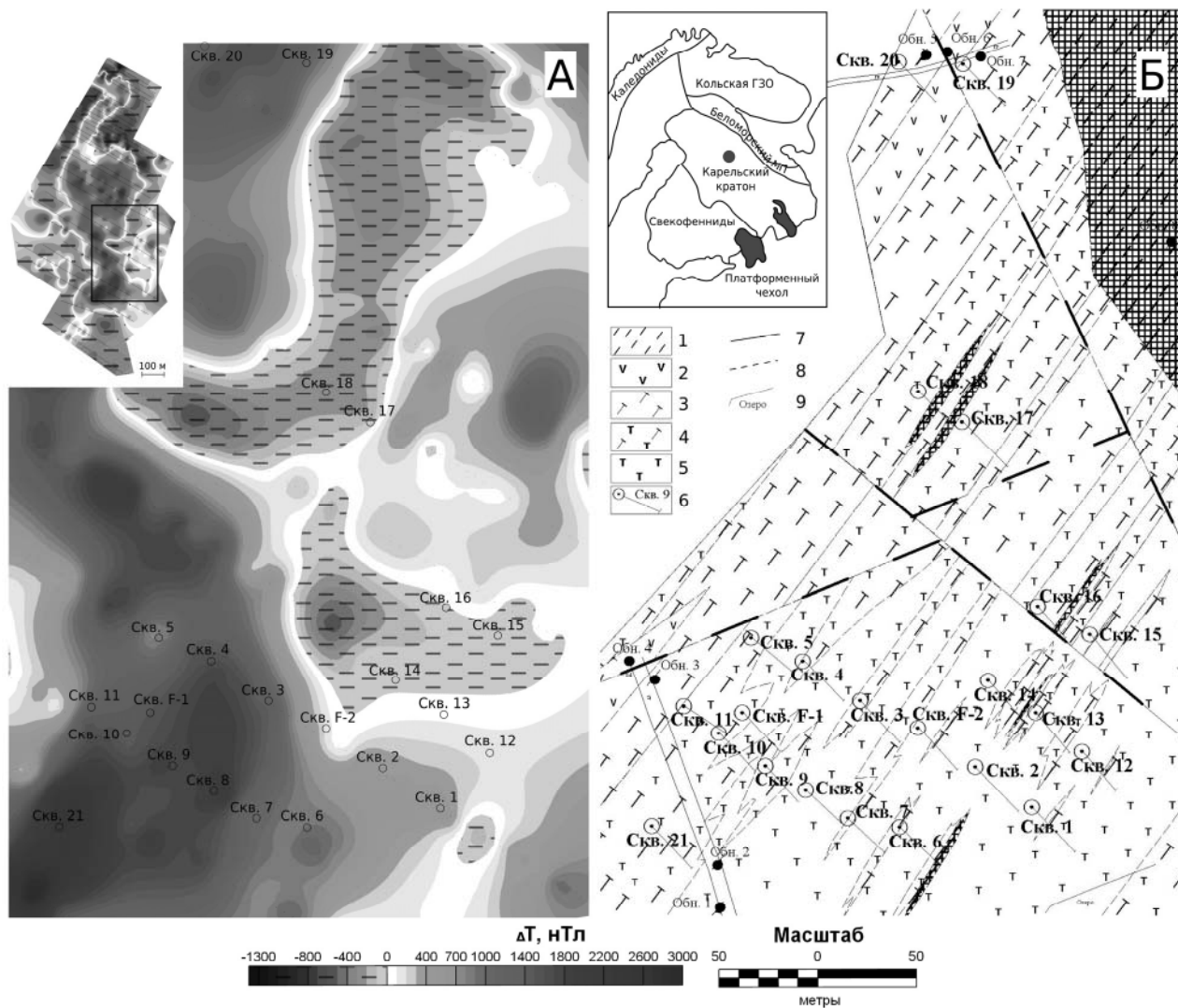


Рис. 1. А – План аномального магнитного поля на участке Зеленая горка (во врезке план аномального магнитного поля на месторождении Озерки с местоположением участка Зеленая горка). Б – Схема геологического строения участка Зеленая горка (составили А. В. Гаранжа, А. А. Иванов, Е. Е. Климовская):

1 – метабазбро; 2 – метабазальты; 3 – амфибол-хлоритовые породы; 4 – (карбонат)-тремолит-тальк-хлоритовые породы; 5 – карбонат-хлорит-тальковые породы; 6 – скважины и их номера; 7, 8 – геологические границы: установленные и предполагаемые; 9 – береговая линия (во врезке Фенноскандинавский щит с местоположением месторождения Озерки)

Метабазальты представлены мелкозернистыми рассланцованными темно-серыми породами полевошпат-роговообманкового состава, коренные выходы которых имеют грядкообразные формы, обрамляющие западную и восточную часть участка.

Толща талькового камня сложена породами карбонат-хлорит-талькового состава с

подчиненным развитием тремолит-тальк-хлоритовых и амфибол-хлоритовых разностей.

Амфибол-хлоритовые породы образуют небольшие по мощности (от 2 до 20 м) линзообразные и пластовые тела в толще талькосодержащих пород и, вероятно, являются останцами, не затронутыми тальк-карбонатными изменениями. Представлены тонкозернистыми

массивными разностями серого и темно-серого цвета, местами с зеленоватым оттенком. Секутся тальковыми, хлоритовыми, карбонатными и тальк-карбонатными прожилками. Структура пород фибробластовая, нематолепидобластовая, порфиробластовая. Содержание породообразующих минералов: амфибол 20–60 %, хлорит 25–60 %, рудные 4–10 %, тальк 0–10 %, карбонат 0–5 %. Химические составы породообразующих минералов приведены в таблицах (табл. 1–4).

Амфибол представлен тремолитом, образующим волокнистые агрегаты, призматические кристаллы, развит не только в основной массе, но и в виде маломощных прожилков. Наблюдается замещение тремолита тальком и карбонатом. Хлорит образует чешуйчатые агрегаты, как и в остальных разновидностях тальк-содержащих пород, представлен бледно-зеленым пеннином (по классификации Ней [Неу, 1954]). Карбонат образует изометричные зерна, зернистые массы и порфиробласты, представлен доломитом.

(Карбонат)-тремолит-тальк-хлоритовые породы (переходные разности) представляют собой тонкозернистые разновидности от светло-серого до темно-серого цвета, в зависимости от содержания хлорита, с тальковыми, карбонатными, хлоритовыми и тальк-карбонатными прожилками размером от 1–3 мм до первых сантиметров. Структура пород порфиробластовая (зерна карбоната), структура основной ткани – лепидобластовая, нематолепидобластовая. Текстура массивная, сланцеватая. Содержание породообразующих минералов: тремолит 25–30 %, хлорит 20–40 %, тальк 20–40 %, карбонат 1–16 %, рудные 0–10 %.

Таблица 1. Химический состав и формульные коэффициенты амфиболов

Образец	Скв. 1-32,7	Скв. 10-7,65	Скв. F1-5,5	Скв. F1-32,87
SiO ₂	53,6	55,9	57,85	57,36
Al ₂ O ₃		0,24		
FeO*	12,64	4,41	3,42	3,75
MnO	0,79			
MgO	22,35	21,71	23,96	23,02
CaO	0,32	12,5	12,13	12,21
Na ₂ O				
Сумма	89,7	94,76	97,36	96,34
Si	8,1	7,95	7,95	7,98
Al ^{IV}		0,04		
Sum T	8,1	7,99	7,95	7,98
Al ^{VI}				
Mg	5	4,6	4,91	4,78
Fe ²⁺		0,4	0,09	0,22
Mn				
Sum C	5	5	5	5
Mg	0,4			
Fe ²⁺	1,6	0,13	0,3	0,22
Mn	0,1			
Na				
Ca	0,05	1,91	1,79	1,82
Sum B	2,15	2,03	2,09	2,04
Na				
K				
Sum A				
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,76	0,9	0,93	0,92
Название амфибола	Куммингтонит	Тремолит	Тремолит	Тремолит
Примечание		Спинифекс		
f	24,1	10,2	7,4	8,4

Примечание. Здесь и в табл. 2–4: название образца содержит номер скважины и глубину отбора в м; FeO* – суммарное железо в форме FeO; f = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)×100% – коэффициент железистости. Скв. 1-32,7 – карбонат-хлорит-тальковая порода; скв. 10-7,65, скв. F1-5,5 – тремолит-тальк-хлоритовая порода; скв. F1-32,87 – хлорит-амфиболовая порода. Расчет кристаллохимических формул и номенклатура по: [Leak, 1997].

Таблица 2. Химический состав и формульные коэффициенты карбонатов

Образец	Скв. 1-32,7	Скв. 1-32,7	Скв. 4-11,38	Скв. 10-7,65	Скв. 12-10,54	Скв. F1-5,5	Скв. F2-13,05	Скв. F2-13,05	Скв. F2-13,05	Скв. F2-13,05
FeO*	5,18		3,05	3,25	4,45	3,16	12,2	2,37	2,84	53,57
MnO	0,65		0,26	0,76	0,46	0,82	0,65	1,17		2,18
MgO	17,48		19,63	18,69	18,33	18,59	40,91	0,76	21,24	9,75
CaO	27,42	51,37	28,63	27,57	27,91	27,16		52,39	30,69	1,79
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
CO ₂	49,28	48,63	48,42	49,75	48,85	50,28	46,24	43,3	45,23	32,7
Fe ²⁺	0,136		0,079	0,084	0,116	0,082	0,151	0,033	0,074	0,832
Mn	0,017		0,007	0,02	0,012	0,022	0,008	0,017		0,034
Mg	0,817		0,909	0,866	0,853	0,861	0,904	0,019	0,984	0,27
Ca	0,921	0,906	0,952	0,918	0,934	0,904		0,941	1,022	0,036
C	2,109	1,094	2,053	2,111	2,084	2,132	0,936	0,991	1,92	0,829
Название карбоната	Доломит	Кальцит	Доломит	Доломит	Доломит	Доломит	Брейнерит	Кальцит	Доломит	Сидерит
Содержание FeCO ₃ , %	7	0	4	4	6	4	15	3	4	83

Примечание. CO₂ определено по разности. Здесь и в табл. 3–4: скв. 12-10,54, скв. F2-13,05 – карбонат-хлорит-тальковая порода; скв. 4-11,38 – тремолит-тальк-хлоритовая порода.

Таблица 3. Химический состав и формульные коэффициенты хлорита

Образец	Скв. 1-32,7	Скв. 4-11,38	Скв. 10-7,65	Скв. 12-10,54	Скв. F1-5,5	Скв. F1-32,87	Скв. F2-13,05
SiO ₂	31,46	32,56	32,6	30,52	33,53	32,61	32,83
Al ₂ O ₃	14,93	14,61	14,31	15,51	14,79	14,68	14,61
FeO*	11,65	8,47	8,45	11,51	8,44	7,89	6,62
MgO	26,87	30,69	29,28	27,34	30,47	29,64	31,12
Cr ₂ O ₃	0,75	0,71	0,36	0,82	0,51	0,32	0,2
Сумма	85,65	87,05	85	85,7	87,73	85,14	85,38
Mg	4,03	4,43	4,34	4,08	4,37	4,38	4,54
Fe ²⁺	0,98	0,69	0,7	0,96	0,68	0,65	0,54
Cr	0,06	0,05	0,03	0,01	0,04	0,03	0,02
Al ^{VI}	0,94	0,83	0,93	0,89	0,91	0,95	0,9
Al ^{IV}	0,83	0,84	0,75	0,94	0,77	0,77	0,78
Si	3,17	3,16	3,25	3,06	3,23	3,23	3,22
f	20	13	14	19	13	13	11

Таблица 4. Химический состав и кристаллохимические формулы талька

Образец	Скв. 1-32,7	Скв. 4-11,38	Скв. 10-7,65	Скв. 12-10,54	Скв. F1-5,5	Скв. F2-13,05
SiO ₂	59,98	62,7	63,31	60,8	63,80	65,11
MgO	28,05	29,44	30,11	28,29	30,50	31,81
FeO*	4,02	2,89	3,08	4,76	3,37	2,73
Сумма	92,04	95,03	96,5	92,7	97,67	99,65
Mg	2,78	2,82	2,83	2,76	2,84	2,89
Fe ²⁺	0,22	0,15	0,16	0,26	0,18	0,14
Si	3,99	4,03	4	3,98	3,99	3,97
f	7	4	5	9	6	5

Основная ткань породы состоит из тонкозернистого агрегата чешуек талька, хлорита, удлиненных призм и волокон тремолита, на фоне которой развиваются ксенобласты и зернистые массы доломита. Характерно наличие тонкой рудной сыпи между волокнами тремолита, в линзовидных скоплениях хлорита, а также в зернах доломита. Фиксируется замещение тремолит-хлоритовых агрегатов тальком и карбонатом.

Карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень) представляют собой мелко- и тонкозернистые разновидности от светло- до темно-серого цвета (в зависимости от преобладания карбоната либо хлорита) с тальковыми, карбонатными и тальк-карбонатными прожилками мощностью от 1–3 мм до первых сантиметров. По сравнению с (карбонат)-тремолит-тальк-хлоритовыми породами в целом содержат большее количество карбоната и талька, а также являются менее твердыми, что позволяет уверенно выделять их при документации керн. Содержание породообразующих минералов: тальк 30–55 %, хлорит 20–40 %, карбонат 10–30 %, рудные до 5 %.

Породы данной группы имеют порфиробластовые структуры, где порфиробласты представлены зернами карбоната и иногда куммингтонита, основная ткань сложена тонкочешуйчатым агрегатом талька, хлорита и зернами карбоната. Текстура массивная, сланцеватая.

Карбонат, образующий ксенобласты, зернистые массы и в некоторых образцах ромбоэдрические метакристаллы, представлен до-

ломитом. В нижних кумулятивных частях потоков наблюдаются зерна брейнерита, замещающиеся кальцитом, доломитом и сидеритом (табл. 2).

Куммингтонит образует бесцветные расщепленные длиннопризматические кристаллы и лучистые агрегаты с полисинтетическими двойниками, замещается преимущественно тальком, в меньшей степени карбонатом.

Для всех разновидностей пород характерно наличие магнетита, ильменита (содержание которых до 10 %), акцессорных хромшпинелидов и бедной вкрапленности сульфидов, представленных пирротинном, пентландитом, пиритом, халькопиритом, миллеритом, сфалеритом и галенитом. Отмечается наличие апатита и единичные находки циркона.

Для пород участка характерно наличие реликтовых ортокумулятивных и спинифекс структур. Зоны спинифекс преимущественно сложены тальк-хлоритовыми ($\pm$ тремолит), а в амфибол-хлоритовых разностях тремолит-хлоритовыми, минеральными разновидностями и диагностируются по наличию разноориентированных пучков из темных и светлых полос, микроскопически определяется, что светлые полосы сложены чешуйками талька (и/или тремолита), темные – хлоритом. В породах участка выделяются зоны различных спинифекс структур: мелкого, разноориентированного и параллельного пакетного спинифекса. Ортокумулятивные структуры обнаруживаются микроскопически, псевдоморфозы по оливину подчеркиваются цепочками тонкораспыленных магнетита и ильменита.

Наилучшая сохранность реликтовых структур отмечается в юго-западной и центральной части участка (скв. 4-11, 17, F-1, F-2). В восточной части участка (скв. 1, 12) породы имеют брекчиевидную, полосчатую текстуру с большим количеством карбонатных жил и прожилков, характеризуются отсутствием первичных структур коматиитов.

В толще талькового камня отмечаются мелкие вытянутые дайковые тела основного состава мощностью 1,2–5 м. Дайки сложены темными зеленовато-серыми мелкозернистыми плагиоклаз-амфиболовыми породами массивной, реже сланцеватой текстуры.

На контактах дайковых тел, а также на контактах талькосодержащих пород с вмещающими метабазальтами возникает биметасоматическая реакционная зональность, включающая следующие зоны: (карбонат)-тремолит-хлорит-тальковая с порфиробластами амфибола, хлорит-амфиболовая, амфиболовая, (хлорит)-тальковая, биотитит, измененная основная порода.

Анализируя геологические данные, можно заключить, что исследуемый объект отличается от разрабатываемых финских месторождений. Отличия отмечаются главным образом по минеральному составу талькового камня, что является следствием различного состава исходных пород. На территории Финляндии залежи талькового камня, имеющие практический интерес, приурочены к мощным кумулятивным комплексам коматиитов (представленных серпентинитами) и имеют карбонат-тальковый минеральный состав. Тальковый камень месторождения Озерки вследствие образования по переслаивающимся маломощным дифференцированным потокам коматиитов характеризуется повышенным количеством глинозема, что отражается в образовании значительного количества хлорита. Неоднородность строения лавовых потоков, сопровождаемая изменением химического состава пород от кровли к подошве (увеличением по мере роста доли кумулятивного оливина содержания MgO , снижения CaO , Al_2O_3 , $FeO_{общ}$), приводит к неоднородному по составу строению залежи талькового камня и сложному распределению аномального магнитного поля над ультрамафитами.

Геофизические данные и обсуждение результатов

В общем плане аномального магнитного поля единого участка (рис. 1, А) четко выделяется сложная по форме меридионально ориентированная положительная аномалия ΔT интенсивностью до 3490 нТл. Минимальное значение на участке составляет –1450 нТл, сред-

нее – 240 нТл. Условно единую аномалию можно разделить на три части: северную, вытянутую на север-северо-восток (в пределах участка Озерки-1); центральную, изометричную и наиболее обширную; а также южную аномалию в форме полукольца, обращенного на запад. Участок Зеленая горка пространственно содержит большую часть южной и затрагивает фрагмент центральной аномальной области. Поперечный размер южной аномалии от 100 до 150 м. Значения ΔT в пределах аномалии более 1000 нТл и достигают на юге 3000 нТл.

По данным петрографических исследований высокие значения магнитного поля над ультрамафитами обусловлены присутствием в них значительного количества магнетита (пирротин отмечается в качестве аксессуарного), который встречается в двух формах:

- в виде тонкой вкрапленности размером до 0,05–0,1 мм, неравномерно распределенной по породе, а при наличии реликтовых спинифекс структур образующей цепочки по граням первичных минералов, а также в виде отдельных кристаллов кубического габитуса размером до 0,3 мм, вероятно представляющих собой полностью замещенные зерна хромшпинелидов (в первом случае магнетит представлен хроммагнетитом с Cr_2O_3 до 2 %, во втором случае Cr_2O_3 до 6,6 %);

- магнетитовые каймы в зональных зернах хромшпинелидов. Реликтовые ядра хромитов содержат Cr_2O_3 в количестве 50–52,8 %, FeO 32,2–35 %, Al_2O_3 12–13,9 %, MgO 1,4–2,2 %, ZnO 0,9–2,1 %. Для магнетитовой каймы характерны содержания $FeO_{общ}$ 70–97,5 %, Cr_2O_3 2,5–30 %. Отмечается рост содержания Cr_2O_3 от внешнего края магнетитовой каймы к краевой части ядра зерна хромшпинелида.

Количество магнетита в измененных коматиитах определяется первичным распределением $FeO_{общ}$, интенсивностью метаморфических, гидротермальных и метасоматических процессов. Гидротермальные и метасоматические воздействия приводят к частичному или полному уничтожению магнетита или к кристаллизации минералов с низкими магнитными свойствами.

Содержание магнетита в исследованных породах и значения магнитной восприимчивости приведены в табл. 5. В целом отмечается снижение количества магнетита от амфибол-хлоритовых к карбонат-тальк-хлоритовым разностям при увеличении количества талька и карбоната, что обусловлено увеличением интенсивности тальк-карбонатных изменений (ростом химического потенциала уголекислоты). Магнитная восприимчивость коррелирует с содержанием магнетита с коэффициентом корреляции Пирсона 0,90.

Таблица 5. Содержание магнетита в породах участка и значения магнитной восприимчивости

Тип породы	Образец	Количество магнетита, %	$\alpha, \times 10^{-3}$ ед. СИ	Тип породы	Образец	Количество магнетита, %	$\alpha, \times 10^{-3}$ ед. СИ
Карбонат-хлорит-тальковая	Скв. 1-32,7	1	23	(Карбонат)-тремолит-тальк-хлоритовая	Скв. 3-24,95	2	17
	Скв. 2-17,08	4	46		Скв. 4-35,42	4	50
	Скв. 5-27,14	5	63		Скв. 7-34,06	6	78
	Скв. 6-32,21	3	24		Скв. 8-16,7	5	51
	Скв. 7-18,21	4	47		Скв. 9-4,25	4	57
	Скв. 10-37,45	3	73		Скв. 9-20,15	5	60
	Скв. 11-26,77	5	65		Скв. 10-7,95*	8	120
	Скв. 12-10,54	3	34		Скв. 11-42,7	3	46
	Скв. 12-33,21	4	35		Скв. 12-23,33	2	0,4
	Скв. 14-14,08	2	11		Скв. 13-22,53	1	0,5
	Скв. F1-13,1	3	—		Скв. 14-29,58	<1	3
	Скв. F2-7	3	—		Скв. F1-8,16	4	—
	Скв. F2-17,25	3	—		Скв. F2-31,66	2	—
	Скв. F2-20,6	2	—	Амфибол-хлоритовая	Скв. 3-29,56	6	62
	Скв. F2-29,06	4	—		Скв. 8-32,5*	4	37
Дайка основных пород	Скв. F2-37,52	3	—		Скв. 10-23,13	3	75
	Скв. 14-40,04	<1	0,6		Скв. F1-32,87	5	—

Примечание. Образцы, отмеченные звездочкой, отобраны из зон со структурой спинифекс.

По результатам каппаметрии керн, отражающим характер и интенсивность вторичных процессов, выделяются три группы измененных ультрамафитов.

В первую группу объединены разности с относительно высокими значениями магнитной восприимчивости α около $(40-60) \times 10^{-3}$ ед. СИ с большим количеством высокоамплитудных отклонений как в область высоких, так и в область низких значений α (рис. 2, скв. 4, 10). Это большая часть пород участка, включающая породы, недостаточно проработанные углекислыми растворами амфибол-хлоритового, (карбонат)-тремолит-тальк-хлоритового состава, а также карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень) с неравномерным распределением магнетита, но с большим его содержанием относительно пород второй группы. Максимальные значения магнитной восприимчивости, превышающие 80×10^{-3} ед. СИ (до 150×10^{-3} ед. СИ), обусловленные значительным количеством магнетита (до 10 %), соответствуют разностям с зонами спинифекс. Вероятно, это связано с относительно повышенным содержанием $\text{FeO}_{\text{общ}}$ в верхних частях потоков коматиитов.

Ко второй группе относятся карбонат-тальк-хлоритовые породы (тальковый камень) (в скв. 1, 12, 14) с относительно спокойным распределением магнитной восприимчивости с фоновыми значениями $(20-40) \times 10^{-3}$ ед. СИ (рис. 2, скв. 1, 12). Данные породы имеют брекчиевидную, полосчатую текстуру с большим количеством карбонатных жил и прожилков, низкие содержания магнетита (до 3 %). Понижение содержания магнетита сопряжено с ростом железистости породообразующих силикатов и карбонатов (табл. 1–4).

Наибольшие колебания железистости отмечаются для хлорита, так как он оказывается наиболее чувствительным к изменению внешних условий [Коренбаум, 1967]. Увеличение железистости доломита обусловлено повышением химического потенциала углекислоты в растворе, следовательно, породы данной группы были наиболее проработаны. Снижение количества магнетита при увеличении железистости минералов свидетельствует о низком химическом потенциале кислорода [Коренбаум, 1967].

Третья группа включает породы в составе метасоматической зональности, образующейся на контакте ультрамафитов с дайками и вмещающими основными породами. Для данных пород характерны стабильно низкие (без резких отклонений) значения магнитной восприимчивости менее 10×10^{-3} ед. СИ (рис. 2, скв. 12). Метасоматические процессы приводят к полной потере магнетита, и магнитная восприимчивость пород обусловлена наличием только парамагнитных минералов.

Анализ геолого-петрофизических данных показал, что наибольшие значения магнитного поля на поверхности создают недостаточно проработанные углекислыми растворами ультрамафиты. Аномалии обусловлены наличием относительно повышенного количества магнетита, образующегося при метаморфизме исходных коматиитов. При увеличении интенсивности гидротермально-метасоматической проработки пород происходит разложение магнетита и переход железа в состав породообразующих силикатов и карбонатов, что отражается в снижении величины полного вектора магнитной индукции ΔT . Локальные понижения аномального магнитного поля сви-

детельствуют о наличии даек основного состава и метасоматически измененных ультрамафитов в экзоконтактах. При малой мощности даек 1,2–5 м зона их влияния (формирова-

ние биметасоматической реакционной зональности) достигает 4 м, что сказывается на качестве талькового камня (изменяя его свойства).

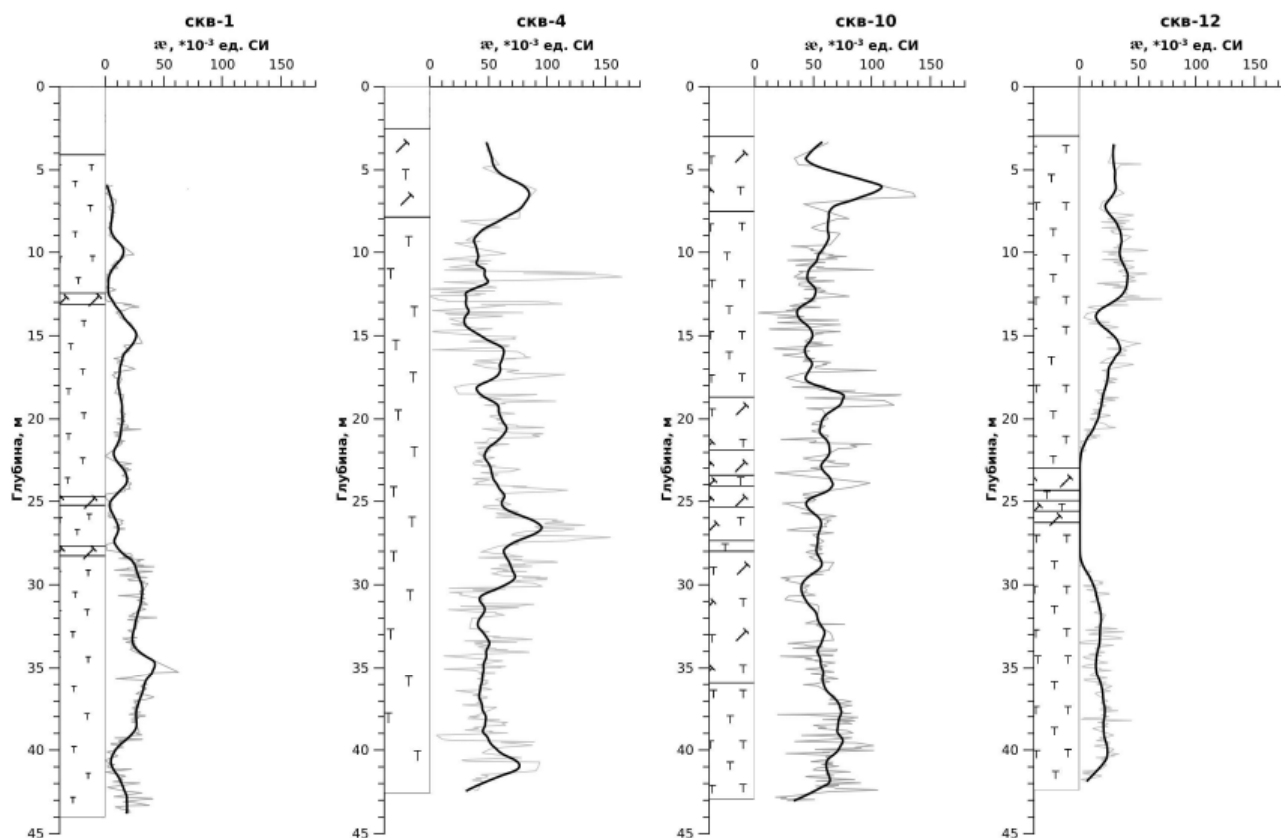


Рис. 2. Геологические колонки и графики магнитной восприимчивости выборочных скважин участка Зеленая горка:

серый график – осредненные значения по трем замерам на каждой глубинной отметке, черный график – сглаженное значение магнитной восприимчивости. Усл. обозн. см. на рис. 1

Выводы

Основным назначением магниторазведки при поисках залежей талькового камня является прослеживание областей развития ультрамафитов среди вмещающих пород. Вследствие понижения значений аномального магнитного поля вблизи контакта измененных ультрамафитов и вмещающих metabазальтов точное определение местоположения контакта может быть получено при использовании электроразведки, так как metabазальты выделяются резким повышением значений кажущегося удельного сопротивления. Сложное поведение магнитного поля в пределах аномалии обусловлено неоднородностью строения потоков коматиитов, степенью метаморфизма, интенсивностью гидротермально-метасоматических изменений.

По результатам каппаметрии тальковому камню соответствует широкий диапазон зна-

чений магнитной восприимчивости. Наблюдается уменьшение χ от зоны, примыкающей к недостаточно проработанным коматиитам, к области интенсивно проработанных пород. Поэтому для точного определения пространственного положения области развития талькового камня среди ультрамафитов необходимо использование в комплексе других геофизических методов.

Литература

Опубликованная

Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Володичев О. И., Голованова Л. С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.

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

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

Коренбаум С. А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 455 с.

Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., 1971. 192 с.

Соколов В. И. Талько-хлоритовые сланцы и пути их комплексного использования. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1995. 128 с.

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

Hey M. H. A new review of the chlorites // Mineral. Mag. 1954. 30. P. 277–292.

Leak B. E. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // The Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 219–246.

Фондовая

Фурман В. Н. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на карбонат-тальковые руды в пределах Светлоозерского массива ультрамафитов в 1990–1994 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск. 1995.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Климовская Екатерина Евгеньевна

младший научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
тел.: (8142) 766173

Климовский Александр Валерьевич

младший научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
тел.: (8142) 783471

Klimovskaya, Ekaterina

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
tel.: (8142) 766173

Klimovskiy, Alexandr

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
tel.: (8142) 783471

УДК 553.411 (470.22)

ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ

О. Б. Лавров, Л. В. Кулешевич

Институт геологии Карельского научного центра РАН

В Койкарской структуре Центральной Карелии известны архейские колчеданные руды и протерозойские золотосодержащие кварцевые конгломераты. В архейской части структуры был выявлен новый тип Au-Sb-As-S-минерализации в кварцевых жилах, приуроченный к субмеридиональной сдвиговой зоне (проявление Северо-Гирвасское). Оруденение представлено пиритом, арсенопиритом, Fe-Ni-Co-стибио-сульфоарсенидами, галенитом, Ag-Bi-галенитом, халькопиритом, сфалеритом, пентландитом, висмутом, электрумом, кюстелитом, гаухекорнитом, матильдитом, образовавшимися в мезотермальных условиях ($T = 350\text{--}200\text{ }^{\circ}\text{C}$), источник вещества которых был комплексный. Некоторые минералы установлены в Карелии впервые. Металлогенические перспективы структуры на золото могут быть связаны со сдвиговыми зонами, насыщенными сульфидно-кварцевыми жилами.

Ключевые слова: стибио-сульфоарсенидно-кварцевые карбонатные жилы, шир-зона, мезотермальные условия, архейские и протерозойские комплексы, Карелия.

O. B. Lavrov, L. V. Kuleshevich. GOLD MINERALIZATION OF THE KOIKARY STRUCTURE, CENTRAL KARELIA

Archaean pyrite ores and Proterozoic auriferous quartz conglomerates are known to occur in the Koikary structure, Central Karelia. A new type of Au-Sb-As-S mineralization in quartz veins, confined to a near-N-S-trending shear zone, was revealed in the Archaean part of the structure. The mineralization is represented by pyrite, arsenopyrite, Fe-Ni-Co-stibio-sulphoarsenides, galena, Ag-Bi-galena, chalcopyrite, sphalerite, pentlandite, bismuth, electrum, küstelite, hauchecornite and matildite which formed under mesothermal conditions ($T = 350\text{--}200\text{ }^{\circ}\text{C}$). The source of their matter was complex. Some of the minerals were found in Karelia for the first time. The metallogenic (gold) potential of the structure could be associated with shear zones saturated with sulphide-quartz veins.

Key words: stibio-sulphoarsenide-quartz carbonate veins, shear zone, mesothermal conditions, Archaean and Proterozoic complexes, Karelia.

Геологическое строение Койкарской структуры

Койкарская структура представляет собой небольшую сжатую антиклинальную складку архейских зеленокаменных пород, имеющих крутое падение. Она перекрыта палеопротерозой-

скими отложениями, обрамляющими ее со всех сторон (рис. 1). Структура хорошо изучена [Светова, Мельянцева, 1985; Опорные разрезы..., 1992; Светов и др., 2003, 2005]. Отложения архейского возраста представлены породами питкилампинской (коматииты и толеитовые базальты) и кивилампинской свит (кислыми и средни-

ми вулканитами, слоистыми и агломератовыми туфами, хемогенными осадками). Кислая пачка тяготеет к северной части структуры, где в туфах наиболее широко распространен кислый обломочный материал. В восточной части структуры больше развиты серицитовые сланцы по туфам. Обе свиты перекрыты терригенными осадками (граувакками, песчаниками, полимиктовыми конгломератами), в которых устанавливается и гранитный материал. Цемент этих пород, по мнению А. И. и С. А. Световых, зависит от состава подстилающих толщ. В восточной и северо-восточной части зеленокаменной структуры кислая пачка перекрывается терригенными осадками, включающими конгломераты (с обломками разного состава), граувакками, аркозовыми песчаниками. В восточной части структуры наиболее распространены хлорит-серицитовые и углеродсодержащие тонкослоистые сланцы, силициты, маломощный горизонт карбонатных пород.

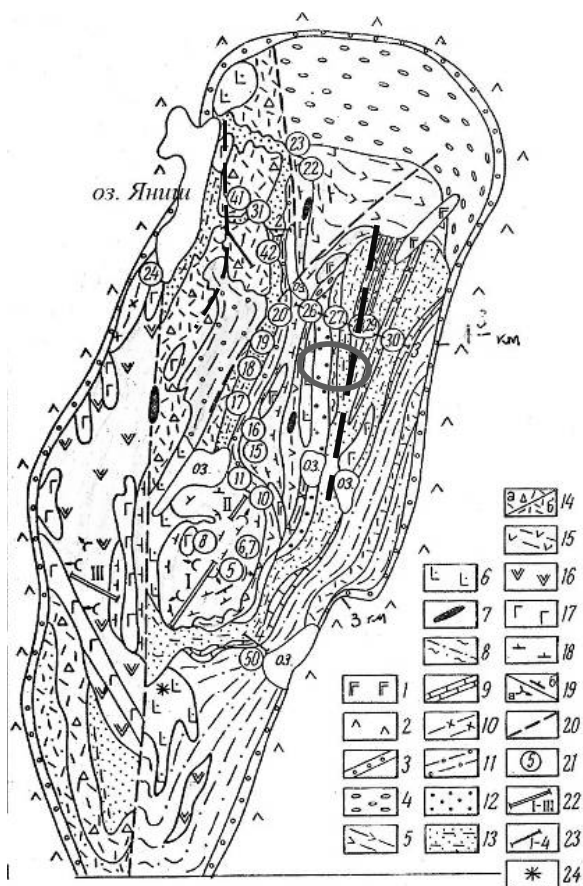


Рис. 1. Схема геологического строения Койкарской структуры [по: Опорные разрезы..., 1992]

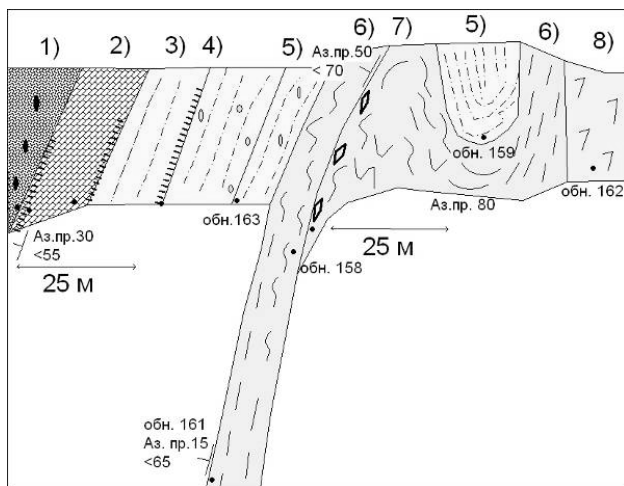
Условные обозначения см. по ссылке: 1–4 – протерозойские отложения; 5–18 – лопийские толщи; 19 – элементы залегания; 20 – предполагаемые разломы, более жирным выделена Северо-Гирвасская шир-зона. Обведенная область – площадь расположения карьеров

Архейские толщи прорываются дайками габбро-диабазов, дацитов-риодацитов (AR возраста), силлом габбро-долеритов (PR возраста). В северной части они перекрываются сариолийскими и сумийскими отложениями (полимиктовыми конгломератами и андезибазальтами), а в обрамлении – ятулийскими кварцевыми конгломератами, кварцито-песчаниками, базальтами и карбонатными породами, входящими в разрез нижнего и верхнего ятулия западного борта Онежской структуры.

Лопийские толщи изучались в обнажениях и на карьере ООО «Карелминера» вблизи поворота грунтовой дороги от пос. Гирвас к д. Койкары. Здесь карьером были вскрыты силициты и разнообразные сланцы (рис. 2). Добываемые на карьере «кровельные» хлорит-серицитовые сланцы относятся к малоуглеродистым, они содержат С ~ 1,4–2,5 %, по данным С. И. Рыбакова [Опорные разрезы..., 1992]. В западной стенке карьера вскрыты силициты, затем залегают карбонатсодержащие ржаво-бурые породы и желтоватые серицитовые сланцы. Кварц-серицитовые сланцы содержат мелкие обломки-включения (лапилли) размером от нескольких мм до 10 см и имеют риодацитовый состав. Восточнее за ними в разрезе следуют хлорит-серицитовые углеродсодержащие сланцы серого цвета, которые в зоне деформации смяты в небольшие складки и содержат рассеянную вкрапленность и линзовидно-гнездовые обособления пирита (колчеданная минерализация), карбонат и кварц.

Верхнеятулийские базальты, вскрытые в расположенных восточнее карьерах этого же предприятия, представляют собой миндалекаменные красновато-серые гематит-эпидотсодержащие базальты. Они и нижежащие толщи прорываются Койкарским силлом габбро-долеритов. Верхнеятулийские базальты отличаются высоким содержанием железа и высокой степенью его окисления. Залегание протерозойских пород пологое.

С лопийским вулканогенно-осадочным комплексом связаны серно-колчеданные руды Койкарского проявления [Робонен, Рыбаков, 1978; Рыбаков, 1987]. Оно приурочено к горизонту туфов восточного борта структуры северо-восточнее д. Койкары. Содержание серы в рудах достигает 46 % S. Для колчеданов оценивались ресурсы серы категорий ($P_1 + P_2$) – 2,75 млн т, при ср. S 31,05 % (Минерально-сырьевая база..., 2005). В верхнеятулийских базальтах встречаются кварц-гематитовые жилы. К силлам габбро-долеритов, прорывающих все толщи, приурочено титаномагнетитовое оруденение.



а



б

Рис. 2. Схематический разрез западного карьера ООО «Карелминера», севернее пос. Гирвас (а) и выход серицит-хлоритовых сланцев в деформационной зоне (б):

1 – силициты с конкрециями; 2 – ожежененные карбонатсодержащие сланцы; 3 – полевошпат-серицитовые сланцы по туфам дацитов-риодацитов, в том числе 5 – лапиллиевые; 4 – кварцевые жилы с сульфидами; 6 – малоуглеродистые серицит-хлоритовые («кровельные») сланцы и 7 – эти же сланцы с линзовидными обособлениями сульфидов; 8 – карбонат-слюдисто-хлоритовые сланцы

Деформации пород. Обследование западного карьера, проведенное летом 2010 г., позволило выявить субмеридиональную зону деформаций, рассланцевания, линзовидного и жильного окварцевания с сульфидами (пиритом), названную Северо-Гирвасской ширзоной (shear zone*), а участок – Северо-Гирвасским. Изучение рудной минерализации и околорудных изменений, проведенное впоследствии, показало, что эту сдвиговую зону с линейным жильным штокверком можно рассматривать как перспективную на золото.

В южной части карьера (рис. 2, а) наименее деформированные тонкоплитчатые сланцы имеют субмеридиональное простирание (аз. пр. 10°, угол пад. 65–70° СВ), в северной части простирание меняется на СВ 50–55°. В западной стенке карьера в силицитах и ожежененных карбонатсодержащих породах – аз. пр. 30° (угол пад. 55–60° СВ). В них встречаются кварцевые жилы мощностью от 5 до 50 см. К восто-

ку от них залегают серицитовые сланцы, в том числе содержащие небольшие лапилли кислого материала. Вблизи пачки серых хлорит-серицитовых низкоуглеродистых сланцев они пронизаны крупными кварцевыми жилами, мощностью до 0,2–1 м, содержащими видимые сульфиды и сульфидарсениды (пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит).

При общем крутом залегании и СВВ простирании рассланцованных пород в северном борту карьера наблюдаются складчато-разрывные деформации. В серых хлорит-серицитовых «кровельных» сланцах они проявлены наиболее отчетливо (рис. 2, б). В синклинальной складке наблюдается смена доминирующего СВВ простирания на широтное (в замке) и формирование узких более мелких изоклинальных складок. Складка (с размахом крыльев около 40 м) имеет простирание пород в крыльях: СВ 10–15°, 30–50°, 330–350°, угол падения меняется от 40 до 70° (рис. 2, а). В малоуглеродистых серицит-хлоритовых сланцах фиксируется максимальное количество линз с пиритом мощностью от 0,5 до 10 см и зон послойной пиритизации. Восточнее они вновь сменяются серицитовыми сланцами по туфам, в которых встречаются редкие сульфиды и затем залегают зеленовато-серые серицит-хлорит-карбонатсодержащие породы по коматиитам.

Таким образом, очевидно, что жильная штокверковая зона больше тяготеет к кислой части разреза, а послойная и линзовидно-прожилковая с пиритом – к пачке серых кровельных сланцев. Форма линз напоминает вытянутые и слегка изогнутые «ромбы» (аз. сторон 10 и 50°).

* Shear zones (сдвиговые или сколовые зоны, зоны среза) – узкие, обычно круто падающие, сильно деформированные зоны, по которым смещены блоки относительно слабо деформированных пород в нижней части земной коры и мантии, это зоны смятия, характеризующиеся интенсивными деформациями без видимого нарушения сплошности пород и при отсутствии единой плоскости разлома. Точный эквивалент термину shear zone в российской тектонической терминологии отсутствует. Shear zones являются примерами неоднородной природы тектонических деформаций и состава пород (разломы, складки, дробление, метаморфогенно-метасоматические преобразования, насыщенность дайками и гидротермальными жилами). Они могут рассматриваться как потенциальные проводники для перемещения минерализованных флюидов, магм, теплопереноса в литосфере.

Оба типа минерализации приурочены к наиболее деформированной части разреза, ширина около 100 м, которая и выделена как шир-зона.

Севернее карьера в обнажениях можно наблюдать рассланцованные туфы дацитов-риодацитов с двумя доминирующими системами жил, формирующих штокверк. Аз. пр. сланцев по туфам 50°. Они пронизаны субсогласными кварцевыми жилами 1-й генерации. По направлению, близкому к субмеридиональному, наблюдается наложенное рассланцевание пород и микродеформации (аз. пр. 330–350°). К этому направлению тяготеют кварцевые жилы 2-й генерации, которые смещают более ранние жилы.

Рудопроявления и минерализация в зонах сдвиговых деформаций в архейских толщах

Золоторудное проявление Северо-Гирвасское приурочено к субмеридиональной (ССВ) шир-зоне в СВ части структуры. В перекрывающих их сумийско-сариолийских толщах подобных деформаций, изменений пород и минерализации установлено не было. В зоне рассланцевания развиты низкотемпературные ассоциации зеленых сланцев (хлорит, сери-

цит, маложелезистый доломит, кварц, альбит, рутил). Нерудные минералы жил и гнезд представлены кварцем и кальцитом (в количестве до 5–10 %). Околорудные и околожилные метасоматические изменения проявлены на расстоянии в несколько сантиметров от жил – это преимущественно хлорит, серицит и кальцит. Хлорит в зеленых сланцах, в зальбандах пирит-кварц-карбонатных гнезд и отчасти более крупных жил имеет Mg-Fe-состав и железистость 51–60 %. В сланцах с вкрапленной и гнездово-вкрапленной пиритовой минерализацией его средняя $T_{обр.} = 280–290\text{ }^{\circ}\text{C}$ (табл. 1/9–10). Температура образования жильной ассоциации попадает в интервал 300–360 °C ($T_{ср.} = 340\text{ }^{\circ}\text{C}$; для карбонат-кварцевых прожилков – 335 °C; для крупных кварцевых жил – 350 °C). В сростании с сульфидами в кварцевых жилах хлорит бывает более железистый (табл. 1/7–9). То есть образование жил с сульфоарсенидами (наиболее ранними рудными минералами) шло с повышением температуры, относительно метаморфического парагенезиса сланцев. Серицит содержит Na до 1,56 % (т. е. имеет большой процент парагонитовой составляющей), K 7,05 %, Si 22,87 %, Al 18,57 %, примеси Mg, Fe.

Таблица 1. Состав хлорита из сланцев и зальбандов кварцевых жил

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Mg	12,13	12,69	11,49	11,79	11,02	5,36	7,55	9,19	13,47	12,62	12,98	12,53
Al	15,10	13,96	14,2	15,64	14,41	12,75	13,62	13,47	14,59	13,78	13,22	13,26
Si	14,51	14,36	14,97	14,16	14,47	14,99	13,67	14,04	14,97	15,40	15,99	14,84
Fe	15,79	17,00	17,18	16,03	18,31	27,17	25,26	22,75	14,05	15,60	15,0	17,42
O	42,47	41,99	42,17	42,39	41,79	39,73	39,89	40,55	42,92	42,59	42,81	41,94
Сумма	100	100	100,01	100,01	100	100	100	100	100	100	100	100
f (%)	57	57	60	58	62	84	77	71	51	55	54	58
Al ^{IV}	1,22	1,25	1,13	1,29	1,23	1,13	1,38	1,31	1,13	1,05	0,94	1,16
Al ^{VI}	1,79	1,54	1,70	1,83	1,65	1,42	1,34	1,38	1,78	1,70	1,70	1,49
$T_{обр.}$	330	340	300	350	330	300	380	360	300	276	240	310
Образец	Кой	Кой	Кой1а	Кой1а	Кой12	Кой13	Кой8а	Кой8в	Кой8-4	Кой8-4	Кой8-3а	Кой8-5
Уч.	26-1	27-3	20-3	20-4	2-2	1-4	4-1	13-1	4-2	23-5	8-1	18-1

Примечание. 1–5, 9–12 – Fe-Mg-прохлорит (f = 57–62 %) и 6–8 – железистый хлорит (f = 71–84 %) в зальбандах жил. 9–11 – серицит-хлоритовые сланцы с пиритовой вкрапленно-гнездовой минерализацией; 12 – хлорит-карбонатные сланцы с сульфидами. Состав приведен к 100 % (без учета воды). Температура образования хлорита рассчитана по геотермометру Катхелинио ($T_{ср.} = 325\text{ }^{\circ}\text{C}$), f – железистость хлорита. Здесь и в табл. 2–11: в последней строке таблицы дается сокращенное обозначение участка спектра.

Рудная минерализация Северо-Гирвасского проявления представлена: 1) вкрапленной пиритовой минерализацией в тонкоплитчатых сланцах и обособленных карбонат-кварцевых гнездах и линзах (1-я генерация сульфидов, сопряженная с ранними складчатыми пластическими деформациями); 2) золото-стибио-арсенидно-сульфидной вкрапленной минерализацией (2-я генерация минералов в кальцит-кварцевых и кварцевых жилах и прожилках, сопряженных с более поздними жесткими деформациями). Гнездовая и жильная минерализация характеризуется следующим набором

элементов: S, As, Fe, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Sb, Bi, Ag, которые связаны с разными ассоциациями рудных минералов, зависящими от состава пород. Например, к карбонат-хлоритовым сланцам, вероятно образовавшимся по коматиитам, тяготеют Fe-Co-Ni-Sb-S-фазы и необычный парагенезис – кюстелит с пентландитом. В непосредственном сростании с сульфидами в жильной ассоциации и гнездах отмечаются повышенные концентрации акцессорных минералов – монацита, ксенотима, встречаются апатит, циркон, режторит.

Вкрапленный, гнездово-вкрапленный линзовидный или послойный 1-й тип рудной минерализации в хлорит-серицитовых сланцах представлен преимущественно пиритом, в небольшом количестве с ним встречаются халькопирит, иногда герсдорфит. В пирите установлены удлиненно-призматические и иголь-

чатые кристаллы сульфосолей Pb и Cu размером 1–2 × 4–10 мкм: фалькманит $Pb_3Sb_2S_6$, фаматинит Cu_3SbS_4 , менегинит $Pb_{13}(Fe,Cu)Sb_7S_{24}$, $T_{обр.} < 300^\circ C$. С ними установлены единичные мельчайшие зерна гессита, $(Pb,Bi)Te$ (1–3 мкм), золота (Au 100 %, 3 мкм) и молибденит (табл. 2).

Таблица 2. Сульфиды и сульфосоли вкрапленной пиритовой минерализации 1-го типа

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
S	55,17	37,17	27,33	27,69	30,04	22,16	21,87	23,14	22,42	25,72	17,51	37,19
Fe	44,83	28,33	2,28	2,16	1,94	5,26	4,89				2,76	
Cu		34,51	38,45	39,01	36,67		1,60					
Sb			31,94	31,13	31,35	20,52	20,77	21,56	20,93	21,78	18,96	
Pb						52,06	50,88	55,30	56,65	52,50	60,76	
Mo												62,81
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Образец	кКой-8/4		кКой-8/3а					кКой-8/4				кКой-8/3а
Уч.	21-1	21-1	21-2	21-3	21-4	30-1	31-1	36-1	34-2	29-1	34-1	18-1

Примечание. 1 – пирит; 2 – халькопирит; 3–5 – фаматинит $(Cu,Fe)_3SbS_4$; 6–10 – фалькманит $Pb_3Sb_2S_6$, буланжерит (?); 11 – менегинит $Pb_{13}(Fe,Cu)Sb_7S_{24}$ (примесь Fe в сульфосолях, по-видимому, может появляться за счет захвата матрицы); 12 – молибденит. Здесь и в табл. 4–11: пустые ячейки – элемент не обнаружен.

Второй кварцево-жильный тип руд содержит пирит, сульфоарсениды ряда глаукодо-аллоклазит-кобальтин $(Co,Fe,Ni)AsS$, герсдорфит $(Fe,Ni)AsS$, ульманнит $NiSbS$, пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит, галенит, Ag-Pb-Bi-S-фазы (Ag-Bi-галенит – $(Pb,Bi,Ag)S$,

кобеллит $Pb_6(Fe,Cu)Bi_4Sb_2S_{16}$), висмут, матильдит $AgBiS_2$, Ag-тетраэдрит, реже единичные зерна акантита, серебра, гессита и очень редко киновари (табл. 3–8). С сульфидами встречаются тонкодисперсные электрум и кюстелит (табл. 9).

Таблица 3. Арсенопирит рудопроявления Северо-Гирвасского

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
S, %	24,4	24,02	23,71	23,30	23,63	23,29	22,58	22,98
Fe	32,72	32,56	33,27	32,77	32,49	34	33,64	32,69
As	42,88	43,42	43,02	43,94	43,88	42,71	43,78	44,32
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	99,99
As ат., %	29,82	30,32	30,07	30,87	30,75	29,92	30,90	31,24
$T_{обр.}, ^\circ C$	300	315	305	355	350	300	355	355
Образец	лКой13	лКой13	лКой13	лКой13	лКой13	кКой8в	кКой8в	кКой8а
Уч.	1-2	1-5	20-3	24-1	25-1	2-4	15-1	5-4

Примечание. $T_{cp.} = 330^\circ C$.

Таблица 4. Со-Ni-сульфоарсениды (ряд аллоклазит-глаукодо-кобальтин-герсдорфит)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
S	23,34	22,50	21,13	26,11	22,41	22,75	23,58	23,49	24,56	22,98	22,98
Fe	3,87	5,13	3,86	5,33	3,44	2,08	5,68	3,05			
Co	27,80	28,96	31,50	26,08	28,68	31,70	24,41	27,25	31,85	31,23	31,23
Ni								1,76			
As	45,19	43,41	43,49	42,49	45,47	43,46	46,33	44,46	43,59	45,79	45,79
Сумма	100	100	100	100,01	100	99,99	100	100	100	99,99	100
Образец	Кой-1	Кой-1	Кой-1	Кой-1	Кой-1	Койк	ЛКойк	ЛКойк	Койк	Койк	Койк
Уч.	9-1	11-4	11-9	19-1	35-4	4-1	31-4	31-3	14-1	27-1	5-1

Окончание табл. 4

Элемент	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
S	21,94	23,21	22,50	23,21	21,85	21,26	21,47	20,48	21,81	49,62	48,62	56,76
Fe	1,76		0,79	4,08	4,14	3,86	1,67	9,40	7,30	37,21	34,01	42,05
Co	25,50	25,11	25,55	27,66	26,38	27,87	8,12	7,20	6,16		3,93	1,19
Ni	6,48	8,38	7,29	4,39	4,08	2,78	17,06	19,86	19,19	3,76	3,08	
As	42,87	43,40	40,62	40,65	43,54	43,87	45,68	43,06	45,54	9,40	10,35	
Sb	1,46		3,24									
Сумма	100	100,1	99,99	100	100	100	100	100	100	100	99,99	100
Образец	Койк	Койк	Койк	Койк	ЛКойк	лКойк4	ЛКойк	кКой-1	лКойк14	кКой-1	лКойк	лКойк
Уч.	15-2	5-1	20-2	15-1	31-2	6-1	31-5	16-1		16-4	31-3	31-4

Примечание. 1–8 – глаукодо $(Co,Fe)AsS$; 9–11 – аллоклазит $CoAsS$; 12–17 – кобальтин $(Co,Ni,Fe)AsS$; 18–20 – герсдорфит $(Ni,Co,Fe)AsS$. Зональные кристаллы пирита в сростании с герсдорфитом: 21–23 – Ni, Co, As-пирит.

Таблица 5. Со-Ni-сульфоантимониды

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
S	16,90	16,0	14,93	16,31	15,03	16,06	16,54	16,26	17,90	25,93	27,14	28,14	24,91
Fe	1,74	2,38	–							2,70	2,10	2,72	2,30
Ni	24,30	25,80	27,06	25,22	25,25	25,56	26,11	25,56	24,41	47,91	47,81	41,39	43,79
As	4,05	5,82											
Sb	53,01	50,19	58,01	58,48	59,72	58,39	57,35	58,18	57,68	23,47	22,95	8,64	11,36
Bi												19,12	17,44
Сум- ма	100	100	100	100	100	100,01	100	100	99,99	100,01	100	100,01	99,80
Обра- зец	Кой-1	Кой-1	Кой-1	Кой-1	Кой-1	кКой- 8/5	кКой- 8/5	лКойк	лКойк	лКойк	лКойк	лКойк	лКойк
Уч.	16-2	16-3	17-1	18-1	18-2	20-1	22-1	38-1	29-1	24-1	25-1	25-2	25-3

Примечание. 1–9 – ульманнит NiSbS; 10–11 – тучекит; 12–13 – гаухекорнит.

Таблица 6. Сульфиды никеля, кобальта, меди

Элемент	1	2	3	4	5	7	6	8	9	10	11	12	13	14	15
S	36,95	45,29	36,69	37,25	40,78	36,07	30,98	43,77	36,92	36,81	43,84	45,46	54,22	38,68	28,71
Fe	25,75	30,10	30,63	29,28	27,91	28,67	29,77	24,26	26,63	30,81	25,04	13,51	38,63	30,33	1,83
Ni	37,3	24,61	32,68	33,47	31,30	35,26	40,26	27,10	31,89	32,39	31,11	31,03			
Co								4,87	2,02			10,0	7,16		
Cu								2,54						30,99	69,46
Сум- ма	100	99,99	100	100	99,99	100	100,01	100	100	100	100	99,99	100,01	100	100
Обра- зец	Кой-1	Кой-1	Койк	кКойк	кКойк	Кой- 8/5	Кой- 8/5	Лкойк	кКойк	Лав Койк	Лав Койк2	кКой к	кКойк	кКой 1а	кКой 1а
Уч.	16-6	16-7	14-3	15-3	12-3	20-4	20-6	3-1	15-8	6-1	2-3	12-5	19-1	13-1	18-2

Примечание. 1–9 – пентландит; 10–11 – виоларит; 12 – Со-пентландит; 13 – Со-пирит; 14 – халькопирит; 15 – ярровит (ковеллин).

Таблица 7. Сульфиды железа и полиметаллов

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
S	42,97	59,53	35,90	34,54	36,05	16,60	16,03	34,96	37,02	57,99	58,77	30,05	28,30	31,13
Fe	57,03	40,47	2,80	2,22	1,13			8,02	4,67	38,52	41,23	16,22	17,43	16,67
Zn			61,30	61,54	62,82			57,02	58,31					
Pb						83,40	83,97							
Cu												27,80	23,13	30,24
Ag												25,93	31,14	21,96
As										3,49				
Сум- ма	100	100	100,1	98,3	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обра- зец	Кой-1	Кой-1	Кой-1	Кой-1	Кой-а	Кой-1	Коик 12	Коик 12	Коик 13	кКой 1	кКой 1	Лкойк	Лкойк	Лкойк
Уч.	11-1	19-2	11-6	8-1	32-1	10-1	2-1	1-2	9-1	19-2	19-3	12-1	12-3	12-5

Примечание. 1 – пирротин; 2 – пирит; 3–5, 8–9 – сфалерит (4 анализ – 1,70 % Cd); 6–7 – галенит; 10–11 – зональный кристалл пирита; 12–14 – (Ag,Fe,Cu)S-фаза (подобна ковеллину).

Таблица 8. Состав Ag-Bi-Pb-Sb-S-соединений и Ag-Cu-сульфосолей

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
S	14,93	15,17	14,75	13,94	17,23	17,49	20,76	19,06	21,91	27,96	22,62	19,27	17,54	16,54
Fe									5,99	6,70	6,12			
Cu									13,56	12,05	13,60			
Ag	5,28	2,41		4,31	2,83	2,08	1,88	1,80	32,51	29,14	31,38	80,73	28,12	26,74
Pb	73,01	77,44	76,8	75,95	42,71	42,74	74,49	76,57						8,07
Bi	6,78	4,98	8,47	5,80	26,98	27,97							54,35	48,65
Sb					9,10	8,84			26,02	23,62	26,29			
Se							2,87	2,57						
Сумма	100	100	100	100	98,85	99,12	100	100	100	100	100	100		100
Образец	Коик 12а	Коик 12а	Коик 12а	Коик 12а	Коик 12а	Коик 12а	кКой	кКой	кКой 8а	кКой 8а	кКой 8а	кКой	Коик 12а	Коик 12
Уч.	1-1	1-2	13-1	2-1	2-2	1-3	15-5	15-6	17-1	17-4	17-7	15-9	2-1	3-1

Примечание. 1–4 – Bi-Ag-содержащий галенит (Pb,Bi,Ag)S; 5–6 – кобеллит Pb₆(Fe,Cu)Bi₆Sb₂S₁₆ (в ан. 6 – Cu 1,15 %); 7–8 – Ag-Se-содержащий галенит (в ассоциации с кюстелитом); 9–11 – аргентотетраэдрит; 12 – акантит Ag₂S; 13–14 – матильдит AgBiS₂.

Таблица 9. Состав самородных элементов (электрум, кюстелит)

Эле- мент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ag	37,63	39,86	43,51	36,45	37,34	37	38,94	30,97	22,23	26,49	17,93	69,53	84,92
Au	62,37	60,14	56,49	63,55	62,66	63,0	60,13	69,03	77,77	73,51	82,07	30,47	15,08
Te							0,93						
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обра- зец	кКой-1	кКой-1	кКой-1	кКой-1	лКойк	лКойк	лКойк	LKoik	LKoik	лКойк-2	лКойк-2	кКой	кКой
Уч.	24-3	24-2	23	24	13	14-1	14-2	14-1	30-1	31-1	3-1	15-4	14-2

Примечание. 1–11 – электрум; 12–13 – кюстелит.

Первыми среди рудных минералов выделяются пирит, арсенопирит и другие сульфиды (табл. 3–6, рис. 3), в зависимости от их соотношения можно выделять минеральные подтипы. При содержании в арсенопирите As = 29,8–30,85 ат. % (ассоциация арсенопирит + пирит ± пирротин) его средняя температура образования была около 330 °С (табл. 3), что близко к температуре образования хлорита из зальбандов жил. Пирит образует хорошо ограненные кристаллы, имеет некоторый дефицит железа, иногда содержит примеси Co, Ni, As (табл. 4, 6, 7). Встречаются зональные зерна с аномальным содержанием As 9,4–10,3 %, Ni 3,08–3,76 %, часто с включениями других Ni-арсенидов (рис. 3/5, табл. 4/19–23).

Сульфиды выделяются в форме мелких хорошо ограненных ромбических и призматических, иногда зональных зерен (рис. 3). Они образуют изоморфный ряд аллоклазит-глаукот-кобальтин с замещением Co Fe, Ni; из анионов содержат As, S, редко примесь Sb (рис. 4). Герсдорфит, как показывают результаты микроскопического исследования, выделяется самостоятельно. Появление Ni-Co-сульфидов и сульфидов в архейских зеленокаменных поясах, в разрезах которых развиты коматииты, происходит на стадии метаморфогенно-метасоматических преобразований этих пород и привнес As и Sb. Подобные ассоциации известны на участках Золотые Пороги, Рыбозеро в Восточной Карелии, месторождении Монарх на севере ЮАР, на рудном поле Калгурли в Австралии.

В сростании с зональными сульфидными минералами, сульфидными полиметаллами, пиритом, пирротинитом, пентландитом образуются сульфидные минералы (ульманит) и более редкие Ni-Bi-Sb-Bi-фазы (тучекит $Ni_9Sb_2S_8$ и гаухекорнит Ni_9BiSbS_8) (табл. 5, рис. 3–4). Тучекит (размер зерен 13×22 мкм) был обнаружен в сростании с гаухекорнитом и галенитом (рис. 3/6). Эти Ni-Bi-Sb-S-минералы и подобный парагенезис с галенитом и висмутом были впервые установлены для Карелии. Пирротин в жилах распространен в небольшом количестве, он выделяется после арсенидов и пирита и в сростании с ними в мелких порах и

трещинках. Пентландит – широко распространенный минерал в этих рудах, встречается в ассоциации с глаукотом, халькопиритом, герсдорфитом, галенитом, кюстелитом (рис. 3, табл. 6). По нему при окислении иногда развивается виоларит.

Сульфиды полиметаллов выделяются после пирротина. Халькопирит и сфалерит – достаточно широко распространенные минералы жил. Сфалерит в ассоциации с арсенидами содержит Fe до 1,2–2,8 %, в сростании с пиритом – до 4,67–8,3 % (табл. 7), чем и отличается от темных Fe-сфалеритов колчеданных руд в архейских зеленокаменных поясах [Робонен и др., 1978]. В отдельных зернах сфалерита установлено до ~1,7 % Cd. Галенит выделяется в дефектах и трещинках крупных кристаллов пирита, арсенопирита и самостоятельно в породе, иногда в сростании с монацитом (рис. 3/7). Он встречается в двух генерациях. Галенит-1 образует зерна разного размера, выделяется после сфалерита, содержит сульфиды, содержит многочисленные вросстки самородного висмута (рис. 3/4). Галенит-2 образует более мелкие зерна (размером 1–6 мкм) в сростании с Pb-Bi-Sb-S-фазой (кобеллит) и Sb-содержащим висмутом. Галенит-2 содержит примеси Ag (до 2,4–5,3 %) и Bi (до 8,5 %). Иногда в крупных зернах галенита в центральной части бывают включены ветвистые сростания, представляющие распад твердого раствора на несколько минеральных фаз – Ag-тетраэдрит, Ag-Cu-Bi-Pb-Sb-S-фазу и Ag-Sb-висмут (рис. 3/10, табл. 8/9–11). Более высокой смесимости с Bi и появления самостоятельной фазы (хейровскийит с Bi до 21–23 %, устойчивой выше 200°) установлено не было. Реже встречается Se-содержащий галенит (табл. 8/7–8).

В сростании с Pb-Bi-Sb-S-фазами выделяется более редкий матильдит $AgBiS_2$, он устойчив ниже $T = 195$ °С. С матильдитом галенит может образовывать твердые растворы при $T > 210$ °С, но ниже этой температуры оба минерала существуют самостоятельно. То есть можно считать, что Ag-Bi-галенит и матильдит $AgBiS_2$ в данном парагенезисе образовались при T около 200–195 °С. Акантит Ag_2S , более редкий и низкотемпературный мине-

рал ($T < 145-105\text{ }^{\circ}\text{C}$), был обнаружен в сростании с кюстелитом (рис. 3/3). В краевых частях зерен халькопирита, при обогащении его Ag, образуются пламенивидные вроски фазы (Ag,Fe,Cu)S (рис. 3/11, табл. 7/12–14). По составу минерал подобен штрουμεйериту, но по соотношению катионов и анионов 1 : 1 соответствует Ag-ярровиту (ковеллину, $T < 157\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Au и Ag образуют самостоятельные соединения – преимущественно электрум (Ag ~ 20–43,5 %) и кюстелит (Ag 69,53 % и более) (рис. 3/1–3, табл. 9). Электрум выделяется в микротрещинках в пирите, кюстелит – в сростании с пентландитом, халькопиритом, галенитом, акантитом. Форма зерен золота неправильная, пленочная, размер от 1×3 до 3×40 мкм. В образце с пленочным золотом обнаружено единичное зерно киновари (размером 3 мкм, рис. 3/1).

Необычная ассоциация рудных минералов установлена в жилах, содержащих повышенную концентрацию висмута. Привнос Bi, Ag и Sb на заключительной стадии рудообразования сопровождался образованием Bi-содержащего галенита, кобеллита, матильдита (табл. 8/13–14), самородного висмута ($T_{\text{пл.}} < 271\text{ }^{\circ}\text{C}$), висмута с примесью Sb (2,86–10 %) и содержанием Sb до 20 % (табл. 10/12–13, обр. Койк12а). Этот редкий антимонид висмута Bi_7Sb_3 образует игольчатые кристаллы (рис. 3/15).

В сростании с кальцитом и хлоритом в обр. Койк14 было встречено округлое зерно самородного кадмия размером 180×300 мкм ($T_{\text{пл.}} < 300\text{ }^{\circ}\text{C}$). Столь редкие находки кадмия известны и были сделаны в 70–80-х гг. прошлого века в полиметаллических рудах Верхояня (Восточная Сибирь). Новый минерал был изучен и утвержден М. И. Новгородовой [Новгородова и др., 1982]. На поверхности зерна кадмия в отдельных участках фиксируется окисная пленка монтепонита (CdO).

В поверхностной зоне окисления с первичными рудными минералами появляются ковеллин, куприт, гематит, гидроокислы железа, единичные зерна церрусита.

Последовательность минералообразования. Первым в жилах выделялся пирит, ему близок по времени формирования арсенопирит и арсениды Co-Ni (аллоклазит-глаукот-кобальтин, герсдорфит), затем идут пирротин, пентландит, ульманнит, халькопирит, сфалерит, галенит. Начало рудообразования оценивается по средней температуре образования арсенопирита и хлорита в околожильном парагенезисе: она была около 325–330 $^{\circ}\text{C}$. Присутствие Ag-золота, висмута (~270 $^{\circ}\text{C}$), а также более редких сростаний Ag-Pb-Bi-S-фаз, матильдита с Ag-Bi-галенитом, иногда серебра позволяют предполагать, что температура снижалась до ~200 $^{\circ}\text{C}$. Таким образом, Au-Sb-As-S-кварцевые жилы можно рассматривать как среднетемпературные, а рудопроявление относить к мезотермальному типу ($T = 330-200\text{ }^{\circ}\text{C}$), образовавшемуся в сдвиговой зоне в условиях зеленосланцевой фации на небольших глубинах в условиях снижения температуры в приоткрывающихся трещинах (т. е. в шир-зонах, формировавшихся при растяжении). Судя по высокому содержанию Ag, золото образовалось при наиболее низких температурах указанного интервала. Последние более редкие Ag-содержащие минералы (серебро, акантит, Ag-ярровит) кристаллизовались при снижении температуры (до 157–105 $^{\circ}\text{C}$).

Источник вещества был комплексный: он включает элементы, высвобождаемые при метаморфизме колчеданных руд (S, Fe), кислых туфов и измененных коматиитов (Ni, Co). Дополнительный привнос вещества (Pb, Zn, Bi, Ag, Au, As, Sb), как предполагается, происходил за счет корового источника (под влиянием гранитов). Как выше было показано, жилы и оруденение не выходят в протерозойские толщи. Однако некоторое поступление вещества, вероятно, было возможно и за счет более поздних процессов, о чем свидетельствует появление в колчеданных рудах незначительного количества барита и примеси селена.

Таблица 10. Состав самородного висмута и Sb-Bi фаз

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Bi	100	100	100	91,82	96,09	93,79	87,49	97,14	79,58	80,62
Ag				2,83			3,04			
Sb				5,35	3,91	6,21	9,46	2,86	20,42	19,38
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Образец	кКой8в	кКой8а	ЛКойк12а	кКой8а	лКойк13	лКойк12а	лКойк12а	лКойк12а	лКойк12а	лКойк12а
Уч.	5-2	14-1	13-3	17-6	27-1	11	9-1	3-1	7-1	7-2

Примечание. 1–3 – самородный висмут; 4–8 – Sb-Ag-содержащий висмут; 9–10 – Bi_7Sb_3 .

1. Пленочное золото (1) в пирите (3), киноварь (2, белая точка). Обр. LКойк	2. Золото (1) в пирите (2). Обр. кКой-1, уч. 24	3. 1 – глаукоdot, 2 – аллоклазит, 3 – пентландит, 4 – халькопирит, 5 – кюстелит, 6 – галенит, 7 – акантит. Обр. кКой-1, уч. 14
4. Галенит (сп. 1) в срastии с висмутом (2), 3 – арсенопирит, 4 – хлорит. Обр. Койк, уч. 13	5. Срastие ульманнита (1) и 2 – герсдорфита (2). Зональный пирит (3): сп. 4 – Ni As-пирит, 5 – Ni-пирит, 6 – пентландит. Обр. Койк, уч. 16	6. 1 – тучекит, 2 – гаухекорнит, 3 – галенит. Обр. лКойк, уч. 25
7. 1 – арсенопирит, сп. 2 – монацит, 3 – галенит. Обр. лКойк, уч. 13_24	8. 1 – халькопирит, 2 – ульманнит. Обр. лКойк, уч. 38	9. Кобальтин (1) с тонкодисперсным золотом, 2 – ульманнит, 3 – пентландит (частично с виоларитом). Обр. лКойк2
10. Висмут (1), галенит (2), «ветвистый» аргентотетраэдрит (3). Обр. кКой8а, уч. 5	11. Халькопирит (1) и 2 – Ag-халькозин. Обр. лКойк4	12. Фаза Bi,Sb₃. Обр. Койк12а, уч. 7

Рис. 3. Минеральные ассоциации рудопрооявления Северо-Гирвасского

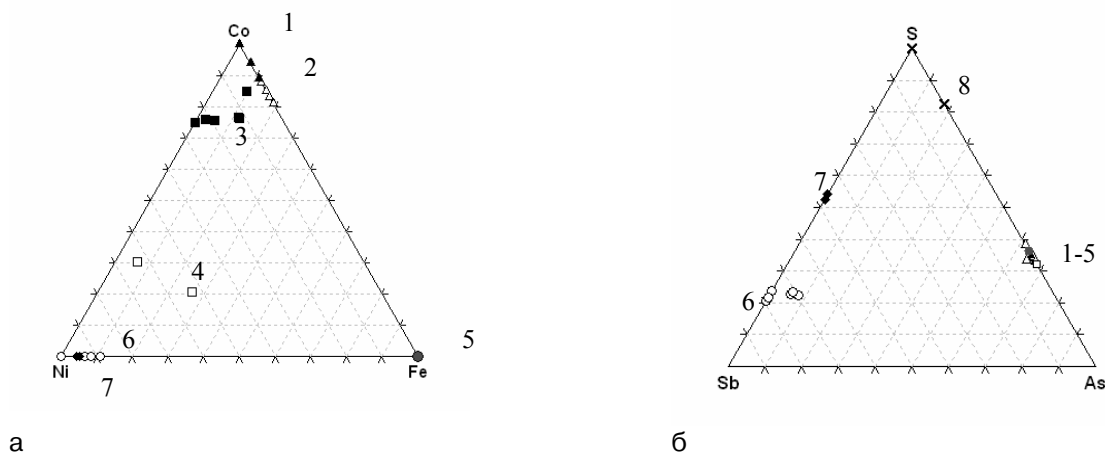


Рис. 4. Диаграммы сульфидо-стибитоарсенидов Co-Ni-Fe (а) и S-Sb-As (б):

изоморфные фазы: 1 – аллоклазит, 2 – глаукоцит, 3 – кобальтин; 4 – герсдорфит; 5 – арсенопирит; 6 – ульманнит; 7 – тучекит; 8 – пирит, As-пирит

Оруденение Северо-Гирвасского проявления представлено Au-Sb-As-S-типом. Первые определения Au показали пока низкие значения. Прогнозные ресурсы не оценивались. Золото встречается с гнездово-вкрапленной глаукоцит-кобальтин-арсенопирит-пиритовой минерализацией самостоятельно и в ассоциации с более низкотемпературными минералами в карбонат-кварцевых жилах, приуроченных к зоне сдвиговой деформации ССВ простираения, которая прослеживается по простираю на расстояние около 200 м.

Колчеданные рудопрооявления. Колчеданные руды в лопийских толщах Койкарской структуры приурочены к переслаиванию сланцев по туфам кислого состава и низкоуглеродистых сланцев [Робонен и др., 1978; Рыбаков, 1987]. Они представлены несколькими субсогласными пластообразными телами. Протяженность залежи около 60–130 м, мощность около 6 м, зоны с минерализацией до 15 м. Падение крутое субсогласное с вмещающими зелеными сланцами по туфам или кремни-

стыми осадками, простираение субмеридиональное. Руды мелкозернистые, послойно-вкрапленные, сложены пиритом. Реже вблизи вмещающих толщ в них незначительно увеличивается содержание пирротина (2–5 %), встречаются единичные зерна халькопирита. Приконтактных околорудных изменений во вмещающих породах не наблюдается. Руды, как и вмещающие толщи, слабо метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Для Койкарского месторождения С. И. Рыбаковым среди силицитов и колчеданных руд отмечались конкреционные формы кварц-халцедоновые и пирита [Рыбаков, 1967].

Микрозондовое минералогическое изучение колчеданных руд месторождения Койкарского показало присутствие в них кроме пирита мелких редких включений пирротина (<1 %), незначительного количества магнетита, единичных зерен галенита, Mn-Fe-сфалерита, монацита, реже ксенотима, а также более редких поздних наложенных минералов, таких как единичные зерна клаусталита и барита (табл. 11).

Таблица 11. Минералы колчеданных руд Койкарского месторождения

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
S	55,65	56,33	40,4	36,33	15,88	13,35	15,89	26,87
Fe	44,35	43,67	59,56	9,97				
Zn				49,89				
Mn				3,81				
Pb					84,12	86,65	84,11	
Se								73,12
Образец	Koi2	Koi3	Koi2	Koi3	Koi2	Koi2	Koi2	Koi2
уч.	4-4	1-2	4-3	1-1	4-1	6-1	2-1	3-1

Примечание. 1–2 – пирит; 3 – пирротин; 4 – сфалерит; 5–7 – галенит; 8 – клаусталит.

Обследование и переопробование этих вкрапленных колчеданных существенно пиритовых руд на золото проводилось по за-

лежам, выходящим на поверхность в районе небольшого озера в восточной части структуры. Руды содержат низкие концентрации

полиметаллов и их редкие минералы. Золото во вкрапленных и более богатых рудах обнаружено не было. Тем не менее данный тип рассматривается нами как возможный источник концентрирования рудогенных элементов, учитывая и то, что толща с сульфидной вкрапленной минерализацией прослеживается к северу до Северо-Гирвасского участка. Колчеданные руды могли «поставлять» серу при метаморфогенно-метасоматических преобразованиях. Однако невысокое содержание пирротина в колчеданах, что характерно для зеленосланцевой фации, свидетельствует о незначительном обогащении растворов метаморфогенной серой и, соответственно, малосульфидном типе поздних карбонат-кварцевых жил.

Закономерности локализации Au-U-Th рудопроявлений в протерозойских кварцевых конгломератах

Наиболее благоприятными для накопления золота совместно с ураном в осадочном процессе являются нижние горизонты ятулийских разрезов, представленные кварцевыми конгломератами, гравелитами и кварцито-песчаниками. Кварцевые конгломераты ятулийского надгоризонта в нижней части пластов («струи, линзы») бывают обогащены Au, Th, U и некоторыми другими элементами. Они опробовались геологами КГЭ при проведении здесь поисковых работ в 60–70-х гг. прошлого столетия, и по результатам этих работ в Койкарской структуре были выделены несколько Au-U-Th-рудопроявлений [Леонтьев, 1997].

Кварцевые конгломераты (или сцементированные галечники) – это высоkozрелые терригенные существенно кварцевые породы, образованные в результате разрушения, перемыва и переотложения выветрелых пород доятулийского фундамента. По мнению А. П. Светова, область накопления ятулийских осадков имела площадное распространение и охватывала большую часть Карельского кратона и часть Мурманского блока. В. З. Негруца считал, что денудации подвергался неглубокий слой суши центральной части Карельского кратона [Негруца, 1990]. В условиях гумидного и семиаридного климата происходило разрушение и химическое выветривание выведенных на поверхность более древних пород, в частности гранитов и вулканогенно-садочных толщ архейского возраста, содержащих кварцевые жилы. Легкие компоненты выносились,

кварцевожильный материал водными потоками перемещался плохо и накапливался. При этом отложение галечников (кварцевых конгломератов) происходило в условиях сильно расчлененного рельефа во внутриконтинентальных депрессиях – в межгорных впадинах, руслах рек, дельтах, эстуариях. Относительно генезиса кварцевых конгломератов существуют две доминирующие точки зрения о том, что это: 1 – элювиально-пролювиальные отложения рек, озер, потоковые или приустьевые образования или 2 – дельтовые и прибрежно-шельфовые отложения. Отложения кварцевых конгломератов чередуются со зрелыми кварцевыми либо аркозовыми песчаниками (если ближе к поверхности находится гранитное основание). В зависимости от обстановки накопления и удаленности от источника сноса формировались фации с разной крупностью и окатанностью обломков. Онежская депрессия в протерозое представляла собой водоем, окруженный расчлененным горным рельефом, куда с Карельского кратона осуществлялся снос.

В западном обрамлении Онежской структуры к базальным кварцевым конгломератам ятулийского надгоризонта приурочен ряд Au-U-Th-проявлений в кварцевых конгломератах (Черный Наволок, Койкары, Гирвас, Пальеозеро-1, 2, Святнаволок и некоторые другие). Все эти объекты были выявлены в ходе поисковых работ на золото и уран вблизи зон структурно-стратиграфических несогласий (КГЭ, ВСЕГЕИ и «Невскгеология»). Рудная минерализация этих проявлений (рассеянная вкрапленная) представлена гематитом, уранинитом, настураном, торитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, золотом, встречаются единичные выделения арсенопирита, галенита, сфалерита, молибденита. Форма зерен золота неправильная, комковатая, дендритовидная, размер составляет 0,01–0,4 мм (по материалам КГЭ). Среднее содержание Au невысокое, но максимальные значения иногда достигают значительных концентраций, например, на проявлении Пальеозеро-1 – 4,6 г/т, на Черном Наволоке – от 0,1–1 г/т до 26–111 г/т (С-7), Койкары и Кедрилампи (вблизи оз. Тедрлампи) – от 0,1 до 8–13 г/т, в районе пос. Гирвас – 0,2–1,23 г/т [Леонтьев и др., 1997].

По данным Ю. К. Гуменного (производственные геологические работы 1971–1975 гг.), на наиболее значительном из перечисленных рудопроявлений Черный Наволок, расположен

ном между озерами Викшозеро и Куоккилампи, в кварцевых конгломератах установлена бедная минерализация, представленная торитом, гематитом, пиритом, пирротином, золотом (размер золотинок около 0,05 мм). При изучении конгломератов (проявления Койкары, Кедрилампи) авторами были обнаружены лишь акцессорные минералы – разбитый аутигенный циркон, новообразованный торит $\text{Th}(\text{SiO}_4)$ в сростании с брабантитом $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_3$ (требует доизучения). Для золотосодержащего оруденения в кварцевых конгломератах Койкарской структуры следует также отметить повышенное содержание Ag, установленное при их литохимическом опробовании (10–123 г/т Ag [Леонтьев и др., 1997]).

Металлогеническая специализация Койкарской структуры. Как вытекает из изложенного материала, основные перспективы Койкарской структуры на обнаружение золота связаны со сдвиговыми зонами в архейских толщах и кварцевыми конгломератами ятулийского обрамления. Кроме изученной Северо-Гирвасской шир-зоны, ранее выделялись меридиональные разломы в СЗ части Койкарской структуры – Янишский и Каллиеволампинский (см. рис. 1), которые, как представляется авторам, также могут быть перспективными на обнаружение жильных или штокверковых типов оруденения.

Рудная минерализация Северо-Гирвасского проявления после детального изучения была отнесена к мезотермальной с необычной ассоциацией минералов, содержащих Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, As, Sb, Ni, Co, Cd. Эти элементы указывают на то, что источники вещества были разные: привнос из глубинных источников и переотложение за счет метаморфогенно-метасоматического преобразования разных типов, в том числе ультраосновных. На этом рудопроявлении, отнесенном к Au-Sb-As-S-кварцевому типу, кроме пирита, установлены около 38 минералов, из них несколько новых для Карелии (тучекит, гаухекорнит, Ag-Bi-галенит, кобеллит). Очень необычна ассоциация золота, галенита, сфалерита, пентландита, Fe-Co-Ni-Sb-S-As-фаз (стибиосульфо-арсенидов), подобная встречается на месторождении Рыбозеро в Восточной Карелии, описывается для некоторых месторождений рудного поля Калгурли (Австралия), Монарх в ЮАР. Температура образования руд снижалась от 350–300 до ~200–105 °С.

Золото, образующееся в этой ассоциации, отличается повышенным содержанием серебра (электрум), вплоть до образования кюстелита. В рудной минерализации распространен

висмут, Sb-Bi, реже присутствуют акантит и серебро. Более продуктивными являются жильные ассоциации с полиметаллами. Жильная система на Койкарской площади, по-видимому, была развита достаточно широко. Колчеданные руды не золотоносны, они содержат очень низкие концентрации полиметаллов.

Ятулийские крупногалечниковые кварцевые конгломераты, перекрывающие лопийские толщи и распространенные практически на всей этой площади, как установлено предшествующими работами КГЭ, обогащены золотом. Это косвенно свидетельствует о перспективности подстилающих архейских толщ на жильный тип оруденения. Для рудной минерализации конгломератов отмечаются повышенные содержания Ag и разнообразные минералы-спутники, подобные ассоциациям коренных архейских пород.

Таким образом, завершая металлогенический анализ Койкарской структуры, следует отметить, что, несмотря на относительно невысокие концентрации золота, установленные пока для архейского проявления Северо-Гирвасского, перспективы обнаружения золота в ССВ сдвиговых зонах, сопровождающихся низкотемпературными преобразованиями и окварцеванием, достаточно высокие. В конце позднего архея, по мнению С. А. Светова, структура развивалась как пулл-апарт бассейн (структура растяжения), с накоплением фаций позднеархейских конгломератов [Светов и др., 2005]. Положителен и тот момент, что как региональный, так и дислокационный метаморфизм в Койкарской структуре не превышал зеленосланцевой фации [Володичев и др., 2002], а зоны субмеридионального рассланцевания с системой ССВ жил (шир-зоны) формировались как зоны транстенции, что является благоприятным фактором при металлогенической оценке структуры.

Литература

Володичев О. И., Кулешевич Л. В., Кузенко Т. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии. Рук. научный отчет // Фонды ИГ КарНЦ РАН. 2002. 187 с.

Леонтьев А. Г. и др. Составление регистрационной карты золотоносности масштаба 1 : 500 000 с кадастрами месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации и площадей геохимических аномалий (участков), перспективных на золото // Фонды ТФГИ. Инв. № 469. Петрозаводск, 1997.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.

Опорные разрезы верхнеархейских отложений // Стратиграфия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1992. 190 с.

Негруца В. З. Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. Апатиты, 1990. 255 с.

Новгородова М. И., Живцов Д. А., Горшков А. И. и др. Самородный кадмий из Южного Верхоянья // Записки ВМО. 1982. Ч. 111, вып. 3. С. 304–315.

Робонен В. И., Рыбаков С. И. и др. Серноколчеданные месторождения Карелии. Л.: Наука, 1978. 192 с.

Рыбаков С. И. Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серно-колчеданных месторождений Южной Карелии и их метаморфизма // Геология рудных месторождений. 1967. № 4. С. 87–92.

Рыбаков С. И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 272 с.

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

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Антропова Е. А. Неоархейские пулл-апат бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. С. 5–17.

Светова А. И., Мельянцева Н. В. Строение сумийского комплекса и его соотношение с лопийскими и сариолийскими образованиями в Койкарской структуре // Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1985. С. 36–41.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Лавров Олег Борисович

научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
тел.: (8142) 783471

Кулешевич Людмила Владимировна

ведущий научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: kuleshev@krc.karelia.ru

Lavrov, Oleg

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
tel.: (8142) 783471

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

УДК 551.72

AN IMPORTANT LANDMARK IN THE STUDY OF THE PALAEOPROTEROZOIC WORLD

V. A. Melezhik^{1,2}, A. R. Prave³

¹ *Geological Survey of Norway, N-4791, Trondheim, Norway*

² *Centre for Geobiology, University of Bergen, N-5020, Bergen, Norway*

³ *Department of Earth Science, University of St. Andrews, St Andrews, KY16 9AL, Scotland, UK*

The International Continental Scientific Drilling Program's (ICDP) Expedition (FAR-DEEP) successfully completed drilling operations on the Fennoscandian Shield resulting in recovery of 3650 m of core from 15 holes drilled through sedimentary and volcanic formations recording several global environmental changes spanning the time interval 2500–2000 Ma, including the Great Oxidation Event (GOE). The core has been archived, and sampled by an international team of scientists, and the project has moved to the advanced research phase. The first significant outcome of the FAR-DEEP is a three-volume treatise (ca. 1500 pages) entitled «Reading the Archive of Earth's Oxygenation» scheduled by Springer for printing in August 2012.

Key words: International Drilling Program, Fennoscandian Shield, global environmental changes, Lomagundi-Jatuli, Great Oxidation, Shunga events, glacial episodes.

В. А. Мележик, А. Р. Прэйв. ВАЖНАЯ ВЕХА В ИССЛЕДОВАНИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ЗЕМЛИ

В статье изложены основные результаты завершившегося в 2012 г. международного бурового проекта, нацеленного на исследование ранней истории Земли на территории российской части Фенноскандинавского щита (FAR-DEEP). Основное внимание участников проекта было сфокусировано на проблеме становления аэробной системы Земли и развития серии взаимосвязанных глобальных событий в переходный период от позднего архея к раннему протерозою (2500–2000 млн лет). Бурение скважин выполнено в 2007 г. финской компанией SMOY, материально-техническое обеспечение осуществляла фирма «Минерал» (С.-Петербург). Проект финансировался фондом ICDP и частично Исследовательскими Советами Норвегии и Германии, институтом Астробиологии NASA, Геологической службой Норвегии, Центром Геобиологии Бергенского университета, Институтом геологии КарНЦ РАН. Получены образцы керн геологических формаций по двум регионам России (по Онежской структуре в Карелии, Печенгскому, Имандра-Варзугскому зеленокаменным поясам Кольского п-ова), общая длина 15 пробуренных скважин – 3650 м. К изучению керн были привлечены научные коллективы из 14 стран. Основные изучавшиеся вопросы истории развития Земли: первое глобальное оледенение, самое раннее и наиболее значимое положительное изменение изотопного состава углерода (Ломангунди-Ятулийское событие), доказательство существования наиболее древнего массового накопления органического вещества и генерации углеводородов (феномен «Шуньга»). Получены новые данные по геохронологии основных событий в ранней истории Земли.

Керн скважин находится в г. Трондхейме, Геологическая служба Норвегии, он доступен для будущих исследований и образования. С обширной коллекцией фото-

графий керна и геохимическими данными можно познакомиться на сайте (<http://www.icdp-online.org>). Первым значительным результатом проекта являются три тома материалов общим объемом около 1500 страниц (издательство Спрингер). Книги иллюстрированы фотографиями керна и естественных обнажений, геологическими картами, схемами реконструкций условий осадконакопления, в них содержится богатый материал по литологии и геохимии осадочных пород. Описанию общей геологии российской части Фенноскандинавского щита посвящен первый том, глобальных событий переходного периода – второй и третий том издания. В конце статьи авторы приводят список журнальных статей, опубликованных и подготовленных к изданию, в которых приведены основные результаты исследований по темам международного проекта.

Ключевые слова: Международная программа бурения, Фенноскандинавский щит, глобальные изменения окружающей среды, Ломагунди-ятулийское изотопное событие, кислородная катастрофа, феномен «Шуныга», эпизоды оледенения.

Introduction

The International Continental Scientific Drilling Program (ICDP) supports projects aimed at studying fundamental geological problems of global significance. It helps assemble the best available international scientific teams to examine the best rock formations available in the world. The Fennoscandian Arctic Russia–Drilling Early Earth Project (FAR-DEEP) was one such project, focusing on the emergence of an aerobic Earth System and a series of interrelated global events during the Late Archaean and Early Palaeoproterozoic transition (APT; 2500–2000 Ma). Within the ICDP, the FAR-DEEP with its Deep Time perspective has opened a new window for multidisciplinary research that aims at obtaining fundamental knowledge of the processes that operated on Earth's surface and interior at the dawn of the establishment of an aerobic world. Details of the project idea were presented in Melezhik et al. [2005].

The aim of the FAR-DEEP was to obtain uncontaminated, non-weathered, pristine core material from key geological formations recording a series of hallmark Palaeoproterozoic global events in three separate areas of Russian Fennoscandia (Figs. 1 and 2). The drilling operations were carried out through May–October 2007 by the Finnish operator SMOY, and State Company «Mineral», based in St. Petersburg, provided logistical support. The drilling operations were largely supported by the ICDP and by additional funding from the Norwegian Research Council, the German Research Council, the National Science Foundation, the NASA Astrobiology Institutes, the Geological Survey of Norway (NGU) and the Centre of Excellence in Geobiology, the

University of Bergen, Norway. NGU and the Institute of Geology of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences supported onsite geological work.

The major outcome of the drilling project was the successful recovery of a total of 3650 m of pristine cores from 15 drillholes (Fig. 1). This provided a representative geological record of the most important global events occurring through the APT (Fig. 2). Hence, the chosen approach was a success, and resulted in collection of a rich archive of geological material. Core documentation and associated analytical work were supported by NGU, the Scottish Universities Environmental Research Centre and Penn State University. Facilities and logistical support for international sampling campaigns were provided by NGU. In 2010, the first goal of the project was successfully achieved: a well-characterised, -archived and -illustrated succession of rocks for the 2500–2000 Ma time slice.

The second goal of the FAR-DEEP is to document the changes in the biosphere and the geosphere associated with the emergence of an aerobic Earth System and interrelated global events during the APT, which led to irreversible alteration of Earth's surface environments and rise in atmospheric oxygen. The core archive contains a record of many of the hallmark events of that time and provides the international Earth science community with an exceptional opportunity to study iconic aspects of Palaeoproterozoic Earth history including the first worldwide glaciation, the earliest and one of the largest positive isotopic excursions of the global C cycle, and arguably the world's oldest supergiant oilfield (Fig. 2), and offers the chance for undertaking a wide variety of exciting research and educational activities.

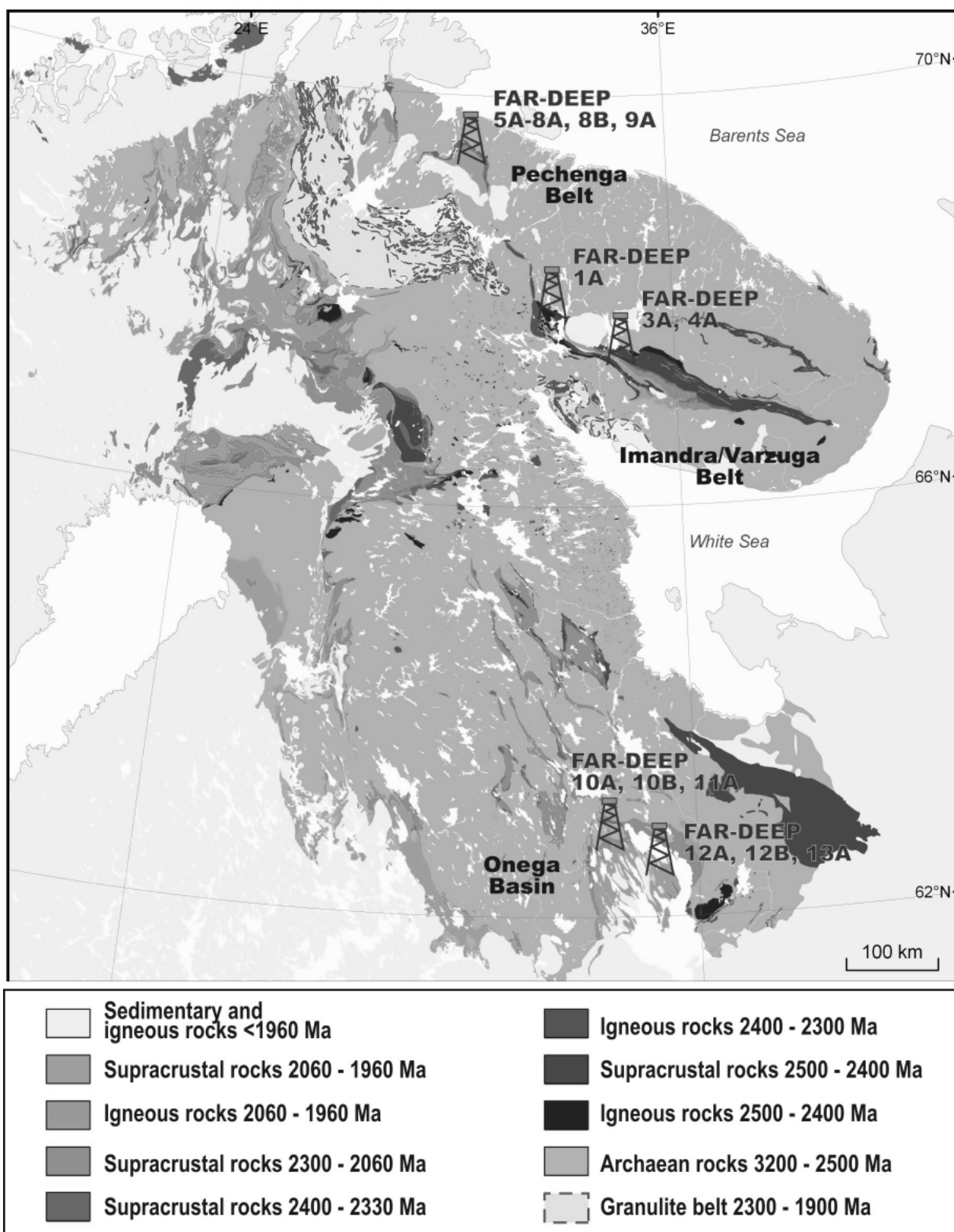


Fig. 1. Geological map of the eastern Fennoscandian Shield showing FAR-DEEP drilling sites and drillhole numbers. Geological map is modified by Aivo Lepland from Koistinen et al. [2001]

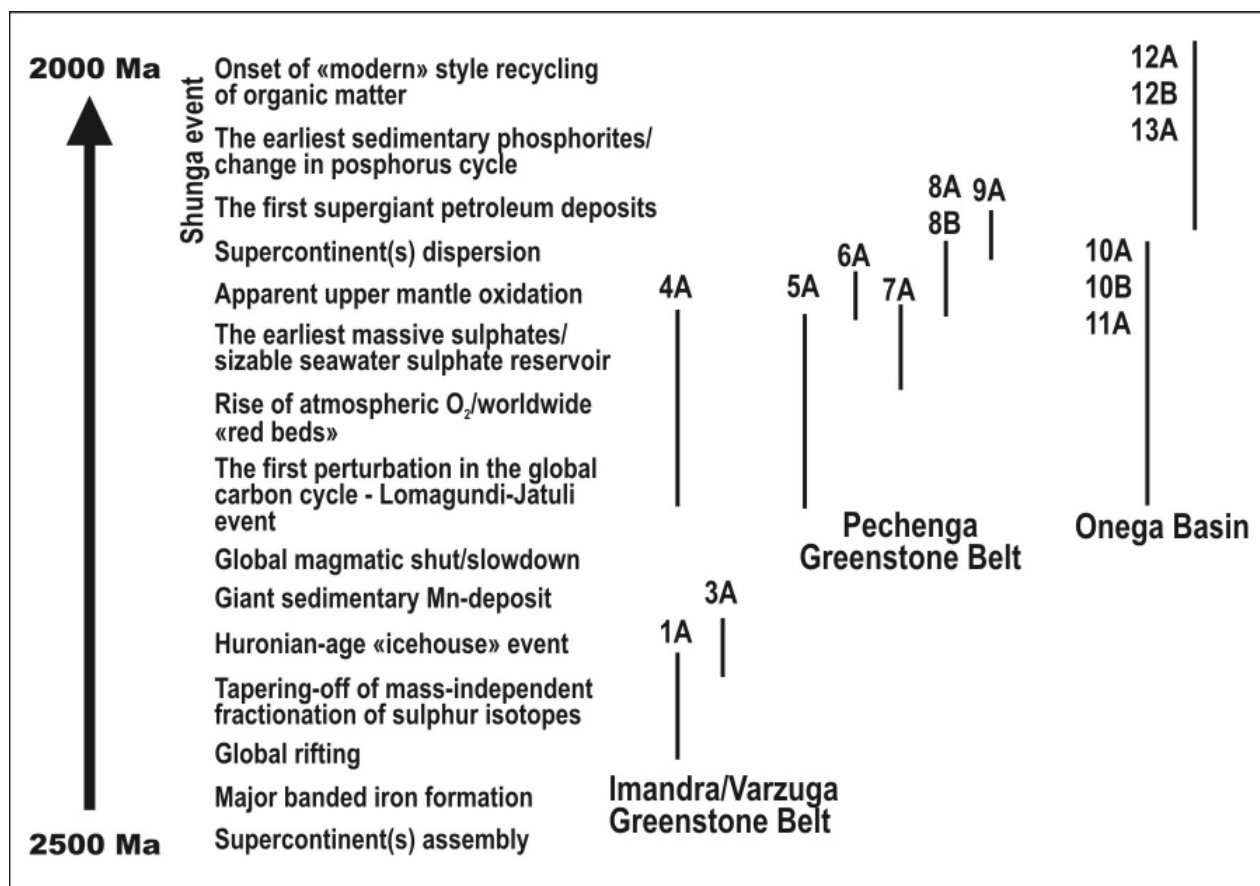


Fig. 2. FAR-DEEP drillholes projected against major global events through the Archaean-Palaeoproterozoic transition. Note that precise position of events relative each other on the chronological scale remains to be constrained

Currently, an international team of scientists from 14 countries is undertaking an ambitious and successful FAR-DEEP research program. Several research grants, eight PhD and four postdoctoral projects supported by various funding agencies in Austria, Finland, Germany, Great Britain, Norway and USA are involved in the FAR-DEEP research program. A large group of scientists from the USA has received support from the National Science Foundation and NASA. Several research groups from Belgium, Czech Republic, Estonia and Russia have been also successful in obtaining research grants.

FAR-DEEP – current research

Selected research areas and directions, which are being actively developed by various research groups are briefly highlighted below. This section does not aim to review the abundant published material on the APT, instead it focuses on ongoing FAR-DEEP core-based work, and articles recently published by the FAR-DEEP international community.

Geochronology

The construction of stratigraphic frameworks, inter-regional correlations, the assessment of geochemical, geobiological and development of basin evolution models demand geochronological control. Furthermore, no definition of the timing, rates and durations of geological processes and events could be made without precise and accurate radiometric ages. Currently, only a few robust ages exist to bracket the events of the Palaeoproterozoic time slice. FAR-DEEP cores and associated material offer new opportunities. One new, robust age-constraint is on the termination of the Lomagundi-Jatuli isotopic excursion in Imandra/Varzuga and Pechenga belts [Martin et al., 2012a]. Another example is tightening the age of glacial deposits documented in Core 3A in the Imandra/Varzuga Belt. Ash beds associated with diamictites are yielding a precise date linking them to the Huronian-age glaciations [Brasier et al., 2012c]. Trial projects on dating of organic matter from Palaeoproterozoic C_{org}- and S-bearing rocks by the Re-Os technique have also proven to be successful [e.g., Hannah et al., 2006, 2008].

Future projects could explore U-Pb dating techniques on igneous baddelyite and diagenetic phosphate and xenotime, and may offer geochronological constraints on regional and global correlations, assess the synchronicity or diachronicity of isotopic excursions, the timing and duration of climatic events and volcanism, and the temporal (in)completeness of the sedimentary record. Oxidising processes could be dated by a (U-Th)/He series programme on haematite-bearing rocks [e.g., Lippolt et al., 1995, 1998; Shuster et al., 2005]. FAR-DEEP Core 6A, 8A, 8B offer a varied suite of igneous and volcanoclastic «red beds» and haematite-rich lithofacies such as haematite-cemented sandstones and jaspers to undertake such work.

Advanced work on provenance analysis of Palaeoproterozoic siliciclastic sediments based on age and geochemistry of detrital zircons is in progress [Gärtner et al., 2012a–c].

Change in sulphur cycle and the advent of the progressive oxidation of the atmosphere

In the Imandra/Varzuga Belt, the FAR-DEEP Hole 1A (Figs. 1 and 2) intersected c. 120-m of tidal sandstone-siltstone-shale, quartzite and marine dolostones. These rocks accumulated at c. 2442 Ma during a transitional period in atmosphere evolution, from largely anoxic to a state of incipient oxidation. The continuous core allows obtaining high-resolution carbon and multiple sulphur isotope measurements and is a great opportunity to resolve the internal structure of the termination of mass-independent fractionation of sulphur isotope [Reuschel et al., 2012c] and ultimately a quantitative understanding of the related environmental changes. The study of the core will also contribute to better understanding of the global carbon cycle and seawater chemistry [Melezhik et al., 2012a] at the dawn of progressive atmospheric oxidation and prior to the global Huronian glaciations.

Palaeoclimate

The FAR-DEEP Core 3A obtained from the Imandra/Varzuga Belt (Figs. 1 and 2) contains a record of one of the Palaeoproterozoic glacial episodes but unlike anywhere else in the world, the diamictic units are interbedded with high-Sr, marine limestones and varves. The C isotopic composition of marine carbonates may record seawater chemistry and can be used as proxies for atmospheric composition informing on driving forces that caused the first global icehouse [Brasier et al., 2012]. Ash beds associated with the glacial deposits have shown a great potential for

precise radiometric dating [Brasier et al., 2012c] and will provide a robust time constraint on the Palaeoproterozoic glaciations in the Fennoscandian Shield.

Palaeoproterozoic perturbation of the global carbon cycle, the Lomagundi-Jatuli event

The earliest, and one of the largest in Earth history, positive excursion of $\delta^{13}\text{C}$ in sedimentary carbonates, the Lomagundi-Jatuli Event, lasted more than 160 myr. This is one of several other prominent Palaeoproterozoic environmental events whose causative mechanism(s) remain intriguing and unresolved. The possible role of local factors in amplification of a global signal remains unconstrained. Cause-and-effect relationships of the Lomagundi-Jatuli Event with other global palaeoenvironmental changes in the APT remain only partially understood.

FAR-DEEP cores 5A, 10A, 10B and 11A (Figs. 1 and 2), together with previously published data, offer an opportunity to construct two- and three-dimensional isotopic models in the Pechenga [Salminen et al., 2012a] and Onega basins; these may inform on basinal $\delta^{13}\text{C}$ variations associated with local amplifying factors [e.g., Brasier et al., 2011]. Providing that high-precision age constraints are obtainable [e.g., Martin et al., 2012a], the FAR-DEEP holes 4A, 5A, 10A, 10B and 11A (Fig. 2) have a potential for comparison of time-equivalent successions accumulated in lacustrine (Core 5A), open marine (Core 4A) and restricted evaporitic (Cores 10A, 10B and 11A) environments. More $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ data covering the Lomagundi-Jatuli-age interval will help shed light on the merits of competing hypotheses and on inherent assumptions, and this will be addressed in future studies [e.g., Illing et al., 2012]. A detailed geochemical investigation of carbonate formations transitional from the Lomagundi-Jatuli to Shunga events is also in progress [Salminen et al., 2012b].

Oxidised ocean, abundant Ca-sulphates and Palaeoproterozoic seawater sulphate reservoir

Progressive oxygenation of Earth's surface environments resulted in increased sulphide oxidation during continental weathering and concomitant increase in the concentration of marine sulphate. To date, the database on $\delta^{34}\text{S}$ of Palaeoproterozoic sulphate remains limited and shows a large range from +5.1 ‰ to +42.3 ‰ (VCTD) [Schröder et al., 2008 and references therein; Guo et al., 2009; Крупеник и др., 2011]. In the Onega Basin, several FAR-DEEP drillholes

(10A, 10B and 11A; Figs. 1 and 2) specifically and successfully targeted sedimentary formations that contain abundant seawater sulphates in the form of pseudomorphs after gypsum and anhydrite. Reuschel et al. [2012a] generated data on the sulphur isotopic composition based on analyses of carbonate-associated and breccia-hosted sulphate, and *in situ* analyses of anhydrite and barite relicts in quartz-pseudomorphed Ca-sulphate nodules. All range in $\delta^{34}\text{S}$ between +7.8 and +11.3 ‰ (one outlier is at +15.8 ‰) over c. 500 m of stratigraphy and suggest seawater sulphate concentration >2.5 mM. Abundant relicts of sulphates preserved in dolomite- and quartz-pseudomorphed chicken-wire and enterolithic structures, concretions, crystals and rosettes in FAR-DEEP cores are rich material for further detailed mineralogical, petrographic, sedimentological and isotopic studies.

Enhanced accumulation of organic carbon, petrified supergiant oil field and the Shunga event

FAR-DEEP cores 12A, 12B and 13A obtained from the Onega Basin (Figs. 1 and 2) hold information on the enhanced accumulation of organic matter (the Shunga event) and an associated petrified supergiant oil field. Despite many years of research, numerous geological, geochemical and petrological features of this unique rock formation remain understudied. The cause(s) of such unprecedented global accumulation of organic matter and pervasive oil generation remains unknown.

FAR-DEEP core-based results show a stratigraphic trend in $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ from -22 ‰ to -40 ‰ in a c. 600-m-thick succession, and a two-step, stratigraphic shift by 15 ‰ within the upper 200 m of the succession. Kump et al. [2011] interpreted this negative excursion as a temporary but massive reversal of the long-term global carbon cycle. This reversal event is known as the 2.0 Ga Shunga Event [e.g., Melezhik et al., 2005], and it was the time when oxidation of organic carbon from the crust dominated the global carbon cycle [Kump et al., 2011].

Coupling carbon and sulphur isotopic systems [Meister et al., 2012; Illing et al., 2012], involving paired organic carbon [Qu et al., 2012a] and carbonate carbon isotopic studies on primary and diagenetic carbonate phases [Črne et al., 2012a, b], may reveal additional and crucial information on evolution of primary producers of organic matter and its recyclers. Other ongoing research includes structural organisation of organic material [van Zuilen et al., 2012; Qu et al., 2012b] and possible link of the Shunga event with an

extraterrestrial impact [Hubert et al., 2011, 2012a–c]. A sulphur isotope study combined with iron speciation has been performed to elucidate redox-state conditions of the Shunga-event depositional system [Reuschel et al., 2012b]. Brasier et al. [2011b] have addressed a silica source in organosiliceous rocks. The FAR-DEEP cores warrant a series of other fascinating research projects on C_{org} -rich rocks.

Ferric iron rich volcanic rocks: upper mantle oxidising event versus regional surface oxidation

Why, how and when did atmospheric oxygen levels rise remains a fundamental problem: was it related to increased dioxygen due to evolution of oxygen-producing organisms or was it controlled by a decrease in oxygen sinks. A hypothesis has been proposed that the predominant sink for oxygen in the Archaean by chemically reduced gasses emitted in connection with submarine volcanism era was abruptly and permanently diminished during the APT [Kump, Barley, 2007]. FAR-DEEP cores 6A and 8 obtained in the Pechenga Belt (Figs. 1 and 2) contain information, which may test such ideas.

The drillholes 4A and 6A recovered more than 300 m of oxidised lavas that represent an unusual phenomenon and require explanation. Such rocks may either be evidence for relatively oxidised mantle material (e.g., recycled banded iron formations) or a large-scale alteration of Earth's surface by oxidised meteoric and/or groundwaters [Kyle et al., 2012]. Either outcome will represent a significant contribution to our knowledge on the oxidation of terrestrial environments.

Subaerial and subaqueous hydrothermal systems

Two types of compositionally different hydrothermal products have been documented in the FAR-DEEP drillcores. The first is represented by jasper, which appears in a large variety of occurrences in the cores, these include: numerous amygdals, veinlets and veins in volcanic rocks; layers, beds and feeder-veinlets in dolostones and siliciclastic sediments; and redeposited clasts in fluvial, deltaic and marine sediments. The jasper occurrences thus represent a complex history of fluid migration and redox alteration in magmatic processes, ground-, surface-, and hydrothermal waters, weathering crusts, and diagenetic processes. FAR-DEEP Cores 6A, 7A, 8A and 8B (Figs. 1 and 2) provide researchers with excellent material for studying the complex «iron story» which is tightly linked to the progressive oxidation of terrestrial

environments. Ongoing research on amygdaloids aims to constrain the origin of silica-precipitated fluids [Martin et al., 2012b].

The second type of hydrothermal products is travertine, which occurs in great abundances as thin crusts and feeder-veinlets in ^{13}C -rich lacustrine dolostones intersected by Hole 5A in the Pechenga Belt. These are the earliest documented travertines and may signify a radical change in Earth surface environments to ones allowing the precipitation of hydrothermal carbonates in subaerial conditions. Detailed petrographic and geochemical work on the earliest known travertine-precipitating hydrothermal systems by Salminen [2012c] is in progress.

Revolution in biological cycling of phosphorous and organic matter

At around 2000 Ma, sedimentary formations record the first known appearance (if siderite in banded iron formations is excluded), and then worldwide development, of diagenetic carbonate concretions significantly depleted in ^{13}C . These are varied in size and composition, and abundant in sedimentary successions <2000 Ma where they are associated with other diagenetic products, such as phosphorites, all of which are seemingly absent in older rocks. This could be attributed to the shift of recycling of organic matter by obligate anaerobes from the water column into the sediment column due to progressive oxidation of the terrestrial hydrosphere [e.g., Fallick et al., 2008].

In the Onega Basin, FAR-DEEP Holes 12A, 12B and 13A (Figs. 1 and 2) recovered hundreds of meters of cores containing abundant carbonate nodules and diagenetic phosphates. These c. 2000 Ma old sediments have geochemical signatures that indicate intensive diagenetic mineralisation of organic matter within the sedimentary column, perhaps reflecting increased rates in dissimilatory sulphate reduction and associated increased concentration of interstitial phosphate. Detailed petrographic and geochemical work on diagenetic carbonates [Črne et al., 2012a, b] and diagenetic phosphates is in the progress.

FAR-DEEP core archive – a unique basis for the education of Earth-science researchers

FAR-DEEP core is readily accessible in its current stored location with NGU, Trondheim. The cores will be transferred in the future to the ICDP storage in Berlin, Germany. The FAR-DEEP core and database offer an unprecedented opportunity for future research, geological training and education. The 3650 m of cores represent palaeoenvironmental settings ranging from

lacustrine to deep marine, and from rifted-margins to continental slopes. The cores contain exceptionally well-preserved spinifex-textured komatiitic lavas, pillowed basalts, alkaline amygdaloidal lavas, felsic lava breccias, Earth's first red beds, stromatolitic dolostones, lacustrine travertines, jaspers, abundant sulphates, tidalites, glaciogenic rocks, organic-rich oil shales and pyrobitumens of ancient oil seeps, abundant diagenetic concretions and Earth's earliest phosphorites. All of these rocks can be cross-referenced to detailed geochemical data. The FAR-DEEP website (<http://www.icdp-online.org>) is the gateway to a vast collection of core photos and geochemical data, organised by hole, core box and easy-to-follow spreadsheet arrays.

The educational aspects associated with FAR-DEEP cores could accompany research activities involving educators, students and researchers. The well-preserved core material can be successfully employed for targeting several unresolved sedimentological, petrological and geochemical problems associated with the emergence of the aerobic Earth system. The core material enables defining and undertaking research activities ranging from focused master programmes and doctoral studies to large-scale multidisciplinary projects.

Springer-published FAR-DEEP three-volume treatise on Earth's Oxygenation

The first significant outcome of the FAR-DEEP is a three-volume treatise (ca. 1500 pages) entitled «Reading the Archive of Earth's Oxygenation». This, scheduled by Springer for publication in July 2012, will: (i) provide a comprehensive review of the Palaeoproterozoic Eon with an emphasis on the Fennoscandian Shield geology; (ii) serve as an initial report of the preliminary analysis of one of the finest lithological and geochemical archives of early Palaeoproterozoic Earth history, created under the auspices of the International Continental Scientific Drilling Program (ICDP); and (iii) synthesise the current state of our understanding of aspects of early Palaeoproterozoic events coincident with and likely related to Earth's progressive oxygenation, with an emphasis on still-unresolved problems ready to be addressed by future research. Combining this information in three coherent volumes offers an unprecedented cohesive and comprehensive study of the progressive oxidation of the terrestrial environments and related global upheavals that eventually led to the emergence of the modern aerobic Earth System.

The format of these books centres on high-quality photo-documentation of FAR-DEEP cores and natural exposures of the Palaeoproterozoic rocks of the Fennoscandian Shield. The photos are linked to geochemical data sets, summary figures and maps, and time-slice reconstructions of basinal and palaeoenvironmental settings that document the response of the Earth system to the Great Oxidation Event. The emphasis on a thorough, well-illustrated characterisation of rocks reflects the importance of sedimentary and volcanic structures that form a basis for interpreting ancient depositional environments, and chemical, physical and biological processes operating on Earth's surface. Most of the structural features are sufficiently complex as to challenge the description by other than a visual representation and high-quality photographs are themselves a primary resource for presenting essential information. Although nothing can replace the wealth of information that a geologist can obtain from examining an outcrop first-hand, the utility of photographs offers the next best source of data for assessing and evaluating palaeoenvironmental reconstructions. This three-volume treatise will, thus, act as an information source and guide to other researchers, help them to identify and interpret such features elsewhere, and will serve as an illustrated guidebook to the Precambrian for geology students.

Finally, the three-volume treatise provides a link to the FAR-DEEP core collection archived at the Geological Survey of Norway. These drillcores are a unique resource that can be used to solve the outstanding problems in understanding the causes and consequences of the multiple processes associated with the progressive oxygenation of terrestrial environments. It is anticipated that the well-archived core will provide the geological foundation for future research aimed at testing and generating new ideas about the Palaeoproterozoic Earth. The three-volume treatise will be of interest to researchers involved directly in studying this hallmark period in Earth history, as well as professionals and students interested in Earth System evolution in general.

Volume 1, «The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Earth Project» [Melezhik et al., 2012b], describes the implementation of the FAR-DEEP drilling project in Arctic Russia. It summarises the knowledge of more than 50 years of largely Russian-led fieldwork, information hitherto virtually unavailable in the West, and provides geological description of drilling areas with an overwhelming illustration of rocks by high-quality, representative photographs. The volume offers a comprehensive review and photo-illustration of palaeotectonic, palaeogeographic

and magmatic evolution of the Fennoscandian Shield in the early Palaeoproterozoic, and links the evolution of the Shield to the emergence of an aerobic Earth system. The volume unfolds the event-based Fennoscandian chronostratigraphy and discusses the chronology of the Palaeoproterozoic global events as the base for a new subdivision of Palaeoproterozoic time.

Volume 2, «The Core Archive of the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project» [Melezhik et al., 2012c], provides a description of the newly generated archive hosting ICDP's FAR-DEEP drill cores through key geological formations in Russian Fennoscandia. The book contains several hundred high-quality, representative photographs illustrating 3650 m of fresh, uncontaminated core documenting the series of global palaeoenvironmental upheavals linked to the Great Oxidation Event. The core exhibits sedimentary and volcanic formations that record a transition from anoxic to oxic Earth surface environments, the first global glaciation (the Huronian glaciation), an unprecedented perturbation of the global carbon cycle (the Lomagundi-Jatulian Event), a radical increase in the size of the seawater sulphate reservoir, an apparent upper mantle oxidising event, the Earth's earliest documented sedimentary phosphates, one of the greatest accumulations of organic matter (the Shunga Event) and generation of the Earth's earliest supergiant petroleum deposit. The volume highlights the potential of the FAR-DEEP core archive for future research of the Great Oxidation Event and the biogeochemical cycles operating during that time.

Volume 3, «Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Earth Project» [Melezhik et al., 2012d], represents another kind of illustrated journey through the early Palaeoproterozoic, provided by syntheses, reviews and summaries of the current state of our understanding of a series of global events that resulted in a fundamental change of the Earth System from an anoxic to an oxic state. The book discusses traces of life, possible causes for the Huronian-age glaciations, addresses radical changes in carbon, sulphur and phosphorus cycles during the Palaeoproterozoic, and provides a comprehensive description and a rich photo-documentation of an early Palaeoproterozoic supergiant, petrified oil-field. Terrestrial environments are characterised through a critical review of available data on weathered and calichified surfaces and travertine deposits. Potential implementation of Ca, Mg, Sr, Fe, Mo, U and Re-Os isotope systems for deciphering Palaeoproterozoic seawater chemistry and a

change in the redox-state of water and sedimentary columns are discussed. The volume considers in detail the definition of the oxic atmosphere, possible causes for the oxygen rise, and the oxidation of terrestrial environment not as a single event, but a more stately process lasting over hundreds of millions of years. Finally, the book provides a roadmap as to how the FAR-DEEP cores may facilitate further interesting science and a new foundation for education in the Earth-science community.

References

- Крупеник В. А., Ахмедов А. М., Свешникова К. Ю. Изотопный состав углерода, кислорода и серы в породах лудиковийского и ятулийского надгоризонтов // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. С. 250–255.
- Brasier A. T., Fallick A. E., Prave A. R., Melezhik V. A., Lepland A. and FAR-DEEP Scientists. Coastal sabkha dolomites and calcitised sulphates preserving the Lomagundi-Jatuli carbon isotope signal // *Precambrian Research*. 2011a. 189. P. 193–211.
- Brasier A. T., Lepland A., Melezhik V. A. et al. Oil in sediments and sediments in oil: the origin of silica in the enigmatic 2.0 Ga Palaeoproterozoic petrified oilfield of Karelia, Russia // 7th international Cambridge diagenesis conference, 15th–16th September 2011. 2011b.
- Brasier A. T., Martin A. P., Fallick A. E. et al. Earth's earliest global glaciation: geochronology and geochemistry of the Polisarka Sedimentary Formation, Kola Peninsula, Russia // *Precambrian Research*. 2012 (in preparation).
- Črnek A. E., Melezhik V. A., Lepland A. et al. Negative C-isotope excursion in carbonates during 2.0 Ga Shunga Event // *Goldschmidt Conference*, Montréal, Canada, June 24–29, 2012. 2012a.
- Črnek A. E., Melezhik V. A., Lepland A. et al. Organic diagenesis recorded in geochemistry of carbonates associated with the Shunga Event // *Chemical Geology*. 2012b (in preparation).
- Fallick A. E., Melezhik V. A., Simonson B. The ancient anoxic biosphere was not as we know it // N. Dobretsov, N. Kolchanov, A. Rozanov, G. Zavarzin (Eds.). *Biosphere origin and Evolution*. Springer Science+Business Media, 2008. P. 169–188.
- Gärtner C., Bahlburg H., Martin A. et al. Time constraints for Archean-Paleoproterozoic events of the Fennoscandian Shield from detrital zircon geochronology // *Precambrian Research*. 2012a (in preparation).
- Gärtner C., Bahlburg H., Berndt J., Gerdes A. Provenance analysis of Paleoproterozoic siliciclastic sediments from Fennoscandia – Indications for source regions and crustal evolution // *Sedimentary Geology*. 2012b (in preparation).
- Gärtner C., Bahlburg H., Martin A. et al. Investigating Fennoscandian Paleoproterozoic stratigraphy – New insights from detrital zircon geochronology and provenance of the Kolosjoki Sedimentary Formation, the Pechenga Greenstone Belt, Russia // *Precambrian Research*. 2012c (in preparation).
- Guo Q., Strauss H., Kaufman A. J. et al. Reconstructing Earth's surface oxidation across the Archean-Proterozoic transition // *Geology*. 2009. 37. P. 399–402.
- Hannah J. L., Stein H. J., Zimmerman A. et al. Precise 2004 ± 9 Ma Re-Os age for Pechenga black shale: Comparison of sulfides and organic material // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. 70. Supplement, A-228.
- Hannah J. L., Stein H. J., Zimmerman A. et al. Re-Os geochronology of a 2.05 Ga fossil oil field near Shunga, Karelia, NW Russia // Abstract, the 33rd International Geological Congress, Oslo, 2008, 6–14 August. 2008.
- Huber M. S., Črnek A. E., Lepland A., Melezhik V. A., Koeberl C., FAR DEEP Science Team. Possible Occurrence of Distal Impact Ejecta from the Vredefort Impact Event in Drill Cores from the Onega Basin, Russia // *Lunar and Planetary Science Conference XLII*, The Woodlands, Texas, USA, March 7–11. Abstract #1487. 2011.
- Huber M. S., Črnek A. E., Lepland A., McDonald I., Melezhik V. A., Koeberl C., FAR DEEP Science Team. Chemical analysis of impact spherules from the Zaonega Formation, Karelia, Russia, and implications for Vredefort origin // *Lunar and Planetary Science Conference XLIII*, The Woodlands, Texas, USA, March 19–23, 2012. Abstract #1970. 2012a.
- Huber M. S., Črnek A. E., Lepland A. et al. Probable Vredefort ejecta from Karelia, Russia: A key to understanding Precambrian impact spherules // *Nature Geoscience*. 2012b (in preparation).
- Huber M. S., Črnek A. E., Lepland A. et al. Petrography and geochemistry of Vredefort-age impact spherules from Karelia, Russia // *Precambrian Research*. 2012c (in preparation).
- Illing C. J., Strauss H., Summons R. E. et al. Insights into the carbon cycle at the Archean Proterozoic Transition from Fennoscandia // *Precambrian Research*. 2012 (in preparation).
- Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V. et al. (comps.). *Geological Map of the Fennoscandian Shield, Scale 1 : 2 000 000*. Espoo, Trondheim, Uppsala, Moscow, 2001.
- Kump L. R., Barley M. E. Increased subaerial volcanism and the rise of atmospheric oxygen 2.5 billion years ago // *Nature*. 2007. 448. P. 1033–1036.
- Kump L. R., Junium Ch., Arthur M. A. et al. Isotopic evidence for massive oxidation of organic matter following the Great Oxidation Event // *Science*. 334. P. 1694–1696.
- Lippolt H. J., Wernicke R. S., Bähr R. Paragenetic specularite and adularia (Elba, Italy): Concordant (U+Th)-He and K-Ar ages // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 1995. 132. P. 43–51.
- Lippolt H. J., Brander T., Mankopf N. R. An attempt to determine formation ages of goethites and limonites by (U+Th)-⁴He dating // *Neues Jahrb Mineral Monatsh*. 1998. 11. P. 505–528.
- Martin A. P., Condon D. J., Prave A. R. et al. Dating the termination of the Palaeoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic Event in the North

Transfennoscandian Greenstone Belt // Precambrian Research. 2012a (submitted).

Martin A. P., Brasier A. T., Fallick A. E. et al. Oxygen isotope ratios in amygdaloidal silica from the 2058 Ma Kuetsjärvi Volcanic Formation, Russia // Chemical Geology. 2012b (submitted).

Meister D., Strauss H., Melezhik V. A. A record of sedimentary sulfur and carbon cycling during the Shunga Event – implications from sulfur isotopes of the 2.0 Ga Zaonega Formation, NW Russia // Precambrian Research. 2012 (in preparation).

Melezhik V. A., Fallick A. E., Hanski E. J. et al. Emergence of the aerobic biosphere during the Archean-Proterozoic transition: Challenges of future research // GSA Today. 2005. 15. P. 4–11.

Melezhik V. A., Prave A. R., Lepland A. Depositional framework and C-isotopic composition of the Palaeoproterozoic (pre-Huronian-age) Seidorechka Sedimentary Formation in the Imandra-Varzuga Greenstone Belt, NE Fennoscandia, Russia // Precambrian Research. 2012a (in preparation).

Melezhik V., Prave A., Hanski E. et al. (eds.). Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Vol. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Earth Project. Springer, Heidelberg, 2012b (accepted).

Melezhik V., Prave A., Fallick A. et al. (eds.). Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Vol. 2: The Core Archive of the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Springer, Heidelberg, 2012c (accepted).

Melezhik V., Kump L., Fallick A. et al. (eds.). Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Vol. 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Earth Project. Springer, Heidelberg, 2012d (accepted).

Qu Yu., Črne A. E., Lepland A., van Zuilen M. Methanotrophy in a Paleoproterozoic oil field ecosystem, Zaonega Formation, Karelia, Russia // Geobiology. 2012a (submitted).

Qu Yu., van Zuilen M., Lepland A. et al. Structural variation of metamorphosed carbonaceous matter in the 2.0 Ga Zaonega Formation, Karelia, Russia // Earth and Planet. Sci. Letters. 2012b (in preparation).

Reuschel M., Melezhik V. A., Lepland A. et al. Isotopic evidence for a sizeable seawater sulfate reservoir at 2.1 Ga // Precambrian Research. 2012a. 192. P. 78–88.

Reuschel M., Melezhik V. A., Strauss H. Sulfur isotopic trends and iron speciation from the c. 2.0 Ga Pilgijärvi Sedimentary Formation, NW Russia // Precambrian Research. 2012b. P. 196–197, 193–203.

Reuschel M., Martin A. P., Lepland A. et al. The decline of mass-independent sulfur isotopic fractionation recorded on the Fennoscandian Shield // Nature. 2012c (in preparation).

Rybacki K., Hanski E. J., Melezhik V. A., Kump L. R. Evidence for extensive oxidation weathering of subaerial lava flows following the «Great Oxidation Event» // Earth and Planet. Sci. Letters. 2012 (in preparation).

Salminen P. E., Karhu J. A., Melezhik V. A. Tracking lateral $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variation in the Paleoproterozoic Kuetsjärvi basin, the Pechenga Greenstone Belt, the north-eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2012a (submitted).

Salminen P. E., Karhu J. A., Melezhik V. A. Kolosjoki Sedimentary Formation: a record of the aftermath of the Paleoproterozoic global positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion of sedimentary carbonates // Precambrian Research. 2012b (in preparation).

Salminen P. E., Brasier A. T., Karhu J. A., Melezhik V. A. Various carbonate precipitates in the Paleoproterozoic Kuetsjärvi Sedimentary Formation // Chemical Geology. 2012c (in preparation).

Schröder S., Bekker A., Beukes N. J. et al. Rise in seawater sulphate concentration associated with the Paleoproterozoic positive carbon isotope excursion: evidence from sulphate evaporites in the ~2.2–2.1 Gyr shallow-marine Lucknow Formation, South Africa // Terra Nova. 2008. 20. P. 108–117.

Shuster D. L., Vasconcelos P. M., Heim J. A., Farley K. A. Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. 69. P. 659–673.

van Zuilen M., Fliegel D., Wirth R. et al. Mineral-templated growth of natural graphite films // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. 83. P. 252–262.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Мележик Виктор

Геологическая служба Норвегии
п./я. 6315, Слуппен, Трондхейм, Норвегия, N-7491
эл. почта: victor.melezhik@ngu.no
<http://www.ngu.no>
<http://far-deep.icdp-online.org>
тел.: +47 – 73 90 40 00 (прямой 241)
факс: +47 – 73 92 16 20

Прэйв Энтони

Факультет науки о Земле, Университет Сент-Эндрюс,
С. Эндрюс, KY16, 9AL, Шотландия, Великобритания
эл. почта: ap13@st-andrews.ac.uk
тел.: +44 133 4462481

Melezhik, Victor A.

Geological Survey of Norway, Postboks 6315 Sluppen,
N-7491 Trondheim, Norway
e-mail: victor.melezhik@ngu.no
<http://www.ngu.no>
<http://far-deep.icdp-online.org>
tel.: +47– 73 90 40 00 (direct 241)
fax: +47 – 73 92 16 20

Prave, Anthony R.

Reader in Earth Sciences
Department of Earth Science, University of St. Andrews, St
Andrews, KY16, 9AL, Scotland, UK
e-mail: ap13@st-andrews.ac.uk
office telephone: +44 133 4462481

УДК 549.613.3+553.615 (470.21)

ЗОНАЛЬНОСТЬ СТАВРОЛИТА ИЗ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ БОЛЬШИХ КЕЙВ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Ю. Н. Нерадовский, Ю. Л. Войтеховский

Геологический институт Кольского научного центра РАН

В статье приводятся результаты микроскопического изучения морфологии и зональности ставролита из кристаллических сланцев Больших Кейв, Кольский полуостров. Выделены три стадии роста кристаллов, сопоставленные с главными метаморфическими событиями.

Ключевые слова: ставролит, зональность, стадии роста, метаморфические события.

Yu. N. Neradovskiy, Yu. L. Voytekhovskiy. ZONALITY OF STAUROLITES FROM THE CRYSTALLINE SCHISTS OF THE BIG KEIVY, KOLA PENINSULA

The results of microscopic investigations of the morphology and zonality of staurolites from the crystalline schists of the Big Keivy region, Kola Peninsula are presented. Three stages of crystal growth have been distinguished, and referenced to major metamorphic events.

Key words: staurolite, zonality, growth stages, metamorphic events.

Введение

Ставролит – распространенный породообразующий минерал [Juurinen, 1956; Минералы, 1972; Федькин, 1975; Gibson, 1978; Wenk, 1980]. Обладая высокой кристаллизационной силой, он часто образует идеальные кристаллы, позволяющие решать генетические вопросы [Свяжин, 1956; Соколов, 1956]. В то же время как высокоглиноземистый минерал он представляет собой перспективное сырье для металлургической промышленности [Кривонос и др., 1987; Попова и др., 1992; Панов, Панов, 2007; Валиев и др., 2008].

Кейвские кристаллические сланцы – метаморфические породы, возникшие в результате преобразования осадочного материала пелитового состава [Белолипецкий и др., 1979] в условиях кианитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Ставролит – один из главных минералов в них, особен-

но в пачке Г кейвской серии, сложенной порфиروبластическими плагиоклаз-ставролитовыми сланцами с прослоями кианит-ставролитовых сланцев и амфиболитов [Бельков, 1963]. Ставролитовые сланцы имеют светлую окраску, основную ткань мусковито-кварцевого состава (далее субстрат) с порфиробластами ставролита и плагиоклаза (рис. 1).

Минеральный состав плагиоклаз-ставролитового сланца (средний, %): кварц 41, мусковит 9, плагиоклаз 28, ставролит 18, кианит 3, рутил 2, ильменит 2. Примеси: биотит, хлорит, пирротин, пирит, халькопирит, пентландит, молибденит, графит, ортит, циркон, апатит, эпидот.

Химический состав плагиоклаз-ставролитового сланца (мас. %): SiO₂ 62,92; TiO₂ 1,94; Al₂O₃ 23,36; Fe₂O₃ 1,84; FeO 1,84; MgO 0,56; CaO 0,78; Na₂O 2,13; K₂O 1,8; H₂O⁺ 2,21; (MnO, S, CO₂, Ni, Cu, Co, Zn, Pb, P₂O₅) < 0,1.

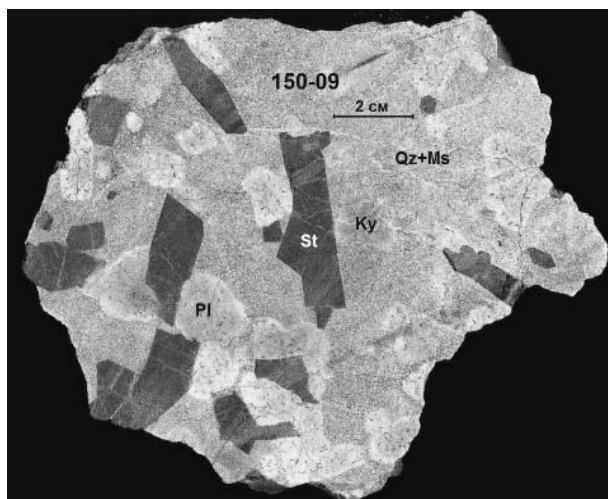


Рис. 1. Порфировидная текстура плагиоклаз-ставролитового сланца: ставролит (St) и плагиоклаз (Pl) в мусковит-кварцевом субстрате (Qz+Ms). Штуф

Химический состав ставролита из плагиоклаз-ставролитового сланца (PCMA, мас. %): SiO_2 27,69–28,71; Al_2O_3 52,73–53,65; FeO^* 12,76–13,31; MgO 2,04–2,26; ZnO 0,07–0,13; MnO 0,09–0,13; сумма 96,58–97,25.

Морфология и внутреннее строение ставролита

Ставролит присутствует в сланцах исключительно в виде кристаллов. На них развиты следующие простые формы: призмы $m \{110\}$ и $r \{201\}$, пинакоиды $c \{001\}$ и $b \{010\}$. Встречаются двойники по $\{2\ 31\}$ и $\{031\}$ и тройники по $\{2\ 31\}$. Развитие простых форм на разных кристаллах различное (рис. 2). Ставролит в основном хаотически рассеян в сланце, кристаллы «плавают» в мусковит-кварцевом субстрате (рис. 1). Вместе с тем часть кристаллов связана с трещинами (рис. 3). Эти кристаллы растут в виде друз и по внутреннему строению отличаются от первых.

Особенность ставролита – зональность, проявленная исключительно четко в большинстве кристаллов. Главные элементы зональности – ядро и две зоны 1-го рода. В них развита тонкая зональность 2-го рода.

Ядро состоит из криптокристаллической смеси ставролита и кварца с примесью рутила, ильменита и графита, в которой равномерно рассеяны микрокристаллы ставролита (рис. 4). Микрокристаллы представляют собой двойные пакеты ромбических или псевдогексагональных пластинок ставролита, иногда с прослойками кварца (рис. 5). Размеры пластинок постоянны во всех ядрах и составляют в среднем 0,25 мм. По присут-

вию микрокристаллов в криптокристаллической массе определяются границы ядер. Их размеры в изученных нами кристаллах варьировали от 4 до 40 мм.

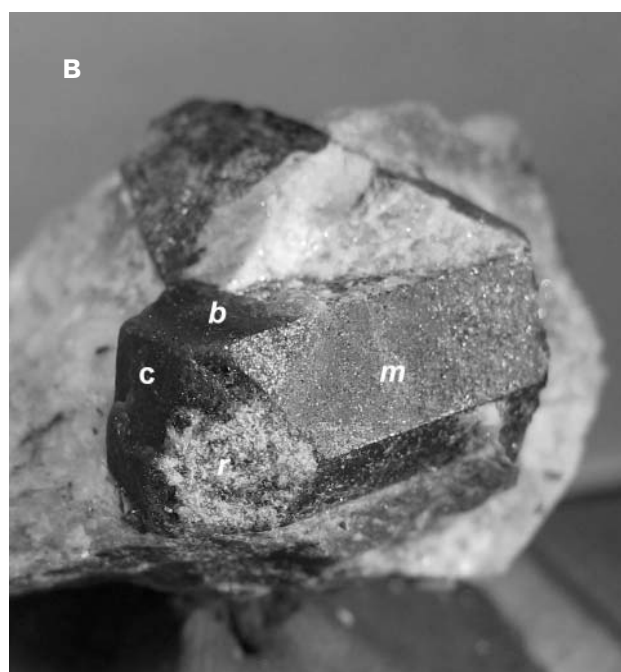
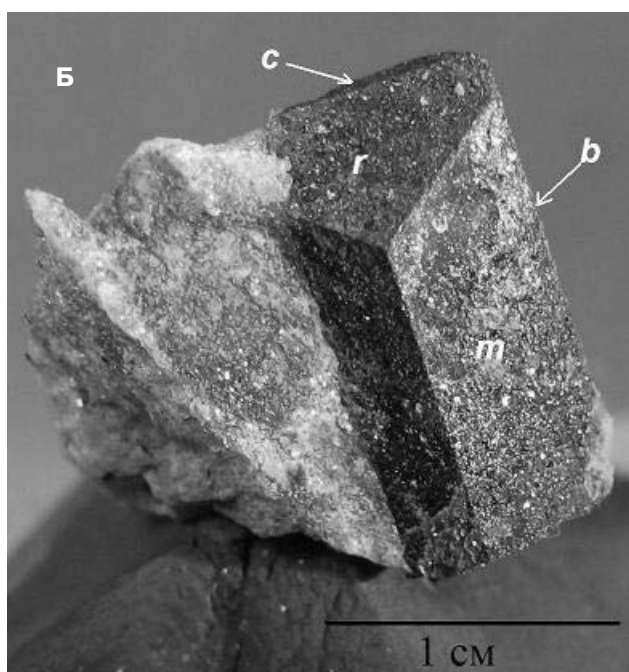
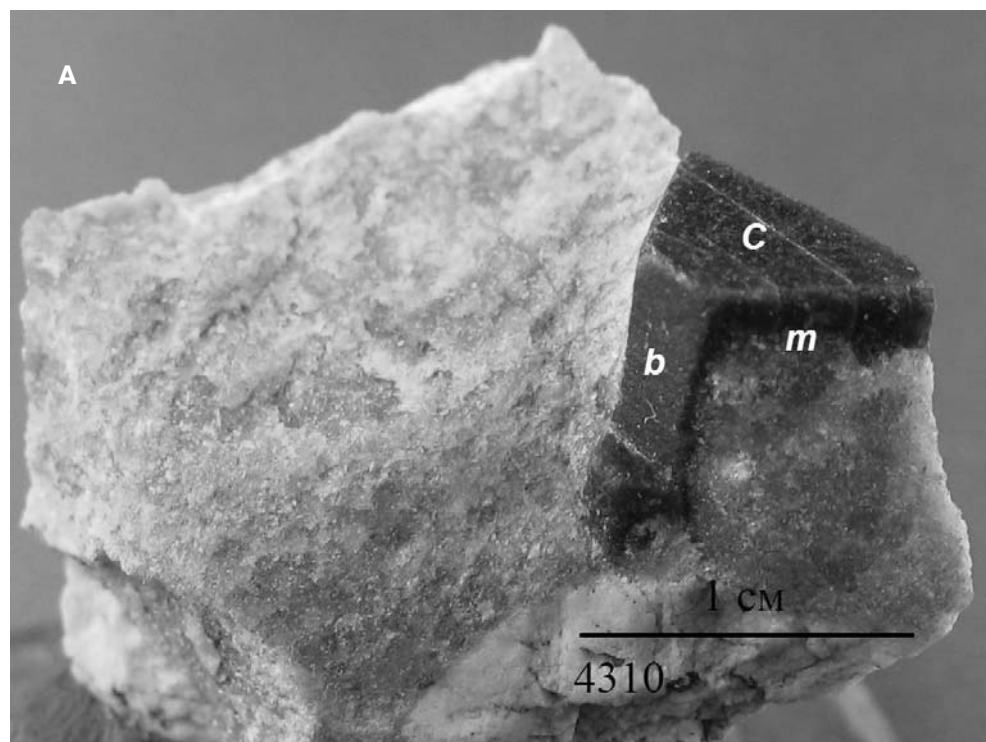
Обычно ядро занимает центральную часть кристалла. В продольном срезе короткопризматических кристаллов оно чаще всего подобно катушке, с утоньшением в средней части (рис. 6). В поперечном сечении ядро имеет форму гексагона (рис. 7). В длиннопризматических кристаллах ядра вытянуты вдоль них (рис. 8) или разделены на две части в виде песочных часов в разных головках кристаллов (рис. 9, 10). В наиболее удлинённых кристаллах ядро всегда разделено на две части, находящиеся в разных головках (рис. 11).

Вторая зона развита лишь на некоторых участках ядра, не полностью окружает его и в поперечных сечениях кристалла может отсутствовать. Наиболее характерно развитие второй зоны на «тали» ядра в средней части кристалла. Это наблюдается у многих короткостолбчатых кристаллов (рис. 8). Здесь вторая зона симметрично обрастает ядро (рис. 12). В кристаллах с разделённым ядром вторая зона заполняет пространство между его фрагментами. Ее мощность в местах максимального развития в изученных кристаллах варьировала от 0,5 до 7 мм.

В некоторых длиннопризматических кристаллах наблюдается размытость границы ядра и второй зоны и увеличение расстояния между микрокристаллами вдоль удлинения кристалла (рис. 13). Вероятно, это говорит о растяжении ядра без нарушения сплошности кристалла. В ходе деформации растяжению должны были подвергаться и ранние зоны второго порядка. Исследования многих кристаллов показали, что удлинение ядра всегда происходило по оси c , залечивание деформаций – гранями призмы m и пинакоида b .

Третья зона нарастает на ядро и вторую зону по всему периметру кристалла. Ее рост начинался с образования зоны второго порядка без включений кварца. Она хорошо видна во всех кристаллах, независимо от их сложности (рис. 14).

На некоторых кристаллах третья зона также и заканчивается зоной второго порядка, не содержащей включений кварца (рис. 15). Обе светлые зоны – реперные для определения границы ядра, второй зоны и границ кристалла. Общая мощность третьей зоны варьировала в изученных кристаллах от 0,36 до 7,0 мм.



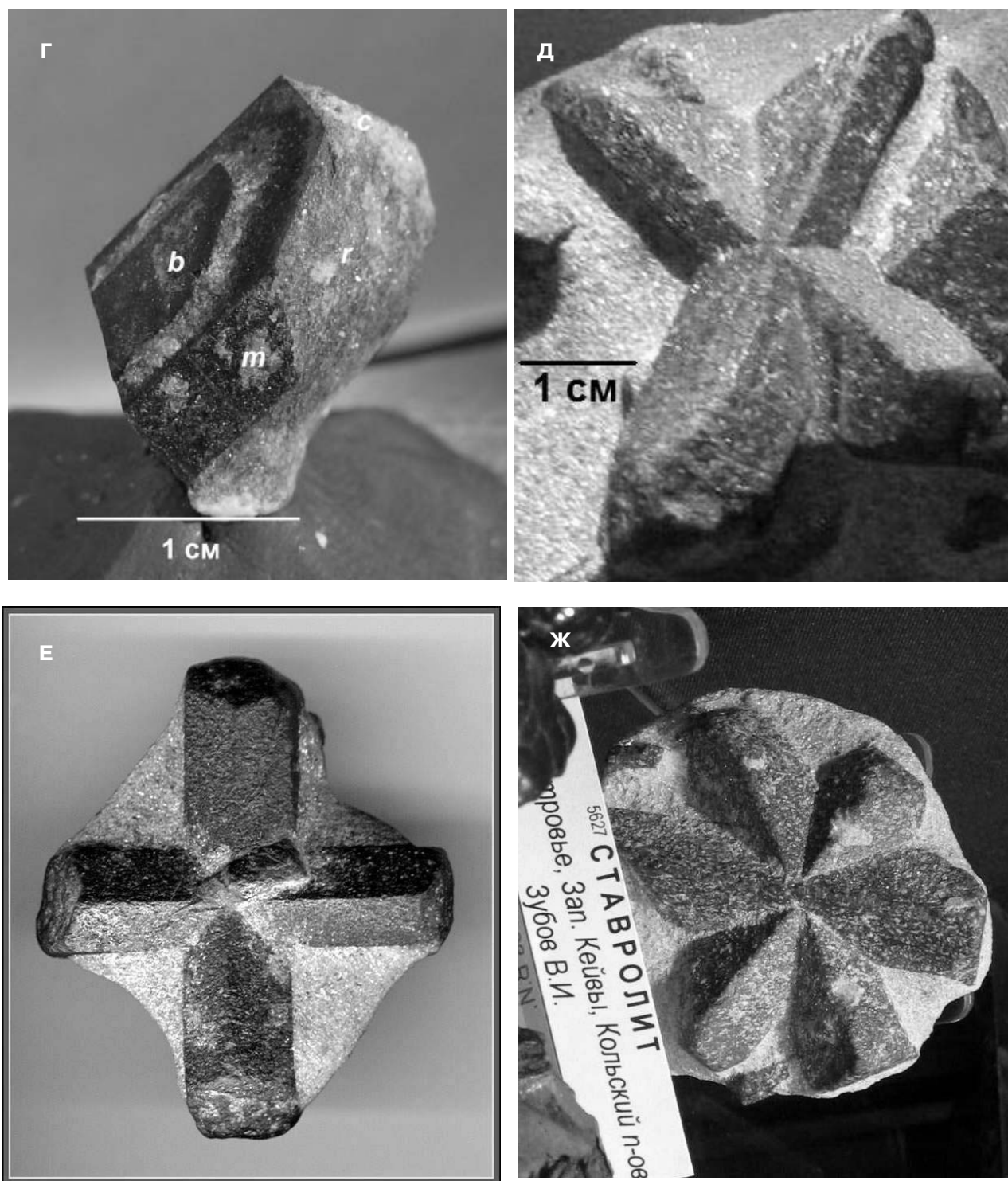


Рис. 2. Формы кристаллов ставролита из ставролитовых сланцев:

А – простые формы (c , m , b) – призматическая с активным развитием грани c {001}; Б – (m , b , r , c) – призматическая с активным развитием грани m {110}; В – (b , m , c) – пинакоидальная с активным развитием грани b {010}; Г – (b , r , m , c) – пинакоидальная с активным развитием граней b {010}, r {201} и спиральным выступом на грани b ; Д – косой двойник по $\{2\bar{3}1\}$; Е – крестообразный двойник по {031}; Ж – тройник по $\{2\bar{3}1\}$. Фото: 1–4 – авторские, 5–7 – <http://geo.web.ru/druza/1-Keivy.htm>

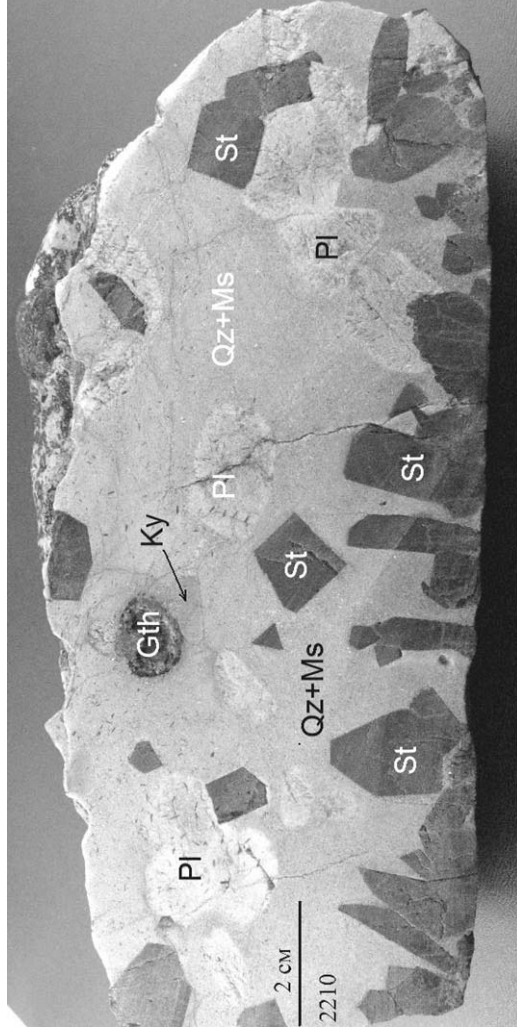


Рис. 3. Кристаллы ставролита (St) в субстрате и нарастающие на плоскость трещины: Qz+Ms – субстрат, Pl – плагиоклаз, Ky – кианит, Gth – гётит. Штуф

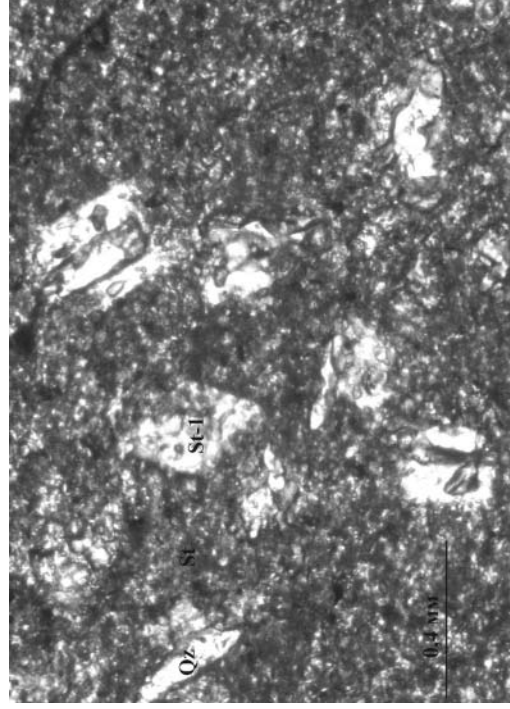


Рис. 4. Микрокристаллы ставролита (St-1) в криптокристаллической массе ядра, Qz – кварц, St – ставролит, слагающий криптокристаллическую массу. Шлиф

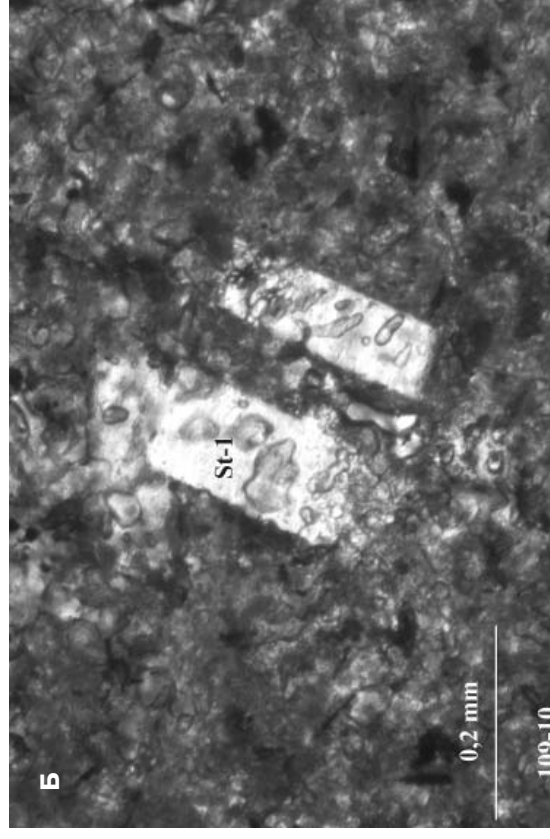
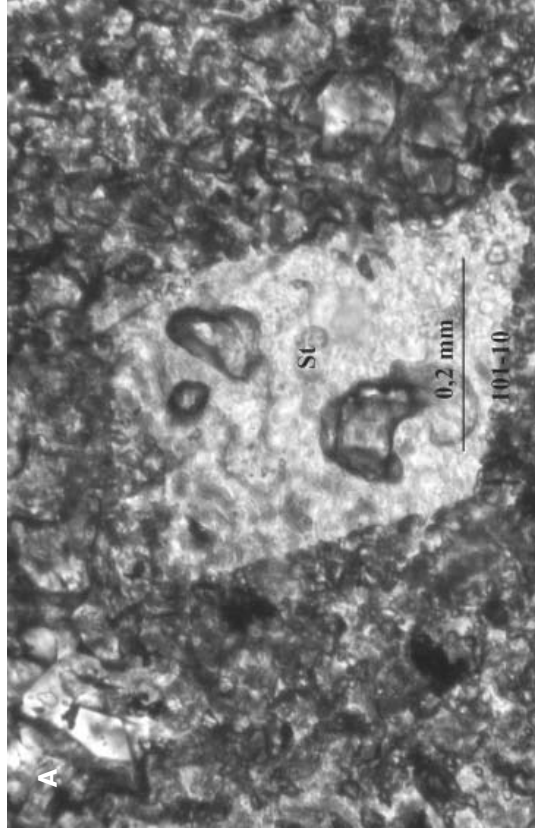


Рис. 5. Микрокристалл ставролита (St-1):

А – параллельно плоскости пакета; Б – поперек пакета. Шлифы

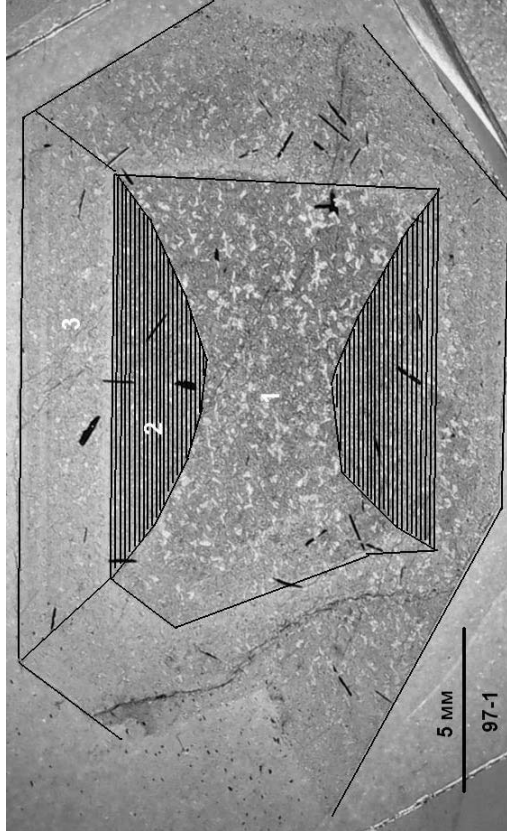


Рис. 6. Продольное сечение короткопризматического кристалла:

1 – ядро с утоньшением в средней части, 2 – вторая зона (здесь и далее ретуширована), 3 – третья зона. Шлиф

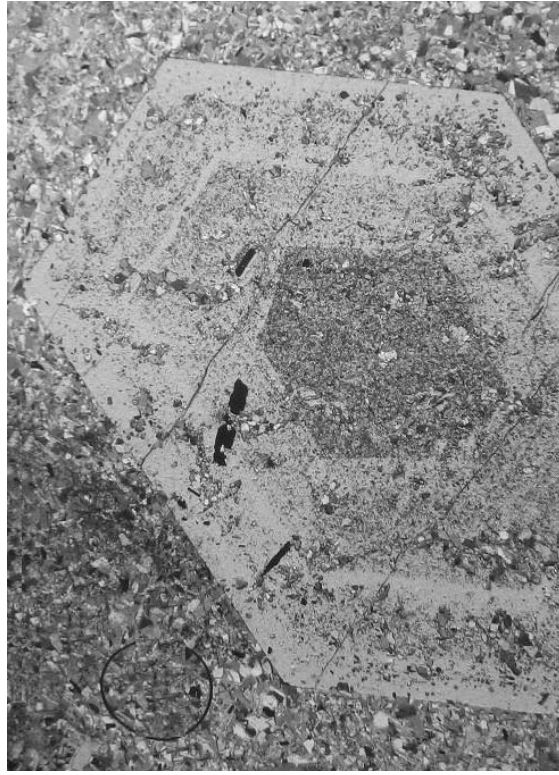


Рис. 7. Поперечное сечение кристалла: 1 – ядро окружено зонами 2 и 3. Шлиф

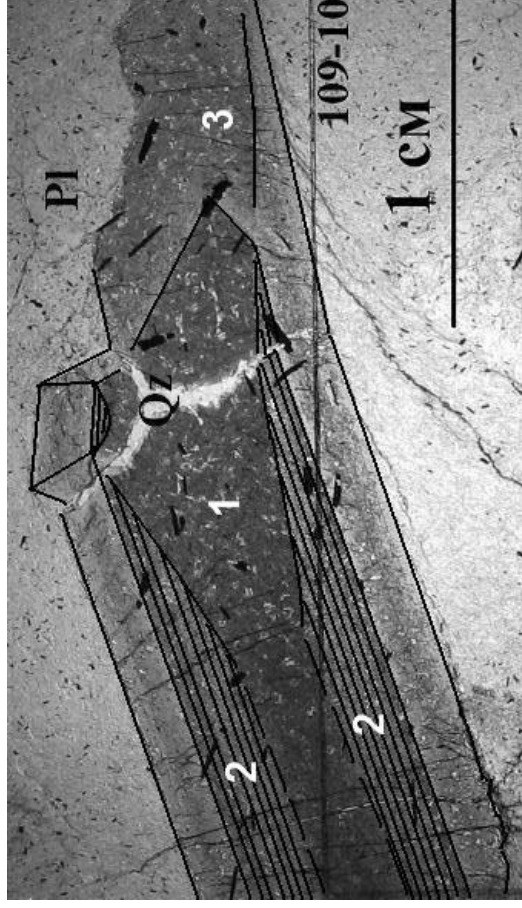


Рис. 8. Кристалл с удлиненным ядром (1) в средней части; 2, 3 – вторая и третья зоны. Шлиф

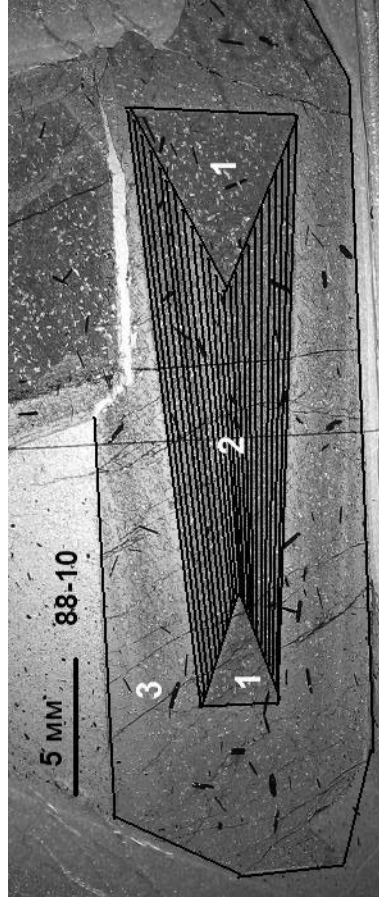


Рис. 10. Кристалл с ядром, разделенным на две части (1), значительно удаленные друг от друга; 2 – вторая зона; 3 – третья зона. Шлиф

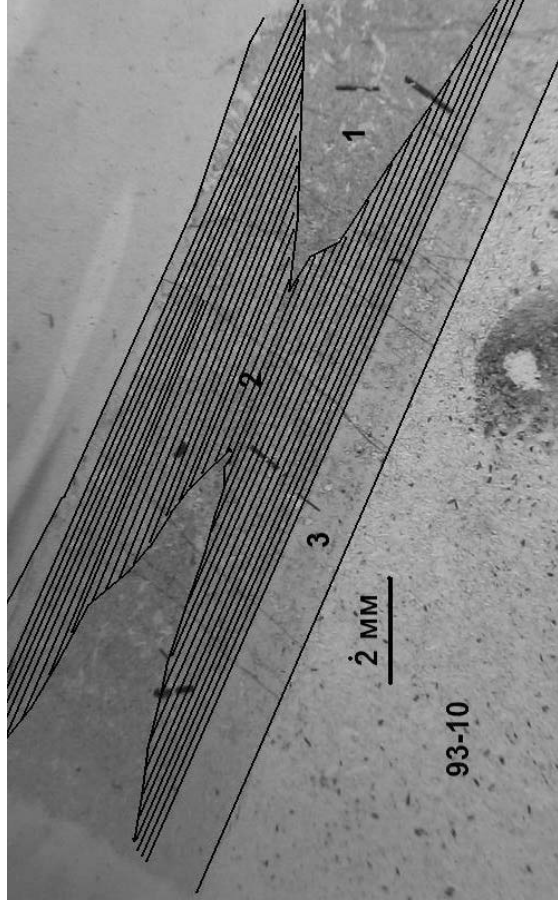


Рис. 9. Кристалл с ядром (1), разделенным на две части в виде песочных часов. Шлиф

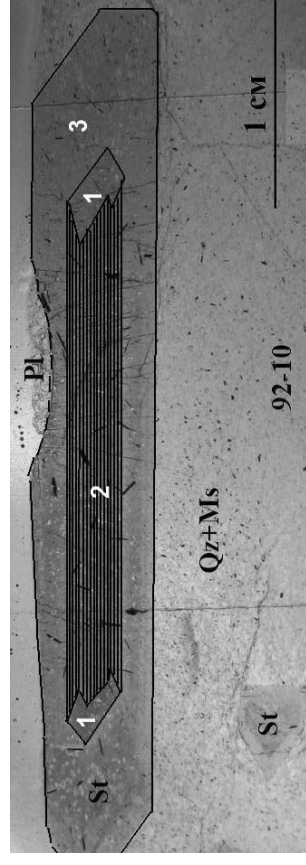


Рис. 11. Фрагменты ядра в разных головках длиннопризматического кристалла. Продольное сечение. Черные включения – ильменит. Шлиф

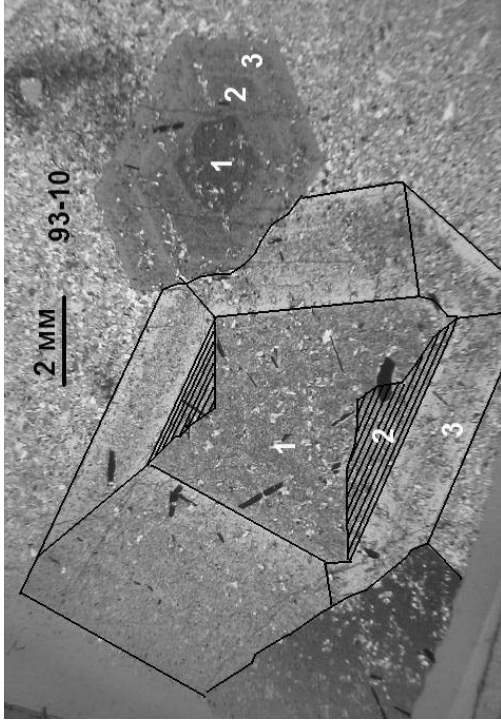


Рис. 12. Сросток кристаллов ставролита: зональность в продольном и поперечном сечении. Черные включения – ильменит; 1 – ядро; 2 – вторая зона; 3 – третья зона. Шлиф

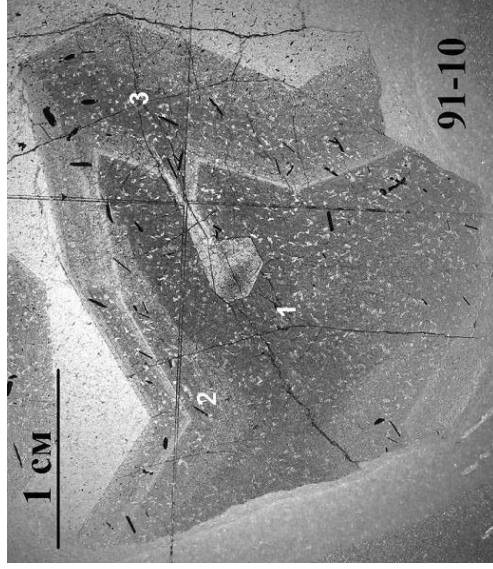


Рис. 14. Граница третьей зоны, хорошо различимая по светлой окраске, по периметру двойника ставролита. Шлиф

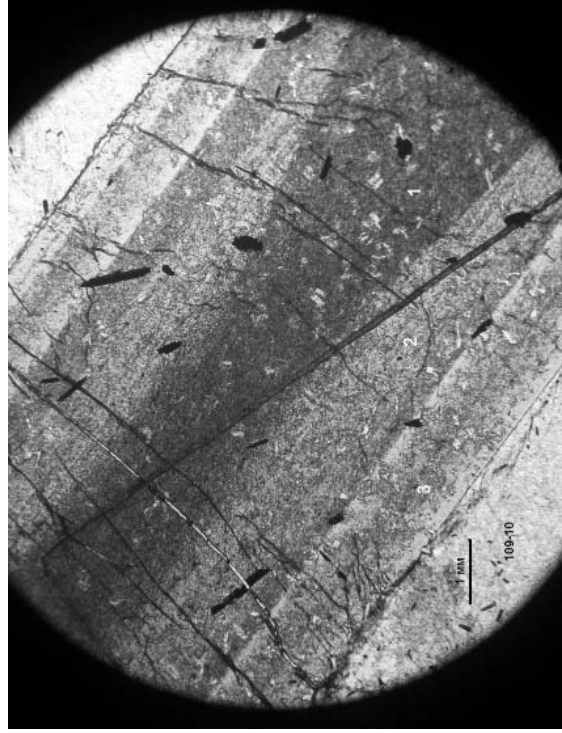


Рис. 13. «Размытая» граница ядра и рассеивание микрокристаллов на участке интенсивной деформации. Шлиф

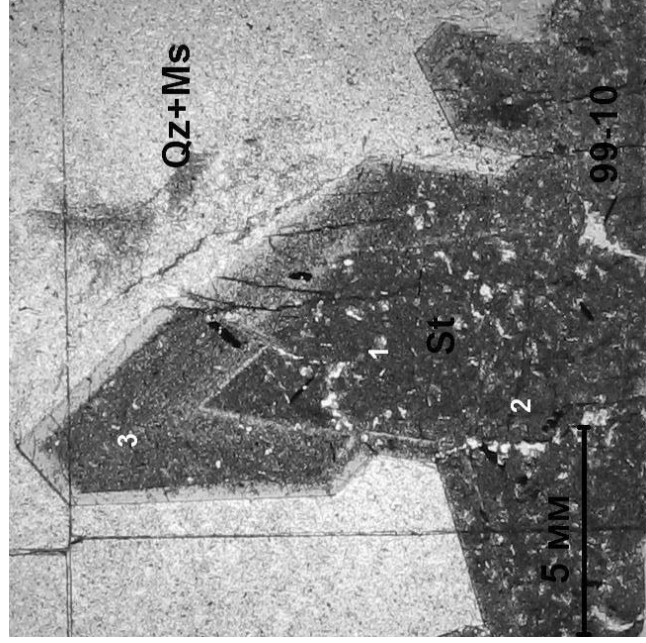


Рис. 15. Структура третьей зоны на кристалле ставролита (St) в друзовом агрегате. Хорошо выражена чистая зона второго порядка в конце кристаллизации третьей зоны. Шлиф

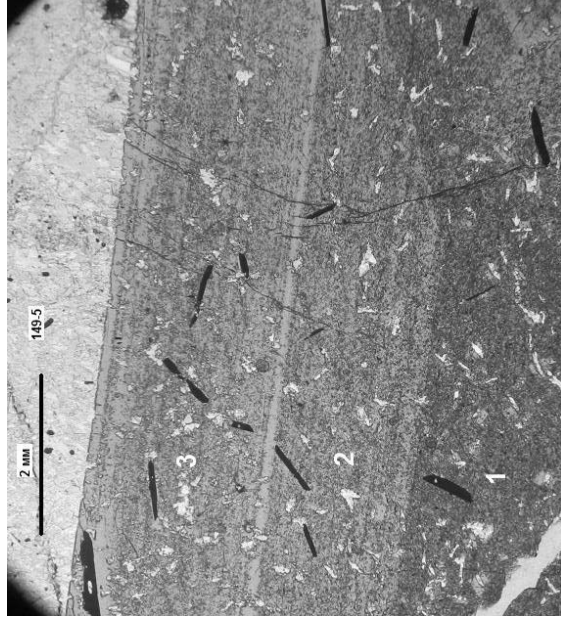


Рис. 16. Зональность второго порядка во 2-й и 3-й зонах кристалла. Шлиф

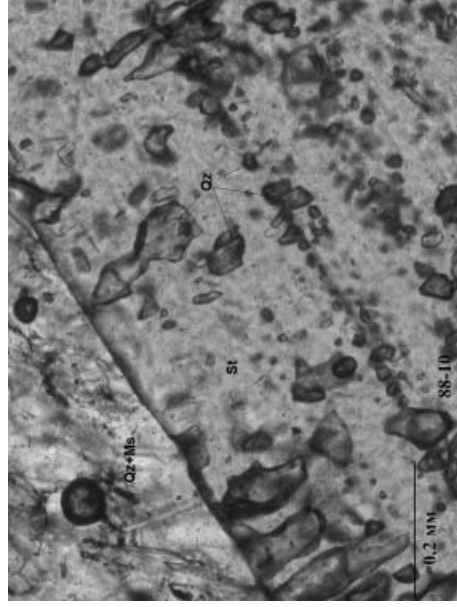


Рис. 17. Зональности второго порядка: цепочки включений кварца чередуются с чистыми участками ставролита. Шлиф. Николи +

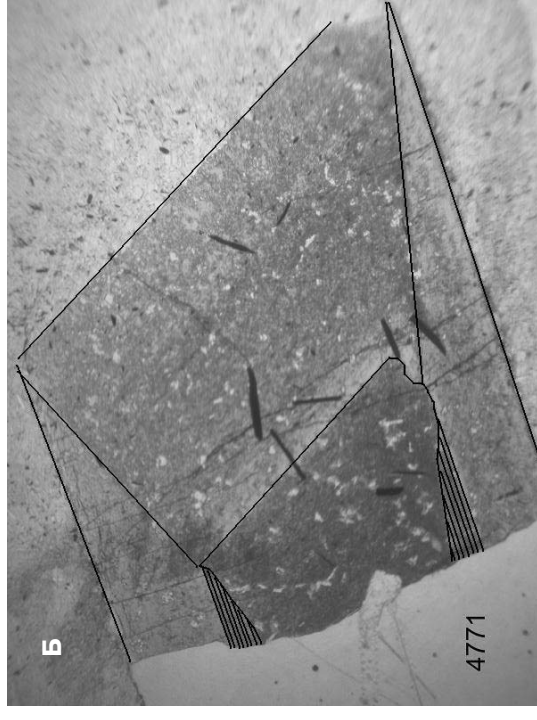
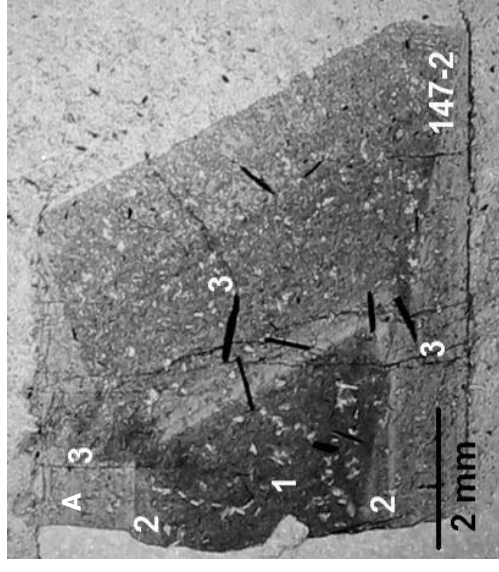


Рис. 18. Секториальность в кристалле ставролита: наиболее широкая зона характеризуется наибольшим количеством включений. Черное – ильменит. Шлиф:

А – исходное изображение, Б – интерпретация

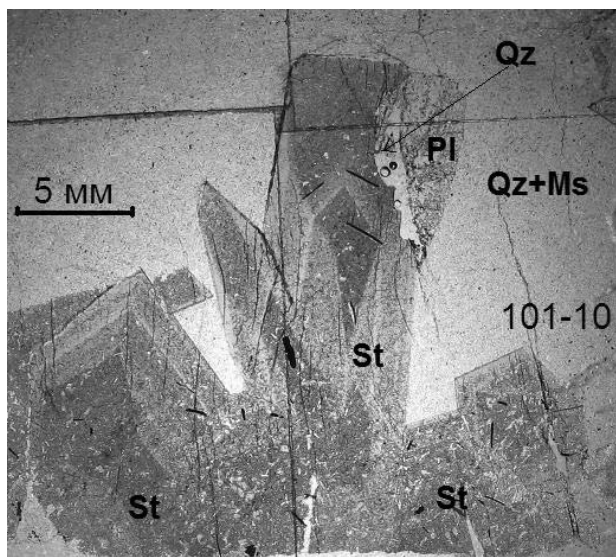


Рис. 19. Друза кристаллов ставролита (St), выросших на трещину. Четкая зональность во всех кристаллах указывает на их рост от трещины в субстрат (Qz+Ms). Pl – плагиоклаз, контакт со ставролитом реакционный, по контакту развит кварц (Qz). Шлиф. Черные включения – ильменит, полосы – трещины в шлифе

Внутреннее строение второй и третьей зон характеризуется тонкой зональностью второго порядка (рис. 16). Исследования показали, что она обусловлена включениями кварца (рис. 17), чередующимися с чистыми участками ставролита. Химический состав ставролита при этом постоянен. Расстояние между ритмами в обеих зонах первого порядка одинаково и составляет около 0,028–0,030 мм. Максимальное число ритмов также близко и составляет в обеих зонах около 300. Тонкая зональность во второй зоне всегда параллельна какой-либо грани призматического пояса кристалла m или b и никогда не параллельна граням c и g . Тонкая зональность в третьей зоне параллельна всем внешним граням кристалла. Особенность третьей зоны – секториальность. Она проявлена в увеличенной мощности пирамиды нарастания той или иной грани кристалла (рис. 18).

Чаще всего увеличенную мощность имеют пирамиды нарастания пинакоида c и призмы g , но также пинакоида b и призмы m . Мощность зоны связана с условиями питания граней гидротермальными растворами. Увеличенная мощность указывает на более благоприятные условия роста в этом направлении. Для кристаллов, «плавающих» в субстрате, таковым является направление, совпадающее с деформацией растяжения ядра и осью c . Рост этих кристаллов происходил с равной скоростью в обе стороны кристалла, что установлено по мощностям зон двухголовых кристаллов. Секторы

кристаллов с мощной зоной обычно содержат большее количество включений кварца (рис. 18), и можно полагать, что большая скорость роста граней приводила к увеличению числа включений.

В отличие от «плавающих» кристаллов, нарастающие на стенки трещин кристаллы росли в одну сторону, поэтому большие мощности зон наблюдаются с одной стороны (рис. 19). В друзовых агрегатах таких кристаллов наблюдаются типичные признаки геометрического отбора. Преимущественное развитие получили кристаллы с осью c , перпендикулярной плоскости трещины.

Обсуждение результатов

Внутреннее строение кристаллов ставролита позволяет выделить три стадии его образования. Первая характеризуется появлением ядер – зародышей будущих кристаллов в виде гомогенной криптокристаллической смеси ставролита и кварца с примесью рутила и графита, вероятно, в результате метаморфической реакции [Раст, 1977]. Ее кристаллизацию можно рассматривать как «последовательную неполную координацию частиц (кластеров)» [Строителев, 1980]. Форма ядер предположительно была пластинчатой и пирамидальной. В основании пирамиды находилась грань пинакоида c , среди граней пирамиды, безусловно, была грань g . Именно они часто реализованы на короткостолбчатых кристаллах при росте третьей зоны непосредственно на ядре. Затем произошла перекристаллизация ядер с образованием микрокристаллов чистого ставролита. Так как все микрокристаллы во всех ядрах имеют одинаковую структуру и размеры – вероятно, перекристаллизация была одноактной и завершила первый этап формирования ядер. Первая стадия кристаллизации ставролита в целом включает диагенез и катагенез осадочных пород [Белолипецкий и др., 1979] и соответствует «синтектоническому метаморфизму ставролит-дистен-двуслюдяной субфации» с параметрами $T = 450\text{--}560\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4,0\text{--}5,5$ кбар [Петров, Глазунков, 1986].

Вторая стадия включает деформацию растяжения ядра и образование второй зоны. Характер роста кристалла в этот период зависел от ориентировки ядра в пространстве. Наибольшее удлинение имеют кристаллы, лежащие в плоскости сланцеватости. По оси c максимальное удлинение кристаллов наблюдается вдоль призмы m $\{110\}$ и пинакоида b $\{010\}$. Движущими силами роста кристаллов на этой стадии были де-

формации вмещающей породы, подверженной «течению» [Флинн, 1977], и деформации минерала как «участника, воспринимающего внешние напряжения» [Юшкин, 1971]. «Течение» кианитовых сланцев на этапе регионального метаморфизма признается многими исследователями [Бельков, 1963; Петров, Глазунков, 1987]. Вероятно, в ходе пластичного течения сланцев произошло и растяжение ставролитовых ядер. При этом ядро удлинялось без разрыва сплошности или делилось на две части, удаленные по длинной оси кристалла. Вначале в средней части ядра образовывалась «талиа». Впадина зарастала второй зоной ставролита, а именно гранями *m* и *b*. Растяжение ядра без разрыва сплошности возможно по принципу миграции дислокаций решетки и трансляционного скольжения [Флинн, 1977]. Механизмы «залечивания» деформированных кристаллов обсуждались в ряде работ [Григорьев, 1961; Юшкин, 1971]. Возможно, вторая стадия кристаллизации ставролита соответствует «биметасоматозу и тектоно-метаморфической дифференциации» с параметрами $T = 500\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{--}5$ кбар, приведшим к «ставролитовому порфиروبластезу» [Петров, Глазунков, 1986].

Третья стадия характеризуется спокойными условиями и ростом кристаллов ставролита во всех направлениях. Кристаллы обрастали гранями третьей зоны, приобретая современную форму. Рост происходил, вероятно, из питающих пленочных растворов [Жабин, 1966]. Это представление удовлетворительно объясняет наблюдающиеся особенности онтогении кристаллов ставролита. Тонкая ритмичность в зонах первого порядка представляет, по сути, чередование чистых и загрязненных зон. Экспериментальные исследования объясняют это образованием «примесного барьера, определяющего пульсирующий характер роста и чередование чистых и загрязненных зон» [Воробьев, 1992]. Рост кристаллов, «плавающих» в субстрате, происходил подобно свободной кристаллизации в растворе. Но поступление растворов к кристаллам было неравномерным, преимущественное направление совпадало с удлинением. В этом направлении кристаллы росли с повышенной скоростью в обе стороны. Рост кристаллов от стенок трещин происходил только в сторону субстрата. В этом направлении кристаллы росли с наибольшей скоростью. Можно предполагать, что поступление растворов происходило не из трещины, а из субстрата.

Выводы

Кристаллы ставролита в плагиоклаз-ставролитовых сланцах пачки Г являются сложными метаморфогенно-метасоматическими образованиями, отражающими три стадии развития кристаллических сланцев.

Первая стадия кристаллизации ставролита – зарождение ядер и образование в них микрокристаллов ставролита – вероятно, включает диагенез и катагенез осадочных пород [Белолипецкий и др., 1979] и соответствует «синтектоническому метаморфизму» при $T = 450\text{--}560\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 4,0\text{--}5,5$ кбар [Петров, Глазунков, 1986]. Механизмы и условия образования ядер отвечали метаморфической реакции в условиях ставролит-дистендвуслюдяной субфации.

Вторая стадия кристаллизации ставролита – растяжения ядер и кристаллизация на них второй зоны – произошла на фоне пластичного течения сланцев в условиях «биметасоматоза и тектоно-метаморфической дифференциации» при $T = 500\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 4\text{--}5$ кбар, обусловивших ставролитовый порфиروبластез [Петров, Глазунков, 1986]. Механизмы роста кристаллов ставролита сочетали деформации и незначительный рост, что говорит о слабом переносе вещества.

Третья стадия кристаллизации ставролита – рост третьей зоны – происходила в условиях интенсивного гидротермального метасоматоза. В это время резко вырос объем ставролита в сланцах. Кристаллизация протекала в спокойных тектонических условиях, без деформаций кристаллов, с пульсационным поступлением растворов.

Исследования выполнены в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 23 «Научные основы инновационных энергоресурсосберегающих экологически безопасных технологий оценки и освоения природных и техногенных ресурсов».

Литература

- Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. Геологическое строение, кристаллические сланцы и кианитовые руды. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.
- Белолипецкий А. П., Ильин Ю. И., Предовский А. А. Первичная природа и эволюция состава метapelитов кейвского сланцевого комплекса // Первичная природа и геохимия пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1979. С. 3–16.
- Валиев Ю. Я., Иброхим А., Мирзоев Б. М. Минералы Западного Памира – новый вид сырья для про-

изводства алюминия // Горный журнал. 2008. № 11. С. 28–31.

Воробьев Ю. К. Процесс роста кристаллов минералов // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. СПб.: СПГГИ, 1992. С. 8–10.

Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов: Львовский гос. ун-т, 1961. 284 с.

Жабин А. Г. Метакристаллы и критерий относительного идиоморфизма минералов // Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966.

Кривonos В. П., Панов Б. С., Полуновский Р. М. и др. Новая сырьевая база ставролита на Украине // Разведка и охрана недр. 1987. № 12. С. 28–32.

Минералы. Справочник. М.: Наука, 1972. Т. III, вып. I. 882 с.

Панов Б. С., Панов Ю. Б. Современное состояние и некоторые перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Донецкой области на период до 2020 г. // <http://www.masters.donntu.edu.ua/2007/ggeo/fenyushina/ind/panov2.htm>.

Петров В. П., Глазунков А. Н. Этапность и термодинамический режим метаморфизма Кейвского блока // Строе и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. С. 50–59.

Попова Б. С., Полуновский Р. М., Кривonos В. П. Ставролит – новый прогрессивный вид горно-металлургического сырья // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. СПб.: СПГГИ, 1992. С. 36–38.

Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов // Природа метаморфизма. Т. 2. М.: Мир, 1977. С. 77–108.

Свяжин Н. В. Ставролит из россыпей прииска Светлого на Ю. Урале // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 26. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 115–119.

Соколов Ю. А. Ставролит с юго-восточного берега оз. Увильды // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 26. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 122–124.

Строителев С. А. Зарождение и выстраивание кристаллических структур при росте кристаллов минералов // Неоднородность минералов и рост кристаллов. М.: Наука, 1980. С. 180–185.

Федькин В. В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.

Флинн Д. Деформации при метаморфизме // Природа метаморфизма. Т. 2. М.: Мир, 1977. С. 49–77.

Чесноков Б. В. Морфологический метод определения относительного возраста минералов // Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966. С. 9–24.

Юшкин Н. П. Механические свойства минералов. Л.: Наука, 1971. 283 с.

Gibson G. M. Staurolite in amphibolite and hornblendite sheets from the Upper Seaforth River, central Fionland, New Zealand // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 321. P. 25–36.

Juurinen A. Composition and properties of staurolite // Ann. Acad. Sci. Fennicae. Ser. A, geol.-geogr. 1956. N 47. P. 50.

Wenk H. R. Defects along kyanite-staurolite interfaces // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 7–8. P. 125–136.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Нерадовский Юрий Николаевич

ведущий научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук
Геологический институт Кольского научного центра РАН
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184209
эл. почта: nerad@geoksc.apatity.ru
тел.: (81555) 79362

Войтеховский Юрий Леонидович

директор института, докт. геол.-минер. наук
Геологический институт Кольского научного центра РАН
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184209
эл. почта: woyt@geoksc.apatity.ru
тел.: (81555) 79656

Neradovskiy, Yury

Geological Institute, Kola Research Centre, Russian Academy of Sciences
14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia
e-mail: nerad@geoksc.apatity.ru
tel.: (81555) 79362

Voytekhovskiy, Yury

Geological Institute, Kola Research Centre, Russian Academy of Sciences
14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia
e-mail: woyt@geoksc.apatity.ru
tel.: (81555) 79656

УДК 551.71

КСЕНОЛИТЫ И АВТОЛИТЫ В ДРЕВНЕЙШЕЙ АДАКИТОВОЙ СЕРИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

С. А. Светов, М. А. Гоголев, А. И. Светова, Т. Н. Назарова

Институт геологии Карельского научного центра РАН

В статье приводятся результаты минералого-геохимического изучения включений (ксенолитов и автолитов) в древнейшем островодужном андезитовом комплексе Карельского кратона. Установлено, что ксенолиты представлены различными по основности породами от пироксенитов до дацитов и могут представлять собой фрагменты пород, формирующихся на границе кора – мантия.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, мезоархей, островодужные андезиты, включения, ксенолиты, автолиты.

S. A. Svetov, M. A. Gogolev, A. I. Svetova, T. N. Nazarova. XENOLITHS AND AUTOLITHS IN THE ANCIENT ADAKITE SERIES OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD

The results of mineralogical and geochemical studies of autolith and xenolith inclusions from the ancient island-arc andesite complex of the Karelian craton are reported. The xenoliths range from pyroxenites to granite, and may represent fragments of rocks that were formed at the mantle-core interface.

Key words: Fennoscandian shield, Mesoarchean, island-arc andesites, inclusions, xenoliths, autoliths.

Введение

Проблема реконструкции вещественного состава глубинных зон Земли и протекающих в них процессов является одной из самых дискуссионных в геологии и петрологии. Основной материал для проведения подобных исследований поставляется различными косвенными методами: геофизическими, космохимическими, экспериментальными петрологическими. Вместе с тем уникальную возможность для непосредственного изучения корово-мантийных систем дают данные по включениям, вынесенным на поверхность магматическими расплавами. Как показали исследования фанерозойских островодужных комплексов, вулканы андезитового

ряда содержат большое количество различных включений, в том числе и мафических ксенолитов, доставленных на дневную поверхность с глубин от 5 до 100 км [Федорченко, Родионова, 1975; Pearson et al., 2003], что позволяет получить важнейшую информацию как о вещественном составе мантийных пород, так и об эволюции всей корово-мантийной системы.

В качестве объекта исследования были выбраны древнейшие (3,0–2,9 млрд лет) на Карельском кратоне андезитовые ассоциации адакитового ряда, выявленные в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, приуроченного к западному обрамлению палеоархейского Ведлозерского блока [Светова, 1988; Стратиграфия до-

кембрия..., 1992; Светов, 2003, 2005]. Новый этап работ проводился в Хаутаваарской структуре, являющейся ключевым геологическим полигоном для изучения мезо-неоархейских геологических событий в пределах Карельского кратона [Светов, 2005, 2009]. Основной акцент в работе сделан на изучение включений (ксенолитов и автолитов), выявленных в субвулканических комплексах андезитов и дацитов адакитового ряда, формирующих крупные неки и многочисленные дайковые системы.

Важно подчеркнуть, что к адакитовой серии относятся породы андезидацит-риолитового состава, имеющие трондьемитовые геохимические черты: повышенные концентрации Na_2O , Al_2O_3 , Ba, Sr и высокие Sr/Y и $(\text{La/Yb})_n$ отношения [Martin, 1987, 1999]. Формирование серии происходит в случае плавления субдуцируемой океанической коры в конвергентных системах, что делает данный тип пород уникальным маркером существования субдукционных режимов [Martin et al., 2005]. В связи с этим изучение пород адакитового ряда и ассоциирующих с ними серий является важным источником информации о геологических механизмах инициализации древнейших субдукционных систем и условий становления архейской континентальной коры.

Методы исследования

В основе работы лежит детальное минерало-геохимическое исследование проб ксенолитов и автолитов центрального нека Игнойльской структуры. Изучение состава минеральных фаз вмещающих пород и включений проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments). Химический состав включений определялся методом площадного микрозондового сканирования и силикатным анализом. Прецизионный анализ содержания редких и редкоземельных элементов проводился на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 фирмы Terhmo scientific (метод ICP-MS). Данные исследования выполнялись в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Локальное датирование зерен циркона из монофракций проводилось на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. Измерения изотопного состава и концентраций Sm и Nd в ксенолитах и автолитах осуществлялось на семиканальном масс-спектрометре Finni-

gan MAT-262 (Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты). Измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla = 0,511862.

Объект исследования: субвулканический комплекс Игнойльской палеовулканической постройки (Хаутаваарская структура)

Древний (3,05–2,95 млрд лет) островодужный комплекс Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса представлен реликтами палеовулканических построек (Игнойльская, Хаутаваарская, Чалкинская и др.), сформирован мультисерийной ассоциацией, в которой доминируют дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая (БАДР) серия известково-щелочного ряда и адакитовая серия, при подчиненном развитии толеитовой и высоко-Mg андезитовой серий [Светов, 2009].

Морфологически парагенез сформирован глыбовыми, агломератовыми, тонкими туфами в переслаивании с крупноподушечными, массивными, миндалекаменными лавами, лавобрекчиями и кластолавами общей мощностью до 2,5 км. Субвулканический комплекс представлен неками и несколькими генерациями даек. Максимальная сохранность разрезов островодужного комплекса отмечается в юго-западной части зеленокаменного пояса в пределах Хаутаваарской структуры.

Для ассоциации ключевым объектом является палеовулканическая постройка Игнойльской структуры [Светов, 2009], для которой установлены U-Pb возрасты нека – 2995 ± 20 млн лет [Сергеев, 1989], лав постройки – 2945 ± 19 млн лет [Овчинникова и др., 1994] и детритовых цирконов из терригенных граувакк, перекрывающих постройку, – 2947 ± 13 млн лет [Светов и др., 2010].

В пределах Игнойльской палеовулканической постройки [Светова, 1988] (рис. 1, а) выделены: зональное поле распределения прижерловых фаций и эруптивный центр. В строении палеопостройки преобладают пирокластические фации, лавовая и субвулканическая представлены в меньшем объеме. Важной особенностью постройки является отсутствие подушечных лав среди породных литотипов. Массивные лавы и кластолавы (соответствуют породам андезибазальтового, андезитового и дацитового состава) образуют короткие не протяженные лавовые потоки мощностью от 25 до 80 м, часто перекрываемые агломератовыми туфами, доминирующими в строении палеопостройки.

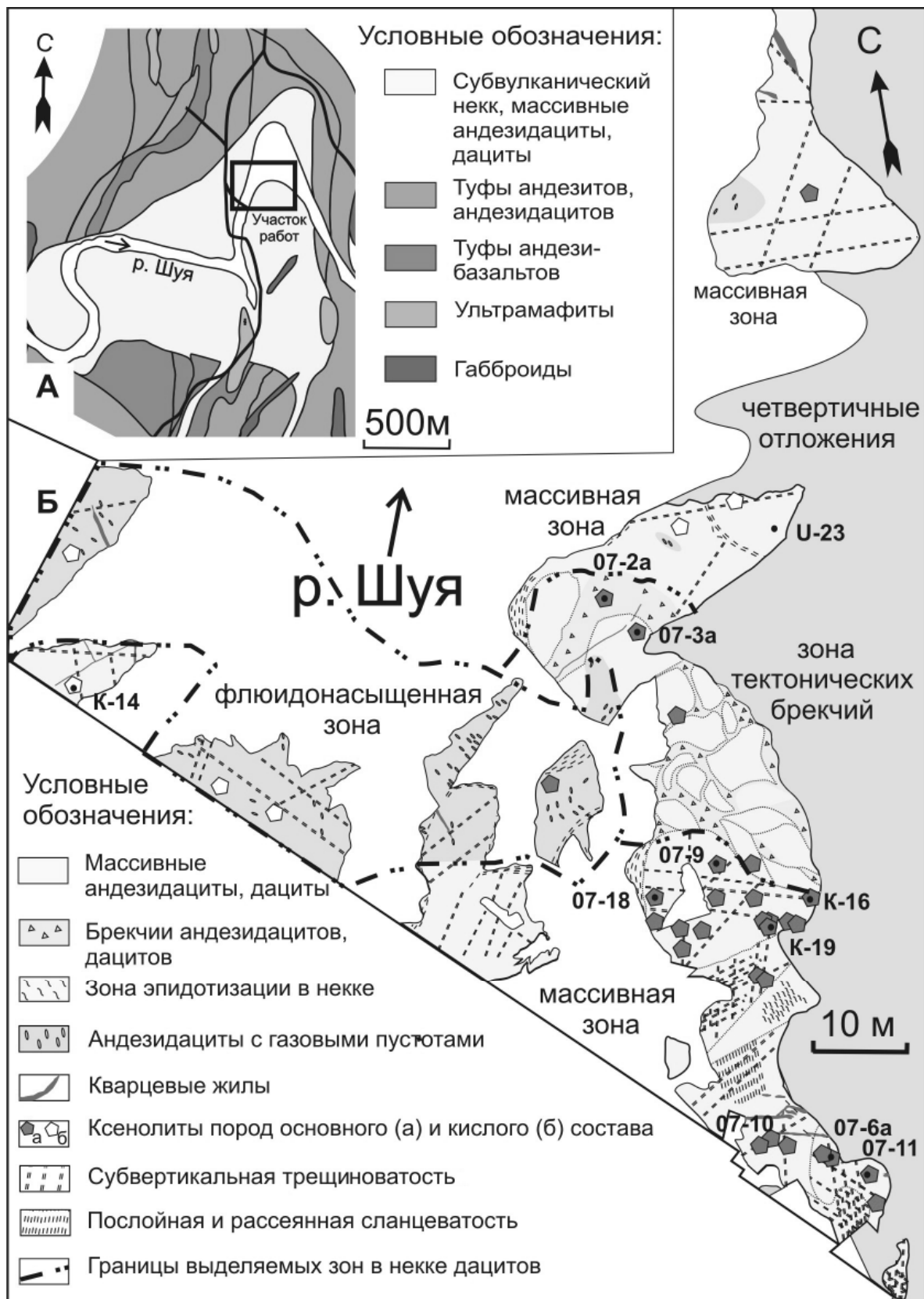


Рис. 1. Геологическая схема мезоархейского субвулканического некка Игнойльской структуры:

А – схема строения центральной части Игнойльской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (упрощено по: [Светов, 2009]); Б – детальная схема участка работ в центральной части субвулканического некка с положением отобранных проб

В районе плотины Игнойльской ГЭС в русле р. Шуи на левом и правом берегах реки в скальных выходах обнажены породы центрального некка (рис. 1, а). Некк имеет овальную форму (его размер 2,1×1,5 км) с многочисленными апофизами, он прорывает вулканический комплекс, выполненный туфами различной размерности от мелкообломочных до глыбовых, агломератовых, лапиллиевых и кристаллокластических, лавами и лавобрекчиями андезитов, андезибазальтов.

В краевых частях некка породы имеют крупнопорфировую, гломеропорфировую структуру, в центральной части – андезитовую, гиалопилитовую. Детальное картирование некка (рис. 1, б) позволило выделить в его пределах несколько зон: зону высокой флюидонасыщенности (отмечается высокой концентрацией газовых пустот и газовых каналов, в минералогическом плане породы данного участка имеют повышенные содержания флюидсодержащих минеральных фаз: амфибола, биотита, карбоната, а также значительное количество газожидких включений в цирконах); зону тектонических брекчий и пластического течения (выделяется брекчированным строением и следами течения расплава); массивную зону однородного строения.

Следует отметить, что для пород некка также характерна геохимическая неоднородность, по составу они отвечают андезитам, андезидацитам, дацитам адакитовой серии, при этом наибольшее распространение имеют дацитовые разности.

Макроскопически дациты представляют собой серые, темно-серые, массивные, среднезернистые породы, с выступающими на поверхности обнажения крупными вкрапленниками плагиоклаза, при этом фиксируются порфировые выделения плагиоклаза в виде гнезд или скоплений размером до 2–3 см. Структура породы сериально-порфировая с андезитовой структурой основной массы. Плагиоклаз встречается в виде двух генераций: ранней магматической – крупные идиоморфные кристаллы таблитчатой формы (An_{30-35}) с полисинтетическими и простыми двойниками, с узкими и широкими двойниковыми полосками, не зональные, размером 1,5–10 мм, иногда в гломеропорфировых сростках, и второй поздней генерации в виде лейстовидных микролитов состава альбит-олигоклаз. В шлифах наблюдаются сильно корродированные, переполненные серицитом или соссуритом в центральной части кристаллы плагиоклаза. По границам зерен, окаймляя их, развиваются агрегаты эпидота и карбоната. Встречаются

резорбированные зерна кварца и редкие реликты порфировых вкрапленников амфибола (тремолит-актинолитового ряда). В основной массе присутствуют микролиты плагиоклаза, биотит от светло-коричневого до бурого цвета, хлорит, эпидот, карбонат, магнетит. В породе отмечается два типа эпидота – более ранняя генерация в виде мелких кристаллов в плагиоклазе и более поздняя, развивающаяся по сланцеватости.

Мелкозернистые дациты южной части некка имеют микропорфировую структуру с гиалопилитовой, андезитовой основной массой. Размер вкрапленников плагиоклаза от 0,2–0,3 мм до 1 мм, округлых вкрапленников кварца, с заливками, – от 0,2 до 0,5 мм. Плагиоклаз представлен альбитизированным андезином. Биотит иногда присутствует в виде таблитчатых зерен, чаще в виде удлиненных чешуек, собранных в виде полосок. По биотиту развивается бледно-зеленый со слабым плеохроизмом хлорит. Зерна магнетита имеют неправильную форму, встречаются единичные зерна апатита.

Несмотря на различия во внешнем облике, породы сходны между собой по минеральному составу. В зоне брекчированных пород текстура и структура дацитов литокластическая. Литокласты значительно варьируют по размеру, от 2–5 мм (диагностируются в шлифах) до 10–15 см, имеют размытые, нечеткие границы, при этом от основной массы выделяются более светлой окраской, содержат вкрапленники плагиоклаза, размером 2–4 мм, заключены в цемент зеленовато-серого цвета, представленный хлоритизированным дацитом. Участками в брекчированных породах литокласты имеют более темный цвет, по ним развивается амфибол, хлорит, а цемент, в виде жлообразного заполнения, отличается более светлой окраской.

Деформации в породах некка проявлены в виде сланцеватости без образования складчатых структур, существуют разновозрастные дизъюнктивные нарушения – субширотные, северо-западные и северо-восточные.

Оценка времени формирования центрального некка Игнойльской структуры проведена на основе прецизионного изучения цирконов из массивной зоны некка (рис. 1, участок рядом с точкой U-23). Из обнажения была отобрана проба весом 12 кг, из которой удалось выделить около 50 зерен циркона, имеющих торпедовидный, копьевидный, гиацинтовый и изометричный облик. Цвет зерен варьирует от розоватого, желтоватого, сероватого до бурого. Размер зерен колеблется от 20×40 до 60×150 мкм. Для большинства зерен характерна магматическая зональность и хорошая

сохранность ядерных частей кристаллов. Именно такие кристаллы были выбраны для датирования на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II. В результате микрозондового изучения десяти зерен цирконов установлено, что Th/U-отношение для данных зерен варьирует в пределах 0,29–1,14 (среднее значение по пробам – 0,72), что является аргументом в пользу их магматического происхождения. Изохронный возраст цирконов составляет $2958,7 \pm 6,0$ млн лет (рис. 2, табл. 1),

что может рассматриваться как время формирования нека Игнойльской структуры (возможно, одной из фаз внедрения) и хорошо согласуется с полученными ранее геохронологическими данными [Сергеев, 1989; Овчинникова и др., 1994; Светов и др., 2010]. Временной интервал формирования магматического комплекса Игнойльской палеопостройки составляет $2995 (\pm 20) - 2945 (\pm 19)$ млн лет.

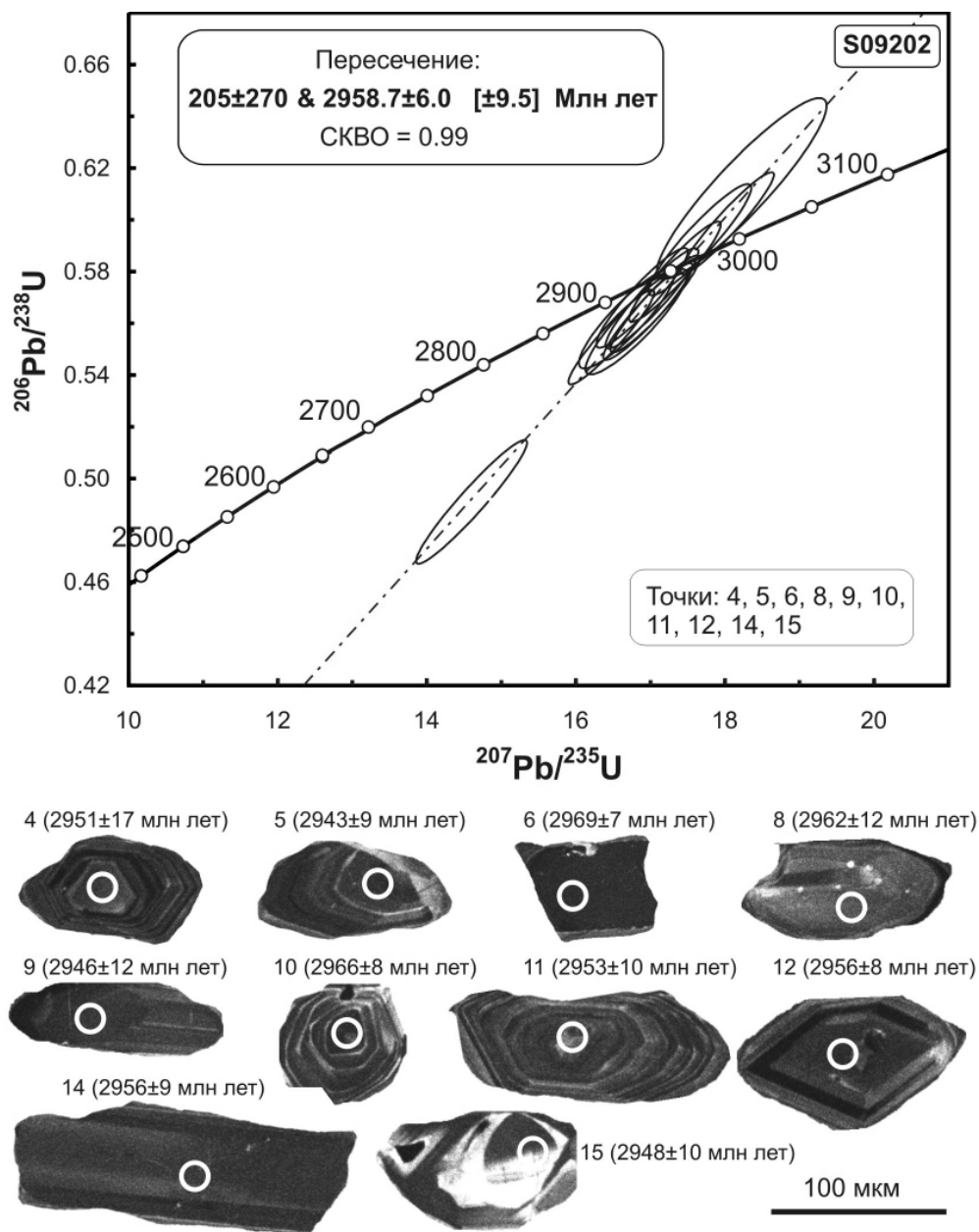


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из центральной части нека Игнойльской субвулканической постройки. Морфология зерен цирконов и положение точек датирования на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II. В скобках, рядом с номером точек, приведены значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста цирконов

Таблица 1. U-Th-Pb изотопные данные для цирконов Центрального некка Игнойльской палеовулканической постройки (Хаутаваарская структура, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии)

Точка	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ возраст	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ возраст	% Dis- cord- ant	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	err corr
4	0,06	202	88	0,45	106	3078 ±57	2951 ±17	-4	0,216	1	18,22	2,6	0,612	2,3	.914
5	0,07	199	115	0,60	97,4	2907 ±32	2943,3 ±8,9	1	0,215	0,55	16,89	1,5	0,5698	1,4	.929
6	0,00	305	87	0,29	157	3025 ±32	2969,1 ±7,2	-2	0,21843	0,44	18,03	1,4	0,5987	1,3	.949
8	0,06	109	93	0,88	52,4	2869 ±34	2962 ±12	3	0,2175	0,74	16,81	1,7	0,5606	1,5	.896
9	0,10	204	123	0,62	98,6	2873 ±32	2946 ±12	3	0,2154	0,71	16,68	1,6	0,5616	1,4	.889
10	0,12	277	267	1,00	135	2898 ±32	2966,5 ±7,9	2	0,2181	0,49	17,06	1,4	0,5675	1,4	.940
11	0,00	173	76	0,46	87,9	2999 ±36	2953 ±9,6	-2	0,2163	0,59	17,66	1,6	0,5923	1,5	.928
12	0,02	269	225	0,86	134	2949 ±32	2956,4 ±7,9	0	0,2167	0,49	17,33	1,4	0,5799	1,4	.941
14	0,03	213	192	0,93	104	2906 ±33	2956,4 ±8,8	2	0,2167	0,55	17,02	1,5	0,5696	1,4	.931
15	0,04	201	221	1,14	85	2575 ±42	2948,6 ±9,9	15	0,2157	0,61	14,6	2,1	0,491	2	.956

Примечание. Ошибка составляет 1σ; $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ показывает общую и радиогенную часть Pb соответственно. Ошибка стандартной калибровки – 0,49 %. (1) – общий Pb скорректирован по ^{204}Pb .

Ксенолиты и автолиты Центрального некка

В ходе детального изучения наиболее обогащенных частей субвулканического некка установлено присутствие нескольких типов включений как микротинитового типа (автолиты), так и включения контрастных по составу пород (ксенолитов) (рис. 3). В общей сложности удалось выявить и опробовать 35 включений. Размеры изученных ксенолитов варьируют от 3 до 40 см в диаметре, автолитов от 5 см до крупных фрагментов размером 7×2 м. Важно подчеркнуть, что для ксенолитов характерны резкие, без следов плавления, контакты с вмещающими породами, округлые и изометричные формы, присутствие в отдельных ксенолитах реакционных кайм во внутренней части и контрастный вмещающим их андезидацитам минеральный и геохимический состав. Автолиты имеют диагностируемые границы с вмещающими породами (маркируются сменной структуры породы), идентичный состав, как минералогический, так и геохимический. Рассмотрим характеристику основных типов включений.

Автолиты. Данный тип включений по своему химическому и минералогическому составу близок вмещающим породам некка и является продуктом фракционирования первичного андезидацитового магматического расплава. Внешне автолиты (рис. 3, проба 07-2а) представляют собой пятнообразные включения более темной окраски и более раскристаллизованные, чем основная масса породы, чаще всего четко выделяющиеся на ее фоне (образец автолита 7-2а в табл. 1). Микроскопически от пород некка автолиты отличаются крупнопорфировой структурой, гломеропорфировыми сростками, большим количеством кристаллов плагиоклаза, представленных крупными, короткопризматическими, с простыми и полисин-

тетическими, редко бавенскими двойниками, по составу отвечающими андезину (An_{30-35}). Они отличаются более свежим обликом, но есть и сосюритизированные зерна. В породе присутствуют тремолит – актинолит, хлорит, биотит, кварц, магнетит и лейкоксен.

Ксенолиты пироксенитов* (рис. 3, пробы 07-3а, 07-3б) сложены крупно-мелкозернистой породой темно-зеленого цвета, в виде относительно изометричных фрагментов, размером от 5×7 см² до 15×20 см², с резкими границами. Ксенолиты данного типа имеют панидиоморфнозернистую структуру (проба 07-3б на рис. 3). В минеральном составе доминируют реликты пироксена в виде несколько вытянутых овальных зерен размером от 1–2 до 4–6 мм, на 90 % замещенных бледно-зеленой магнезиальной роговой обманкой, по которой, в свою очередь, развивается амфибол тремолит-актинолитового ряда и хлорит. В некоторых кристаллах отмечаются двойники. Рудные минералы (магнетит, ильменит) ксеноморфны и выполняют промежутки между замещенными амфиболом зернами пироксена. В шлифах, где не наблюдается реликтового пироксена, основная масса породы состоит из магнезиальной роговой обманки (размер кристаллов составляет около 2–3 мм), которая замещена хлоритом и биотитом, также в породе присутствует сосюритизированный плагиоклаз, карбонат, цоизит, магнетит, титаномагнетит, ильменит и борнит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и паризитом. Химический состав пироксенитовых ксенолитов характеризуется низким содержанием SiO_2 (40–42 мас. %), щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 0,4–0,5 мас. %) и высокими концентрациями MgO (8,0–13,6 мас. %).

Ксенолиты габброидов (рис. 3, пробы 07-9, К-16) имеют размеры до 12×5 см, выделяются своим темно-серым до черного цветом и

* Название дано на основе интерпретации петрохимического состава включений.

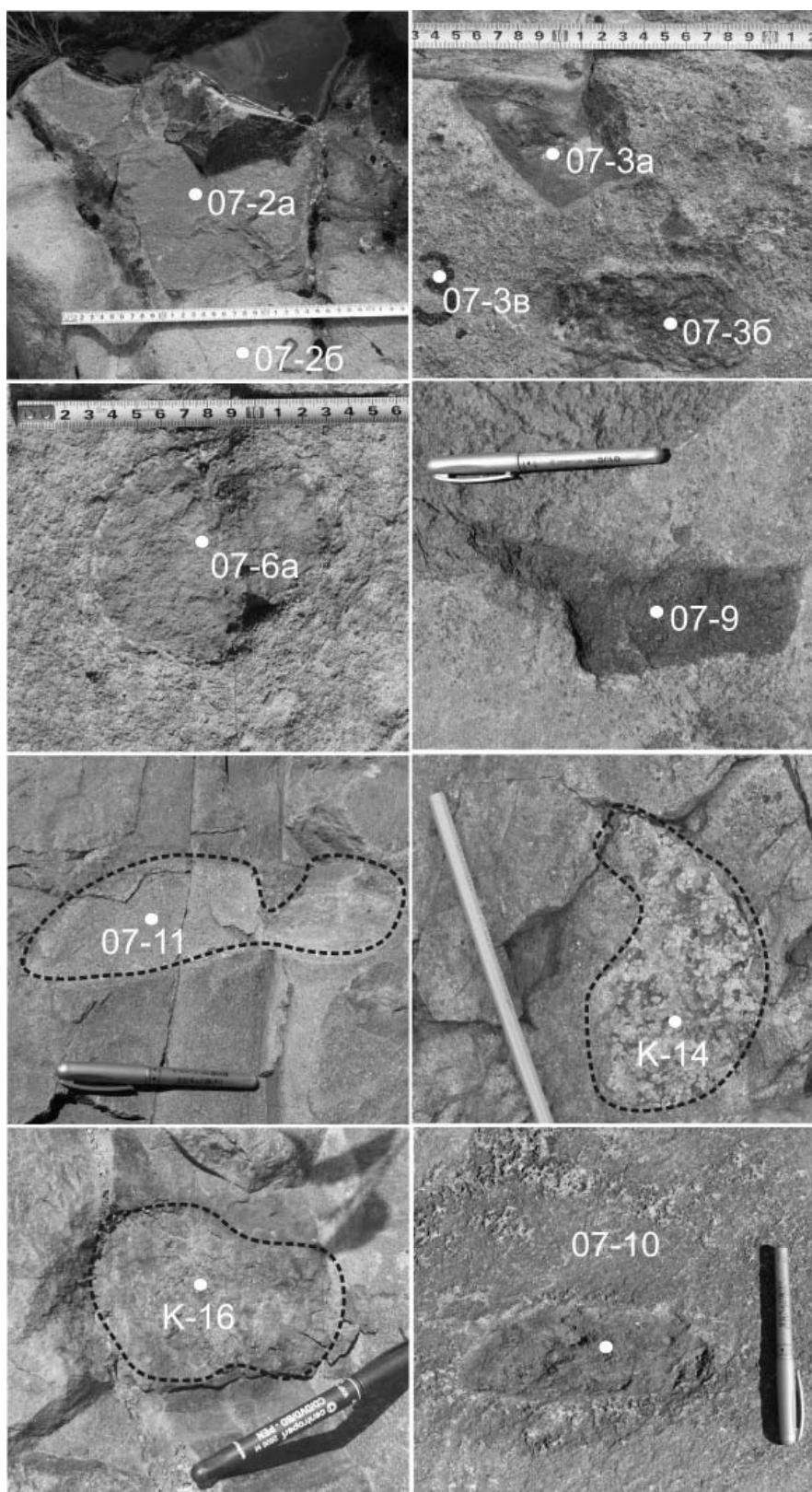


Рис. 3. Фотографии включений в Центральном субвулканическом некке Игнойль-ской палеопостройки Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса:

пробы: 07-2a – автолит андезидацитового состава; 07-2б – матрикс, андезидацит центрального некка; 07-3a, 07-3б – ксенолиты пироксенитов; 07-3в – матрикс, андезидацит центрального некка; 07-6a – ксенолит эпидозита; 07-9 – ксенолит габбро; 07-11 – ксенолит метасоматизированного андезибазальта; K-14 – ксенолит андезибазальта; K-16 – ксенолит рудного габбро; 07-10 – ксенолит амфиболита

четкими границами, окружены светло-зеленой каймой и содержат черные гнезда титаномагнетита. Структура ксенолитов бластоофитовая, гипидиоморфнозернистая, лепидогранобластовая, в рудном габбро – сидеронитовая. В минеральном составе доминируют амфибол (магнезиальная роговая обманка, актинолит, тремолит), плагиоклаз, биотит, хлорит, эпидот, кварц и рудные минеральные фазы. Актинолит – тремолит представлен удлиненно-призматическими кристаллами, длиной до 2 мм, замещается хлоритом и эпидотом. Плагиоклаз присутствует в виде мелких лейст, размером до 0,5 мм, иногда с простыми двойниками и в виде зерен без четкой огранки. Эпидот представлен как в виде отдельных зерен до 0,2–0,3 мм, редко зональных, так и в виде сплошных скоплений. Также наблюдается обрастание эпидотом магнетитовых выделений. Биотит формирует агрегаты в виде чешуек до 0,5–0,8 мм, хлорит – светло-зеленые, почти бесцветные выделения, со слабым плеохроизмом. Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном, а рудные минеральные фазы – борнитом, магнетитом, пиритом и халькопиритом.

В аншлифах рудного габбро присутствуют две ассоциации рудных минералов: 1) сульфидная – пирит, халькопирит, халькозин; 2) титаномагнетитовая – магнетит, ильменит с элементами распада, титаномагнетит, рутил, титанит.

Ксенолиты амфиболитов (рис. 3, пробы 07-10). Ксенолиты амфиболитов четко выделяются на общем фоне вмещающей породы, представлены округлыми, изометричными формами, размером от 3×5 см до 15×8 см. Они иногда окружены светлой каймой кварц-альбит-эпидотового состава. В ксенолитах отмечена бластоофитовая, реже гипидиоморфнозернистая структура. Минеральный состав: роговая обманка, плагиоклаз, биотит, хлорит, эпидот, кварц, лейкоксен, сфен, апатит, эпидот, рудный минерал. Магнезиальная роговая обманка присутствует как в виде крупных кристаллов, размером до 2 мм, так и в виде вытянутых лейст, размером до 3 мм, окрашена в бледно-зеленые цвета, плеохроизм от грязно-желтого до зеленоватого цвета, местами замещается хлоритом. Плагиоклаз образует лейсты и кристаллы неправильной формы, располагающиеся между кристаллами роговой обманки, размер кристаллов плагиоклаза 0,5–1 мм, реже до 1,5 мм. Биотит образует отдельные чешуйки и скопления чешуек, часто формирует пойкилитовые вроски в крупных кристаллах амфибола. Хлорит замещает амфибол и биотит, образуя крупные чешуи до 2 мм. Эпидот

образует мелкие отдельные зерна или их скопления. Наблюдается характерное обрастание эпидотом лейкоксеновых выделений. Рудные минеральные фазы представлены титаномагнетитом (заполняет пространство между пороодообразующими минералами), магнетитом (встречается в кубических кристаллах) и ильменитом (образует неправильные скелетные формы и часто замещается лейкоксеном).

Ксенолиты рудных амфиболитов. Ксенолит размером 15×10 см прямоугольной формы, окружен каймой из темноцветных минералов (роговая обманка, хлорит). Структура породы аллотриоморфнозернистая. Основная масса кварц-плагиоклазового состава содержит роговую обманку, реликтовый плагиоклаз, хлорит, эпидот, кварц, кальцит. В амфиболе отмечается ситовидная структура с включениями мелких зерен плагиоклаза. Кристаллы реликтового плагиоклаза не сохраняют четких контуров, не видно двойников, по ним развивается микрозернистый агрегат альбита, кварца, эпидота и хлорита. В шлифе в виде пятен, гнезд собраны мелкие зерна кальцита, окруженные каймой рудных минеральных агрегатов, представленных магнетитом (в виде кубических мелких кристаллов), титаномагнетитом (в виде землистых масс) и ильменитом (в виде скелетных форм, окруженных и замещенных лейкоксеном).

Ксенолиты эпидозитов* (рис. 3, проба 07-ба) характеризуются среднезернистым сложением и серовато-зеленым цветом, на поверхности обнажения выделяются более светлой окраской. Ксенолиты имеют изометричные формы диаметром 9–10 см, часто окружены светлой каймой кварц-альбит-цоизитового состава. В минеральном составе ксенолитов доминируют эпидот (50 %), альбит, кварц, хлорит, редкие крупные вкрапленники плагиоклаза, почти нацело замещенные соссюритом и серицитом (не сохраняются первичные контуры зерен плагиоклаза). Структура породы серийнопорфировая, основная масса имеет аллотриоморфнозернистую структуру.

Ксенолиты андезибазальтов (рис. 3, проба К-14) представляют, по-видимому, более ранние порции лавы, для них характерна крупнопорфировая структура с элементами гломеропорфировой, плагиоклаз замещен соссюритом, во вкрапленниках отмечаются амфибол, единичные зерна оплавленного кварца, основная масса сложена плагиоклазом, хлоритом, биотитом, эпидотом. Плагиоклаз выполняет порфировые вкрапленники,

* Название дано по минералогическому составу, по химическому составу относятся к габброидам.

которые частично деформированы. В данной группе выделяются ксенолиты андезибазальтов с повышенной щелочностью (рис. 3, проба 07-11). Выявлено включение, размером 25×10 см, удлинённой линзовидной формы, светло-серой окраски, со светлой каймой мощностью до 1 см кварц-альбит-цоизитового состава. Для него характерно высокое содержание Al_2O_3 до 28,1 мас. % и K_2O до 7,3 мас. % (при сумме щелочей 9,8 мас. %). Структура включения порфировая. По вкрапленникам плагиоклаза развивается соссюрит и серицит, редкие зерна актинолита замещены хлоритом и биотитом, основная масса сложена эпидотом, альбитом, кварцем.

Ксенолиты андезибазальтов (возможно, метасоматизированные плагиограниты?) (рис. 3, проба К-14) выявлены во флюидонасыщенной зоне некка, имеют округлые, деформированные формы при размере 5–14×10–12 см, четкие границы с матриксом и не имеют реакционных кайм. По внешнему облику соответствуют плагиогранитам, имеют светло-розовый цвет, крупнозернистую структуру. Минеральный парагенез представлен: плагиоклазом, полевыми шпатами, кварцем, биотитом, серицитом, мусковитом, порода имеет низкое содержание SiO_2 (до 50–52 мас. % – ксенолиты принадлежат группе андезибазальтов), что, возможно, связано с выносом кремнезема при инфильтрационной метасоматической проработке включений.

Обсуждение результатов

В ходе детальных работ в центральной части субвулканического некка Игнойльской палеопостройки нами выявлены две группы включений – автолиты (плагиоклазовые кумулаты адakitового состава, сформировавшиеся при кристаллизации отдельных порций магмы, или за консервированные порции идентичного матриксу состава) и ксенолиты метаморфизованных глубинных и коровых пород – амфиболитов, габброидов, пироксенитов со значительным содержанием рудной фазы, андезибазальтов, дацитов, эпидозитов и гранитов.

Среди включений широким распространением пользуются ксенолиты, автолиты составляют менее 10 % всех включений. Для ксенолитов характерны четкие границы, доминируют угловатые, неправильные формы (свидетельство того, что они были захвачены в твердом виде); незначительная часть автолитов и ксенолитов имеет пластичные формы (следствие захвата материала в полурасплавленном состоянии). Большинство ксенолитов имеет

реакционные каймы на границе с вмещающими породами или области периферийной перекристаллизации (возможно, из-за мультифазного формирования субвулканических тел и влияния поздних метаморфических процессов на систему), в отличие от большинства фанерозойских ксенолитов, для которых подобные явления редки (для них характерны закаленные стекловатые краевые зоны). Доминирующим распространением пользуются включения небольшого размера – от 5 до 20 см в диаметре.

Расчет (в программе TPF и Geopath [Gerya, Perchuk, 1990]) по роговообманковому термометру [Hollister et al., 1987; Blundy, Holland, 1990] для реликтовых зерен роговой обманки позволил получить следующие PT параметры кристаллизации: $T = 550 \pm 50$ °C и $P = 2,5 \pm 0,5$ кБар, что может отвечать условиям кристаллизации поздних минеральных фаз субвулканического некка.

Значения температур и давлений, рассчитанные по вторичным амфиболам, составили: $T = 450 \pm 20$ °C и $P = 1 \pm 0,5$ кБар. Близкие температуры (430–450 °C) получены по биотитовому термометру [Астафьев, 1996], эти значения могут соответствовать PT-параметрам метаморфических преобразований в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Для Игнойльской палеовулканической структуры ранее проводилась оценка степени химического изменения пород, а также сохранности в породах флюид-мобильной системы (FME-системы), которая показала, что породы палеопостройки метаморфизованы в изохимических условиях [Светов, 2010]. Максимальная сохранность пород отмечается для субвулканической фазы (некк и дайки), что позволяет проводить детальные геохимические исследования.

До того как перейти к геохимическому описанию и типизации включений, приведем краткую характеристику химизма пород, слагающих субвулканический некк.

Породы некка Игнойльской палеовулканической постройки по содержанию кремнезема и щелочей относятся к андезитам, дацитам и риодацитам нормального (реже умеренно щелочного) ряда (рис. 4). От типичных фанерозойских известково-щелочных островодужных комплексов отличаются повышенными концентрациями Na_2O ($4,70 \pm 1,16$ мас. %), Al_2O_3 ($15,48 \pm 1,23$ мас. %) и пониженными содержаниями MgO ($2,76 \pm 1,68$ мас. %). Характеризуются повышенными концентрациями Sr (468 ± 156 ppm), Ba (496 ± 219 ppm), Zr (145 ± 19 ppm)

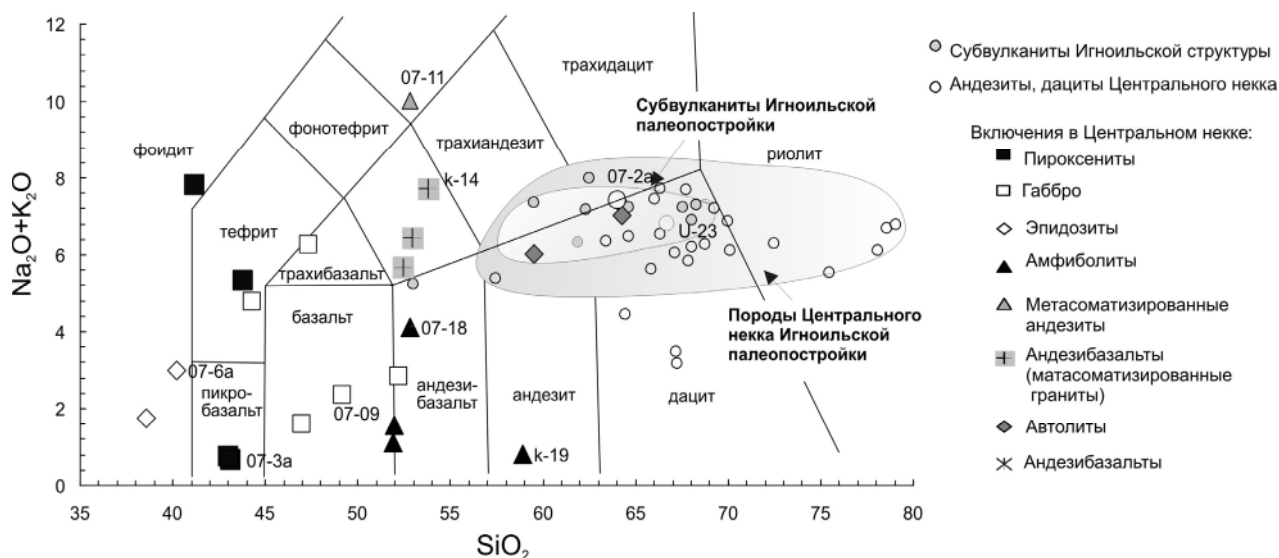


Рис. 4. Диаграмма TAS (в координатах $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) для субвулканитов и включений (ксенолитов, автолитов) Игноильской палеовулканической постройки Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса

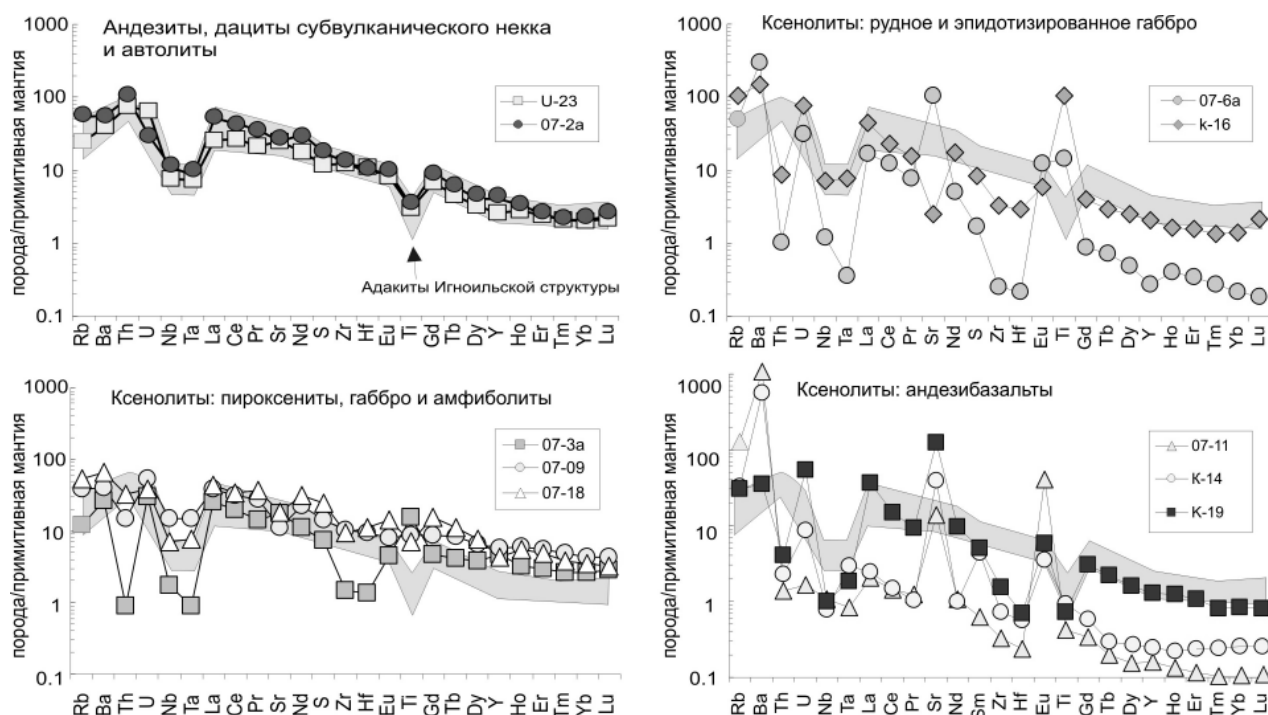


Рис. 5. Распределение редких и редкоземельных элементов во включениях из центрального нека Игноильской палеовулканической постройки. Нормировано по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Для сравнения приводятся поля типовых составов адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (область серого цвета)

и U ($1,70 \pm 0,62$ ppm). Отношение Sr/Y варьирует от 27 до 57, при $Y < 18$ ppm. Субвулканиты имеют фракционированное распределение РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n > 8$, может достигать величин 20–32), уровень содержания ТРЗЭ аномально низкий: $\text{Ho} < 0,5$, $\text{Er} < 1,3$, $\text{Tm} < 0,2$, $\text{Yb} < 1,2$, $\text{Lu} < 0,16$ ppm. На спайдерграммах породы характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями Nb и Ti (рис. 5).

Основываясь на результатах геохимического исследования, породы палеовулканической постройки (вулканиты-субвулканиты) могут быть отнесены к адакитовой серии, точнее, к высокремнистому (HSA) типу адакитов [Светов, 2009]. Генерация высокремнистых адакитов связана с прямым плавлением субдуцируемой океанической коры, преобразованной в ходе погружения в

амфиболиты или эклогиты [Kay, 1978; Defant, Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005]. Данный процесс свойствен инициальной стадии заложения конвергентных систем при погружении и последующем плавлении молодой «горячей» океанической коры (возрастом <25 млн лет на момент формирования субдукционной системы) [Defant, Drummond, 1990; Sajona et al., 1993]. Изучение поведения флюид-мобильных элементов на примере адакитов и островодужных андезитов Игнойльской структуры [Светов, 2010] показало низкие В/Ве отношения в породах (0,8–4,7 для адакитов; 2,4–7,8 для андезитов), сопоставимые с В/Ве значениями, полученными для архейских гранито-гнейсов Гренландии (3,67 и 3,82 млрд лет) и гранодиоритов Вайоминга (2,8 млрд лет) [Mohan et al., 2008]. Важно подчеркнуть, что значение В/Ве отношения в архейских вулканитах значительно ниже, чем в фанерозойских комплексах известково-щелочного ряда Алеутской и Курило-Камчатской островодужных систем, где В/Ве варьирует от 30 до 70. Подобное поведение флюид-мобильной системы в архейских средне-кислых расплавах может объясняться генерацией магм в режиме пологой субдукции. Прогрессивный метаморфизм, происходящий по мере погружения океанического слэба, приводит к выносу большей части бора из субдуцируемых пород на начальной стадии метаморфических преобразований, постепенно обедняя им флюидную фазу (при стабильной концентрации Ве), что отражается в низких В/Ве значениях пород, генерируемых из области мантийного клина [Mohan et al., 2008]. Таким образом, островодужная породная ассоциация, формирующаяся при пологой субдукции, будет характеризоваться низкими концентрациями флюид-мобильных элементов, что мы и наблюдаем в андезитовых ассоциациях Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Рассмотрим геохимическую характеристику включений, выявленных в субвулканическом некке Игнойльской структуры (рис. 4, 5; табл. 2).

По данным изучения распределения редких и редкоземельных элементов в ксенолитах установлено существование не менее шести групп пород, представленных во включениях (рис. 5).

Отдельными топологическими группами выделяются:

1. Андезидациты. В некке широко представлены ксенолиты и автолиты, имеющие

адакитовые составы (полное подобие РЗЭ спектров адакитовым породам центрального некка) и представляющие дифференциаты первичных выплавов (ксенолиты андезидацитов, трахидацитов) или продукты фракционирования.

2. Пироксениты, имеющие близкие спектры распределения (слабофракционированный спектр распределения РЗЭ $((La/Yb)_n \sim 11)$, но более низкий уровень положительных аномалий по Ti и Eu. Данные ксенолиты имеют островодужные характеристики (что подчеркивается положительными аномалиями U, отрицательными Nb, Hf, Zr, Ta) и, возможно, характеризуют реститы плавления или кумулятивные фазы глубинного фракционирования.

3. Эпидозиты, безрудные габброиды (их спектры характеризуются низким уровнем содержания ТРЗЭ (слабофракционированным распределением РЗЭ $((La/Yb)_n \sim 9)$), отрицательными аномалиями по Sr, Th, Nb, Hf и Zr и положительными по Eu, Ti).

4. Рудное габбро. Ксенолиты рудных габброидов имеют деплетированный спектр ТРЗЭ относительно легких $((La/Yb)_n \sim 25)$. Для включений характерны Zr и Hf отрицательные аномалии и положительные аномалии по Ti, Sr, U, Rb и Ba.

5. Метасоматиты. Метасоматизированные габброиды и андезибазальты имеют подобные фракционированные спектры в области распределения ТРЗЭ. Характеризуются положительными аномалиями по Rb, Ba, Sr, Eu и отрицательными по Hf и Zr. Спектр метасоматизированных габброидов отличается положительными аномалиями по Ti и U, а также сильной деплетацией тяжелых редкоземельных элементов относительно легких. Для габброидов $(La/Yb)_n$ отношение варьирует от 70 до 77, для андезибазальтов от 20 до 24.

6. Ксенолиты андезибазальтов (возможно, метасоматизированных плагиогранитов) характеризуются слабофракционированным спектром распределения РЗЭ $((La/Yb)_n \sim 9)$, положительными аномалиями по Eu, Sr и Ba (содержание Ba ~ 3800 ppm) и отрицательной аномалией по Nb.

Изучение Sm-Nd системы в породах показало, что первичные отношения ϵ_{Nd} для адакитовой серии Игнойльской палеовулканической постройки варьируют от +0,7 до +2,3, модельный возраст источников расплавов (по модели [DePaolo et al., 1991]) изменяется от 2956 до 3092 млн лет (табл. 3, рис. 6), что совпадает со временем формирования субвулканического комплекса.

Таблица 2. Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах Центрального некка Игнойльской палеовулканической постройки (петрогенные элементы – в вес. %, редкие и редкоземельные – в ppm)

Проба	U-23	07-2a	07-3a	07-9	K-16	07-6a	07-18	K-19	07-11	K-14
Порода	Д	АД	П	Г	РГ	Э	Ам	Аб	МАб	Аб
SiO ₂	64,40	61,76	40,84	46,86	24,12	37,90	50,50	56,60	50,52	51,50
TiO ₂	0,56	0,67	2,85	1,62	16,80	2,73	1,38	0,20	0,08	0,24
Al ₂ O ₃	16,06	15,54	5,00	8,66	7,35	20,01	13,05	10,62	28,55	20,80
Fe ₂ O ₃	1,80	2,88	18,15	6,83	18,25	11,37	3,02	10,25	1,97	2,88
FeO	2,58	2,59	5,31	7,54	6,19	4,02	7,04	2,08	1,00	3,52
MnO	0,055	0,090	0,383	0,252	0,329	0,201	0,173	0,357	0,023	0,102
MgO	2,75	3,38	9,71	13,62	5,44	2,54	9,58	2,41	2,08	5,46
CaO	3,39	3,54	11,28	7,66	9,71	15,11	7,02	11,60	1,73	2,99
Na ₂ O	5,70	6,20	0,22	1,05	0,05	0,85	2,20	0,03	2,53	5,86
K ₂ O	0,90	1,01	0,23	1,09	2,56	1,94	1,70	0,59	7,30	1,67
P ₂ O ₅	0,20	–	–	0,19	0,24	0,08	0,72	0,06	0,07	0,06
H ₂ O	0,05	0,22	0,90	0,14	1,30	0,48	0,26	0,26	0,26	0,31
ппп	1,46	1,66	5,04	4,36	7,33	2,39	3,10	4,50	3,45	4,16
Сумма	99,90	99,54	99,91	99,87	99,67	99,63	99,74	99,56	99,56	99,55
Cr	106	179	220	486	1073	190	584	4675	7,5	688
Ni	79	53	103	229	254	76	181	395	16	144
Co	15,7	15,5	38,6	99,8	431	21,2	38,1	377	5,5	29,7
V	88,0	92,7	246,5	231,1	4402	942	242,4	8,06	37,3	139,8
Pb	4,3	4,8	5,5	6,8	14,3	25,4	3,1	11,6	2,1	7,0
Rb	15,8	36,1	7,7	24,2	65,7	31,8	34,3	19,7	82,0	20,5
Ba	275	397	187	276	1058	2115	450	244	7536	3868
Sr	518	576	376	235	53	2197	381	2624	291	828
Nb	5,3	8,5	1,2	10,4	5,2	0,9	5,0	0,7	0,8	0,6
Zr	135,6	154,3	16,6	116,5	37,5	2,8	103,9	17,3	3,6	8,1
Y	11,8	20,8	21,0	25,8	9,3	1,2	19,1	5,9	0,7	1,1
Th	6,3	9,2	0,1	1,3	0,7	0,1	2,8	0,3	0,1	0,2
Cu	9,7	29,4	89	146	2221	60	32	548	3,2	3,4
Zn	35,5	43,8	103,8	105,4	279,3	69,8	119,3	136,5	16,1	74,6
La	17,36	36,80	17,06	26,76	30,12	11,75	29,79	25,24	1,41	1,69
Ce	47,60	77,32	34,49	55,10	41,14	22,10	59,95	26,20	2,57	2,64
Pr	5,79	10,01	3,89	7,49	4,31	2,18	10,16	2,56	0,34	0,28
Nd	23,72	39,83	14,74	30,19	24,21	6,77	42,48	13,21	1,44	1,38
Sm	5,15	8,20	3,22	6,22	3,69	0,75	10,70	2,22	0,27	1,97
Eu	1,39	1,72	0,77	1,32	1,00	2,08	2,42	0,98	6,78	0,60
Gd	3,97	5,49	2,82	5,23	2,37	0,53	9,28	1,81	0,20	0,35
Tb	0,48	0,68	0,45	0,88	0,31	0,08	1,19	0,24	0,02	0,03
Dy	2,43	3,41	2,80	4,85	1,89	0,36	5,55	1,18	0,11	0,46
Ho	0,46	0,57	0,53	0,99	0,27	0,07	0,91	0,20	0,02	0,04
Er	1,16	1,28	1,41	2,59	0,75	0,17	2,30	0,52	0,06	0,11
Tm	0,15	0,17	0,20	0,36	0,10	0,02	0,28	0,06	0,01	0,02
Yb	0,99	1,14	1,28	2,16	0,70	0,11	1,70	0,41	0,04	0,12
Lu	0,16	0,20	0,21	0,32	0,16	0,01	0,24	0,06	0,01	0,04
U	1,38	–	–	1,11	1,61	0,66	0,79	1,12	0,03	0,18
Sc	10,51	13,76	152,40	55,97	28,28	6,24	25,93	16,19	5,36	22,67
Hf	3,38	3,28	0,42	2,87	0,93	0,07	3,46	0,21	0,07	0,17
Ta	0,30	0,42	0,04	0,60	0,32	0,01	0,32	0,08	0,03	0,12

Примечание. Д – дациты центрального субвулканического некка, АД – автолит андезидацитового состава; ксенолиты: П – пироксенитов, Г – габбро, РГ – рудного габбро, Э – эпидиозитов, Ам – амфиболитов, Аб – андезибазальтов, МАб – метасоматизированных андезибазальтов.

Автолиты, на основе изучения Sm-Nd данных, контрастны субвулканическим породам некка, величина ϵ_{Nd} изменяется от –3,2 до –0,8 (что может маркировать коровую компоненту в составе автолитов, отражающую процесс контаминации расплавом древних пород континентальной коры, возможно, древнего комплекса ТТГ Водлозерского блока), при $T_{DM} = 3365–3559$ млн лет.

Ксенолиты мафитов (габбро и пироксениты) характеризуются величинами ϵ_{Nd} на

уровне 0,2–3,3, при $T_{DM} = 3016–3353$ млн лет, их магматическими источниками могла служить метасоматизированная деплетированная мантия (область мантийного клина).

Ксенолиты рудных амфиболитов и метасоматизированных андезибазальтов характеризуются аномальными значениями ϵ_{Nd} от 11,3 до 12,5, при $T_{DM} = 2489–2532$ млн лет, которые не могут коррелировать с первичными величинами и, скорее всего, отражают нарушение Sm-Nd системы в данных включениях.

Таблица 3. Sm-Nd данные (по породе в целом) для субвулканитов и ксенолитов Игнойльской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса

Проба	Порода	Sm [ppm]	Nd [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{DM}
U-20	Дациты, некк	6,36	35,70	0,1077	0,510919	0,8	3065
U-21	Дациты, некк	3,36	18,72	0,1083	0,511004	2,3	2956
U-3	Андезиты, лава	8,93	49,04	0,1101	0,511021	1,9	2984
U-2	Андезит, туф	3,46	16,81	0,1244	0,511241	0,7	3092
CB-07-2Б	Дацит, автолит	9,90	48,63	0,1230	0,511018	-3,2	3559
CB-07-2А	Дацит, автолит	10,15	49,30	0,1244	0,511166	-0,8	3365
S-07-11	Метасоматизированный андезибазальт	0,18	1,36	0,0776	0,510919	12,5	2489
S-07-10	Рудный амфиболит	0,68	4,81	0,0848	0,511001	11,3	2532
S-07-9	Пироксенит	70,56	354,36	0,1204	0,511294	3,3	3016
S-07-18	Габбро	12,86	54,57	0,1424	0,511573	0,2	3353

Примечание. Величина $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитана на 2995 млрд лет, T_{DM} – рассчитано по модели [De Paolo et al., 1991].

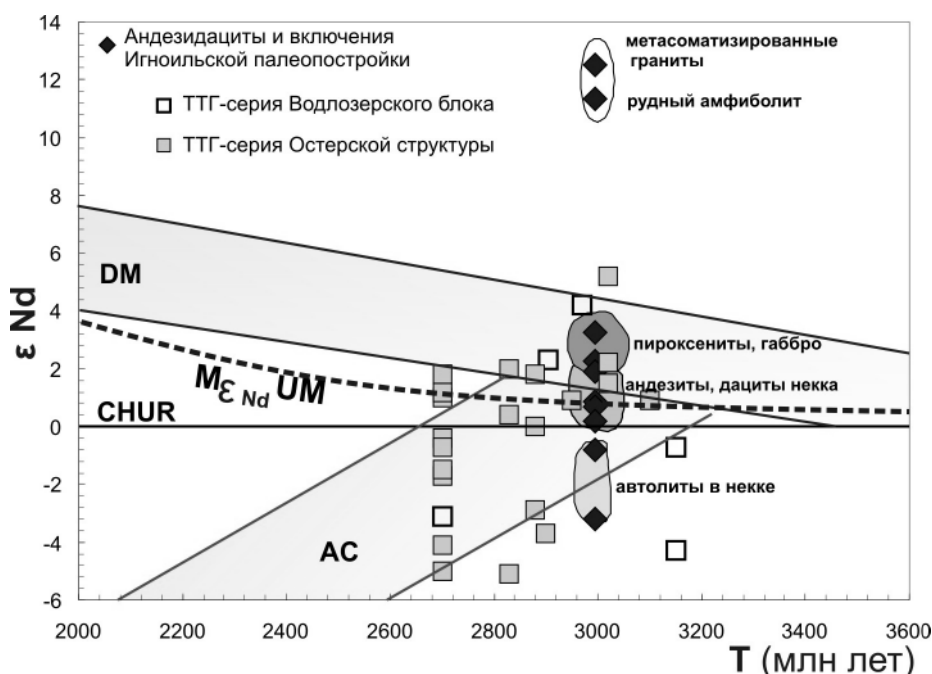


Рис. 6. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}} - T$ для включений (ксенолитов, автолитов) Игнойльской палеовулканической постройки Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса:

$M_{\epsilon_{\text{Nd}}}$ UM – модель эволюции ϵ_{Nd} во времени для верхней мантии по: [Nagler, Kramers, 1998]. На диаграмме для сравнения приведены составы разновозрастных архейских ТТГ-серий Ведлозерского блока и Остерской структуры (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс) [Лобач-Жученко и др., 2000]. AC – архейская континентальная кора, DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар

Выводы

Древнейшая (2995–2945 млн лет) в пределах Карельского кратона мезоархейская островодужная система представлена реликтами вулканических ассоциаций андезитового ряда. Наибольшей сохранностью в островодужном комплексе обладает субвулканическая фаза, сформированная некками (Центральный некк в Игнойльской структуре и ряд других) и многочисленными дайковыми телами, принадлежащими к адакитовой (высококремнистой) серии. Субвулканиты характеризуются следующими составами: SiO_2 53–76

мас. %, Na_2O 2,5–5,6 мас. %, MgO 2,4–5,3 мас. %, высокими концентрациями Sr 260–800 ppm, Ba 350–710 ppm, Zr 115–140 ppm и U 1,1–1,7 ppm и аномально низкими содержаниями TPЗЭ.

В субвулканических породах среди включений доминируют ксенолиты, автолиты составляют менее 10 % от общего объема включений. По минеральному и геохимическому составу ксенолиты контрастны вмещающим субвулканическим породам, их «основность» не контролируется составом вмещающих пород (в некке андезидацитов присутствуют как более основные, так и более кислые разновидности включений).

Среди выявленных включений выделяются изверженные (габбро, пироксениты, диориты) и метаморфические породы (эпидозиты, амфиболиты).

Минералогическая, геохимическая и изотопная классификация включений позволяет предполагать разноглубинный характер их формирования. Так, пироксениты-габброиды были приурочены к области верхней части мантийного клина, андезибазальты – к флюиоднасыщенной области мантийного клина или к коровой части разреза.

Формирование древних островодужных систем (фрагментов мезоархейской континентальной коры) связано с адакитовым магматизмом, отражающим инициальную стадию заложения субдукционных обстановок в регионе. Развитие конвергентной системы проходило в мезоархее в режиме пологой субдукции океанического слэба. В процессы магмогенерации было вовлечено как вещество океанической плиты, так и метасоматизированной мантии (о чем свидетельствуют ксенолиты в адакитах). Пологое погружение именно горячей плиты приводило к ранней дегидратации, что уменьшало степень насыщенности флюидом области мантийного клина. Геохимическое разнообразие генерируемых магматических серий, выраженное сменой пород от адакитов до известково-щелочных и щелочных серий, наблюдаемых в эволюционном развитии вулканических систем Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, возможно, связано с латеральной зональностью субдукционной системы и сменной очагов магмообразования по мере погружения слэба.

Литература

- Астафьев Б. Ю. Метасоматиты метаморфических комплексов Карельского кратона: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 1996. 25 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии: геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А., Сергеев С. А. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.
- Светов С. А. Новые данные по геохимии древнейших (3,05–2,95 млрд лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии // ДАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 664–668.
- Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. 230 с.
- Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2009. 115 с.
- Светов С. А. Архитектура архейских конвергентных систем в сравнении с фанерозойскими аналогами (по данным FME-систематики вулканитов) // Литосфера. 2010. № 3. С. 12–20.
- 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. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2010. С. 5–12.
- Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1988. 148 с.
- Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1989. 24 с.
- Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1992. 190 с.
- Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 140 с.
- Blundy J. O., Holland T. J. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104, N 2. P. 208–224.
- Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. N 347. P. 662–665.
- De Paolo D. J., Linn A. M., Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the cordilleran Southwestern United States // J. Geophys. 1991. Res. 96. P. 2071–2088.
- Gerya T. V., Perchuk L. L. Geopath: a new computer program for geothermobarometry and related calculations with IBM PC // The 15th General meeting, Beijing. Abstracts. 1990. Vol. 2. P. 1010.
- Hollister L. S., Grissm G. C., Peters E. K. et al. Confirmation of the empirical correlation of the Al in hornblende with pressure of soeification of calcaline plutons // American Mineralogist. 1987. Vol. 72. P. 231–239.
- Kay R. W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. Vol. 4. P. 117–132.
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411–429.
- Martin H. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes // Rev. Bras. Geoc. 1987. Vol. 17. P. 360–365.
- Martin H., Smithies R. H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 1–24.
- McDonough W. F., Sun S. S., Ringwood A. E. et al. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon

and the evolution of the mantle of the Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. Vol. 56 (3). P. 1001–1012.

Mohan M., Kamber B. S., Piercey S. J. Boron and arsenic in highly evolved Archean felsic rocks: Implications for Archean subduction processes // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 2008. Vol. 274. P. 479–488.

Nagler T. F., Kramers J. D. Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian: models, data and the uncertainty of both // *Precambrian Research*. 1998. Vol. 91. P. 233–252.

Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B. Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds

// *Treatise on geochemistry*. Vol. 2. The Mantle and core. Elsevier, 2003. P. 172–260.

Sajona F. G., Maury R. C., Bellon H. et al. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 1007–1010.

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

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Светов Сергей Анатольевич

зам. директора, рук. лаборатории, докт. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

Гоголев Максим Александрович

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

Светова Алла Ивановна

старший научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

Назарова Татьяна Николаевна

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

Gogolev, Maxim

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

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

Nazarova, Tatyana

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

УДК 549.514.51 (470.22)

РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КВАРЦЕ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Е. Н. Светова, С. А. Светов, Л. А. Данилевская

Институт геологии Карельского научного центра РАН

В статье приводятся результаты прецизионного изучения распределения редких и редкоземельных элементов в кварце различного генезиса: магматическом, постмагматическом, гидротермальном, хемогенном, терригенно-метаморфогенном, пегматитовом. Выявлены существенные различия в геохимической характеристике кварца, установлены основные его геохимические (РЭ и РЗЭ) классификационные типы, коррелирующие с условиями минералообразования.

К л ю ч е в ы е с л о в а : кварц, редкие и редкоземельные элементы, LA-ICP-MS.

E. N. Svetova, S. A. Svetov, L. A. Danilevskaya. RARE AND RARE EARTH ELEMENTS IN QUARTZ AS INDICATORS OF MINEROGENESIS

The article presents the results of precision study of the distribution of rare and rare earth elements in various quartz types: magmatic, post-magmatic, hydrothermal, chemogenic, terrigenic-metamorphogenic, pegmatitic. Significant differences in quartz geochemical characteristics were detected, and the main geochemical types of quartz, which correlate with the minero genesis conditions, were classified (by RE and REE).

Key words : quartz, rare and rare earth elements, LA-ICP-MS.

Введение

Кварц, являясь сквозным минералом земной коры, входит в состав большинства магматических, осадочных и метаморфических пород и гидротермальных ассоциаций. Широкая распространенность кварца, его уникальная полигенность и полихронность, чувствительность к изменению условий кристаллизации обусловили возможность использования данного минерала в качестве модельного объекта для решения большого круга минералогических и геологических проблем, таких как типоморфизм и генетическая информативность минералов, геохимическая характеристика процессов гидротермального рудообразования, магнообразования и многих других

[Павлишин, 1983; Юргенсон, 1984; Раков, 2007; Лютоев, 2008 и др.]. Важное значение в таких исследованиях имеют сведения о составе и содержании всегда присутствующих в кварце элементов-примесей, как изоморфно входящих в кристаллическую решетку кварца, так и рассеянных, связанных с наличием субмикроскопических минеральных и флюидных включений. Материалами геохимических исследований кварца различных геологических образований показана правомерность использования геохимии рассеянных примесей в кварце в практике поисков золотого оруденения [Новгородова и др., 1984; Томиленко и др., 2008; Cao et al., 2010 и др.], при изучении вопросов, связанных с происхождением гранитоидов [Ляхович, 1991], установлена инди-

каторная роль элементов-примесей в кварце при реконструкции условий формирования разновозрастных магматических формаций и их эволюции в результате наложенных процессов [Гурбанов и др., 1999].

В настоящей работе приводятся новые данные о содержании редких и редкоземельных элементов-примесей в жильном и породообразующем кварце, позволившие выявить его геохимическую спецификацию на примере мезоархейских и палеопротерозойских породных комплексов Карело-Кольского региона.

Материал и методы

Основу исследования составили известные и геолого-петрологически изученные объекты, отражающие различные условия формирования породных парагенезов и, в частности, кварца, присутствующего в этих породных литотипах. Изучалась авторская коллекция, включающая генетически контрастные разновидности кварца: магматический и постмагматический, осадочно-хемогенный, гидротермальный, пегматитовый и терригенно-метаморфический.

Для характеристики *магматического* (первично магматического) кварца использованы пробы массивных андезитовых лав («кварцевых порфиров») сумийского возраста (Лехтинская структура, обр. Qp-26) и порфировых субвулканических дацитов лопия (адакитовый нект Игнойльской структуры, обр. Qp-25) [Светов, 2009]. В данных вулканических породах кварц формирует порфировые вкрапленники размером до 4–5 мм и является равновесной первично магматической фазой. Петрографическое изучение кварца показало отсутствие в нем минеральных включений и однородную внутреннюю структуру.

Постмагматический кварц изучен на примере кварцевых миндалин из массивных лавовых потоков андезитабазальтов сумийского возраста Эльмусской, Кумсинской и Семченской структур (обр. Qp-1, Qp-2, Qp-3). Миндалины представляют собой округлые образования (от 1–2 до 50 см в диаметре) в кровельных частях потока, имеют «слоистую» структуру. Сложены миндалины преимущественно кварцем (90 %), в незначительном количестве присутствуют серицит, хлорит.

Изучение *осадочно-хемогенного* кварца реализовано на примере мезоархейских силицитов – кремнистых образований, широко развитых среди вулканогенно-осадочных фаций древнейшей островодужной и океанической ассоциации Ведлозерско-Сегозерского

зеленокаменного пояса в пределах Койкарской (обр. Qp-23) и Эльмусской структур (обр. Qp-19, Qp-24). Формирование силицитов связано с поступлением кремнезема из вулканических очагов или высвобождением его из вулканических пород при поствулканических процессах. Характерным диагностическим признаком силицитов является их афанитовый облик, выделяются слоистые, однородные массивные, сливные и конкреционные разности, между которыми существуют взаимопереходы [Рыбаков, Светова, 1975; Светова, 1988]. Породы имеют светло-серую, зеленовато-серую, реже красноватую окраску, обусловленную примесью тонкорассеянного органического вещества, соединений железа. В минеральном составе силицитов преобладает тонкозернистый халцедон (частично перекристаллизованный в ходе регионального метаморфизма в кварц, составляет породу на 75–80 %), в виде примесей и отдельных метаморфических включений присутствуют серицит, альбит, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит. В качестве акцессорных минералов выявлено небольшое количество зерен терригенного циркона (чаще всего осколков зерен, имеющих деформированные, окатанные, корродированные формы), а также редкие минеральные индивиды группы фергюсонита-самарскита (ниобаты).

Гидротермальный кварц в коллекции представлен пробами различных типов кварца кварцево-жильных проявлений и месторождений Карело-Кольской кварценозной провинции. Изучен молочно-белый катаклазированный кварц месторождения Фенькина-Лампи, образованный в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма и претерпевший кристаллизационные изменения с понижением температур. Проанализированный первичный кварц (обр. Ф-32) характеризуется повышенной газонасыщенностью, фрагментарной, мозаичной микроструктурой и наличием сети мелких прожилков с вторичным мелкозернистым, грануломорфным прозрачным кварцем и кристаллами в полостях. Частично гранулированный полупрозрачный кварц (обр. 636) из линзовидной жилы, локализованной в кварц-мусковитовых сланцах пачки В [Бельков, 1963] Хребта Серповидного (Большие Кейвы), сформирован в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма и характеризуется гетеробластовой структурой с проявлением собирательной рекристаллизации, низкой газонасыщенностью. Изучен также жильный серовато-белый полупрозрачный кварц с гранобластовой равновесной структурой (близкий к гранулированному) из небольшой субсогласной кварцевой жилы в слюди-

стых сланцах района Юханкоски (обр. Ю-2, Приладожье). Кроме того, исследован молочно-белый кварц из поздних гидротермальных жил Эльмусской (Qp-20) и Койкарской структур (Qp-22), имеющих золоторудную специализацию [Иващенко, Голубев, 2011].

Характеристика *пегматитового* кварца основана на изучении молочно-белого кварца месторождения мусковитовых пегматитов Риколатва, отобранного из отвалов шахт (обр. РКЛ-1). Это типичный кварц для данного типа месторождений Беломорской пегматитовой провинции, слагающий блоковые участки ядерных частей жил. Для кварца характерны молочно-белая окраска, обусловленная повышенной газонасыщенностью, и проявление перекристаллизации с укрупнением зерен. Пластические деформации наблюдаются в виде факелов и пластинок деформации, облачного, прерывистого погасания одновременно с блокованием.

В качестве дополнительных объектов для сопоставления нами были изучены пробы кварца *терригенно-метаморфического* происхождения из: суперзрелых палеопротерозойских кварцитов Шокшинской структуры (обр. Q-18); серых плотных кварцитов месторождения Рижгубское (Кольский п-ов), входящих в состав туфогенно-осадочной толщи имандраварзугской серии мезопротерозоя, образованных в условиях неглубокого бассейна и метаморфизованных в условиях низкотемпературной хлорит-актинолитовой фации метаморфизма (обр. РЖ-3); темно-серых плотных ятулийских кварцитов п-ова Питкяниеми (Малое Янисъярви, Северное Приладожье, обр. ПТ-15), сформированных в условиях начальных стадий метаморфизма зеленосланцевой фации.

Исследования включали несколько этапов. На предварительной стадии использовался комплекс методов минералого-литологического и петрографического исследования, позволивший уточнить и дополнить геологическую и генетическую характеристику исходных объектов. Для контроля фазовой чистоты некоторые образцы кварца проанализированы рентгенофазовым методом. Далее выполнялись аналитические работы, основанные на прецизионном изучении содержания редких и редкоземельных элементов в кварце методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в сочетании с лазерной абляцией проб (LA-ICP-MS). Микроэлементный состав кварца изучен на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES-2 фирмы Terhmo scientific с приставкой лазерной абляции UP-266 Macro

фирмы New Wave research (лазер Nd:YAG, длина волны излучения 266 нм, энергия импульса – 0,133 мДж, скорость сканирования – 70 мкм/с, частота повторения импульса 10 Гц, диаметр пятна абляции – 515 мкм). Расчет концентрации элементов производился методом внешней калибровки с использованием стандартного образца NIST 612. В ходе анализа выполнялось определение 42 рассеянных элементов: Li, Be, Sc, Ti, V, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ag, In, Sn, Sb, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Au, Th, U. Погрешность определения концентраций большинства элементов не превышала 15 %.

Пробоподготовка включала изготовление пластинок из образцов кварца размером до 1×1 см, для эксперимента выбирались участки кварца, имеющие максимально гомогенное строение с минимальным количеством минеральных включений. Для очистки возможного лабораторного загрязнения поверхности исследуемого образца в ходе предварительных исследований верхняя часть пробы испарялась холостым проходом лазера без проведения измерений (с идентичными параметрами его работы).

Для получения статистически достоверных результатов измерение концентраций элементов проводилось по профилю в пяти точках каждой пробы. По результатам исследования была сформирована база данных, включающая более 100 прецизионных определений.

Обсуждение результатов

По данным прецизионного LA-ICP-MS анализа кварц всех изучаемых генетических групп содержит широкий набор элементов-примесей (табл.). Отмечаются существенные вариации концентрации отдельных элементов в разных генетических типах кварца. Наиболее значимые отличия в концентрациях выявлены для флюид-мобильных элементов (Be, Li, As), транзитных (Cu), высокозарядных (Sc, Y, Zr, Nb, Ti) и крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, Sr), что, несомненно, связано с условиями кристаллизации кварцевой фазы.

На спайдерграммах содержаний элементов-примесей в исследуемых пробах кварца, нормированных к составу верхней континентальной коры [McLennan, 2001], видны значительные отличия как в топологии трендов (уровне концентрации редких, редкоземельных элементов), так и характере наблюдаемых аномалий (рис. 1).

Содержание редких и редкоземельных элементов в породообразующем и жильном кварце по данным LA-ICP-MS анализа, ppm

Элемент	Магматический		Постмагматический			Осадочно-хемогенный				Терригенно-метаморфогенный			Гидротермальный					Пегматитовый
	Qp-26	Qp-25	Qp-3	Qp-1	Qp-2	Qp-24	Qp-23	Qp-19	Qp-18	ПТ-15	РЖ-3	636	Ю-2	Ф-32	Qp-22	Qp-20		
Li	12,3	5,75	3,78	5,54	6,32	5,59	5,95	4,35	6,43	6,03	5,12	46,5	31,9	10,4	0,89	1,06	64,9	
Be	3,54	1,73	0,10	0,10	0,17	1,86	1,56	1,21	0,32	0,67	0,23	0,03	0,06	0,02	0,02	0,00	0,20	
Sc	23,4	17,1	31,3	32,7	30,3	17,9	18,6	12,3	23,8	23,3	18,6	20,8	23,2	81,1	22,8	14,2	52,8	
Ti	524	51,7	45,0	66,2	73,6	20,6	410,1	18,6	37,1	230	100	6,1	9,9	9,1	1,5	1,9	6,9	
V	9,6	3,3	0,1	0,6	3,9	0,5	0,6	0,4	3,7	74,7	18,8	1,9	2,2	3,6	1,1	0,2	2,4	
Co	1,27	1,38	0,22	0,26	0,39	0,07	0,44	0,05	0,89	1,84	3,33	0,15	0,30	0,27	0,08	0,15	0,16	
Ni	9,54	7,62	7,98	9,18	9,42	3,86	5,34	3,40	14,0	14,9	13,1	10,9	20,1	30,0	12,4	8,18	22,0	
Cu	1,50	1,13	12,7	13,8	13,66	0,31	1,19	0,75	3,23	28,4	5,00	3,20	11,9	17,5	1,58	0,43	7,69	
Zn	15,2	5,47	2,00	3,63	3,42	10,7	5,29	7,98	7,32	75,7	18,6	4,04	18,6	15,8	1,14	0,76	13,0	
Ga	13,5	15,4	0,22	3,07	0,92	16,6	12,1	13,2	2,69	5,39	3,06	0,33	0,27	0,68	0,04	0,04	0,27	
Ge	1,08	1,18	0,57	4,98	3,71	1,12	1,49	0,92	0,80	1,24	1,09	0,63	1,21	0,89	0,28	0,17	2,01	
As	0,18	1,25	2,90	3,29	4,07	1,36	1,30	0,62	0,54	1,66	1,22	0,36	0,44	8,66	0,94	0,24	3,63	
Rb	162	19,4	0,92	1,00	13,2	71,1	91,2	84,9	18,5	12,5	15,9	0,89	1,00	1,63	0,33	0,14	1,10	
Sr	39,3	200	0,88	0,95	0,50	35,7	16,7	20,5	5,59	24,9	33,8	1,51	1,83	11,7	3,63	3,91	1,92	
Y	12,8	7,96	0,04	0,12	0,19	28,5	80,5	20,2	1,97	32,8	6,22	0,19	0,16	0,25	0,08	0,04	0,09	
Zr	108	60,8	0,13	0,27	0,58	99	340	100	54,4	288	26,7	0,60	1,35	1,45	0,11	0,07	0,67	
Nb	10,9	8,26	0,05	0,08	0,52	19,7	34,2	7,59	0,47	5,09	1,57	0,20	0,20	0,32	0,01	0,02	0,16	
Ag	0,04	0,04	0,52	0,58	0,72	0,04	0,07	0,03	0,04	0,15	0,23	0,03	0,06	0,17	0,03	0,03	0,10	
In	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	
Sn	2,89	1,04	1,22	1,45	1,15	1,60	1,15	0,80	0,24	1,78	1,17	0,63	2,25	2,21	0,08	0,07	0,91	
Sb	0,03	0,10	0,03	0,21	0,06	0,77	1,19	0,48	0,10	0,29	0,31	0,15	0,21	0,37	0,03	0,11	0,11	
Ba	580	340	1,99	0,39	21,4	217	729	260	201	294	61,9	2,36	3,14	21,0	7,19	0,56	1,95	
La	10,6	4,06	0,06	0,22	0,12	0,94	38,3	0,43	1,47	2,62	9,01	0,73	0,68	1,06	0,04	0,01	0,67	
Ce	14,7	7,40	0,03	0,22	0,15	3,45	85,1	1,71	4,41	6,38	18,4	0,62	0,66	0,96	0,12	0,02	0,32	
Pr	1,50	1,07	0,02	0,03	0,02	0,47	11,1	0,21	0,40	1,19	2,33	0,14	0,07	0,12	0,01	0,01	0,06	
Nd	5,63	3,92	0,03	1,14	0,09	2,01	44,9	0,92	1,34	6,14	8,91	0,28	0,26	0,34	0,03	0,01	0,22	
Sm	1,12	0,75	0,002	0,05	0,01	1,41	10,3	0,60	0,22	2,34	1,73	0,10	0,03	0,05	0,01	0,003	0,02	
Eu	0,95	0,64	0,01	0,01	0,01	0,45	1,40	0,36	0,18	0,66	0,43	0,04	0,02	0,05	0,02	0,004	0,01	
Gd	1,44	0,75	0,01	0,02	0,04	2,92	12,5	1,24	0,25	4,11	1,65	0,05	0,04	0,09	0,02	0,01	0,02	
Tb	0,25	0,13	0,002	0,003	0,003	0,74	1,71	0,37	0,04	0,71	0,23	0,013	0,005	0,006	0,001	0,001	0,006	
Dy	1,64	0,96	0,004	0,026	0,038	5,13	11,6	2,79	0,33	5,01	1,16	0,052	0,023	0,035	0,005	0,002	0,019	
Ho	0,44	0,25	0,004	0,003	0,009	1,10	2,61	0,0	0,07	1,02	0,22	0,005	0,004	0,010	0,001	0,001	0,002	
Er	1,40	0,85	0,004	0,004	0,022	3,04	8,71	2,29	0,23	2,54	0,63	0,016	0,007	0,018	0,006	0,001	0,009	
Tm	0,25	0,16	0,001	0,004	0,006	0,44	1,44	0,41	0,04	0,35	0,11	0,004	0,002	0,002	0,001	0,000	0,001	
Yb	1,80	1,10	0,002	0,006	0,016	2,88	10,5	2,89	0,34	2,18	1,09	0,020	0,008	0,017	0,006	0,001	0,006	
Lu	0,29	0,13	0,000	0,002	0,003	0,40	1,61	0,45	0,05	0,31	0,11	0,004	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	
Hf	4,37	2,77	0,003	0,011	0,020	5,56	13,5	5,19	1,57	8,73	0,73	0,02	0,04	0,05	0,001	0,002	0,01	
Ta	2,86	1,43	0,007	0,004	0,21	2,85	5,47	2,26	0,61	0,95	0,22	0,02	0,02	0,03	0,002	0,001	0,01	
Th	6,09	11,6	0,02	0,15	0,12	13,6	24,1	4,19	1,44	18,7	2,61	0,14	0,09	0,26	0,008	0,005	0,13	
U	0,76	3,28	0,01	0,07	0,21	1,30	3,00	1,09	0,36	3,15	1,07	0,06	0,04	0,21	0,003	0,022	0,06	
Ce/Ce*	0,79	0,85	0,23	0,57	0,72	1,26	1,00	1,38	1,38	0,88	0,96	0,44	0,59	0,54	1,3	0,77	0,30	

Примечание. Анализы выполнены методом LA-ICP-MS в Институте геологии КарНЦ РАН (аналитик А. С. Парамонов). Значения концентраций элементов усреднены по данным пяти измерений для каждой пробы.

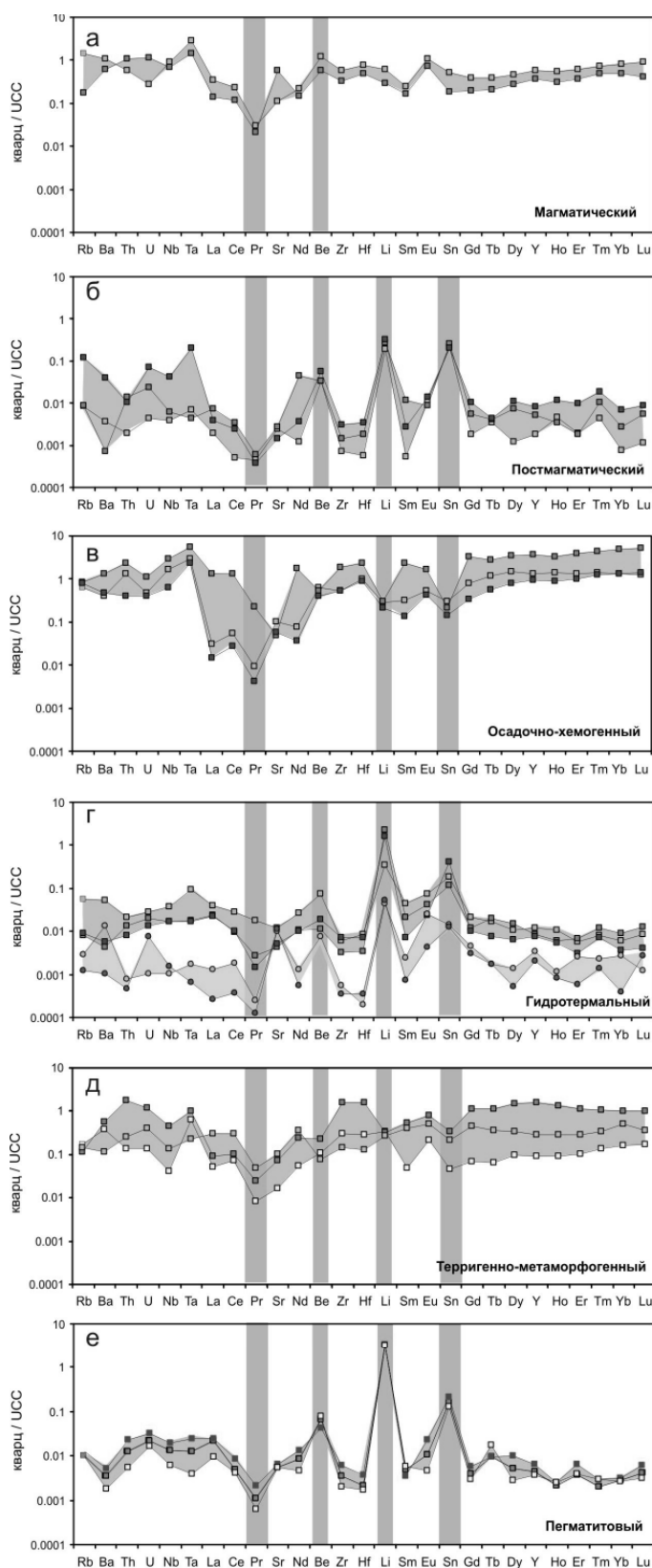


Рис. 1. Нормированные к верхней континентальной коре [McLennan, 2001] концентрации элементов примесей в генетически различных типах кварца

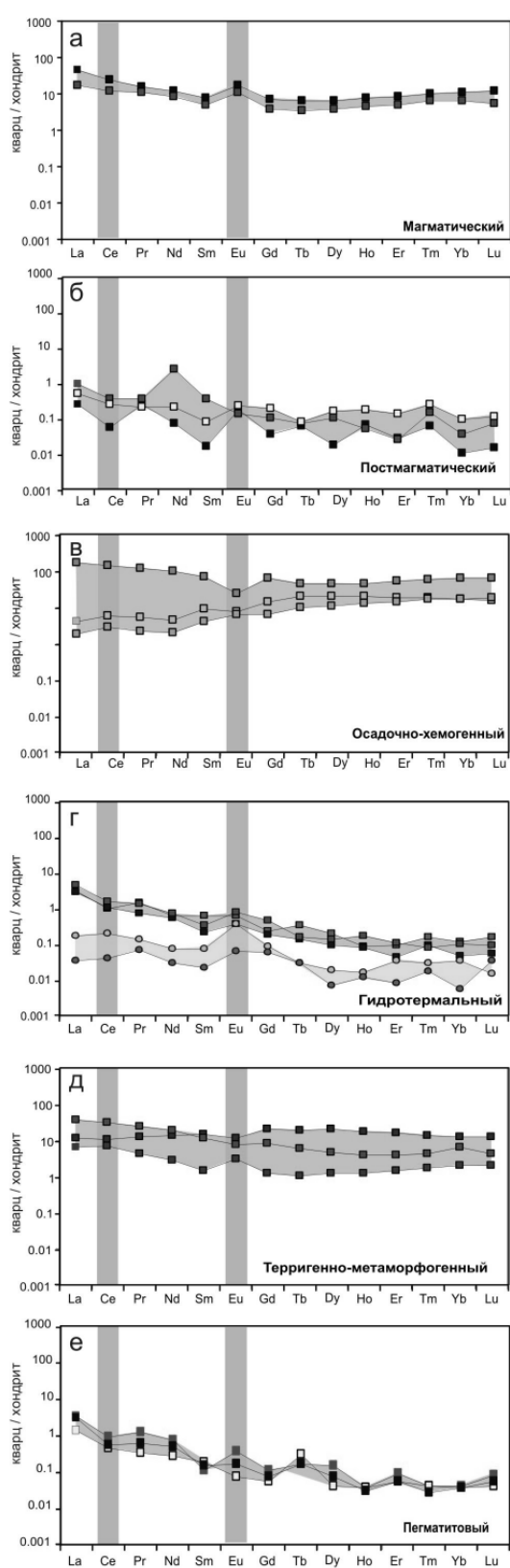


Рис. 2. Нормированные на хондрит [Sun, McDonough 1989] спектры распределения РЗЭ в генетически различных типах кварца

Рассмотрим особенности основных типов кварца с учетом характеристических элементных концентраций и величины цериевой аномалии Ce/Ce^* , где Ce – нормированное на хондрит содержание Ce , Ce^* – среднее значение между нормированными на хондрит концентрациями La и Pr .

Магматический кварц. Содержит минимальное количество примесных минеральных включений ($<1\%$). Для кварца характерны высокие концентрации Ba (340–580 ppm), Zr (60–108 ppm), Sr , Th , Ta , Hf . На спайдерграммах проявлены отчетливый минимум по Pr и максимумы по Ta , Be и Eu (рис. 1, а). Содержание РЭ и РЗЭ в магматическом кварце находится на уровне состава верхней континентальной коры. Нормированное на хондрит распределение РЗЭ в магматическом кварце является слабофракционированным, отмечается обогащенность легкими РЗЭ и выраженная европиевая аномалия, уровень содержания РЗЭ превышает хондритовый на порядок (рис. 2, а). Величина цериевой аномалии Ce/Ce^* для проб магматического кварца составляет 0,79–0,85, что сопоставимо с характеристикой вмещающих пород, испытавших незначительные метаморфические преобразования.

Постмагматический кварц. Содержит незначительную примесь серицита, хлорита (до 10 %). Для данного типа кварца характерны низкие концентрации Ba (0,4–21 ppm), Nb (<1 ppm) и всех РЗЭ. Содержание РЭ и РЗЭ значительно ниже их концентраций в верхней континентальной коре. Спектры имеют отчетливые минимумы по Ba , Th , Pr , Sm , Yb и максимумы по Be , Li , Sn (рис. 1, б). Нормированное к хондриту распределение РЗЭ в постмагматическом кварце является фракционированным, отмечается незначительная обогащенность легкими РЗЭ, присутствует слабопроявленная положительная европиевая аномалия (рис. 2, б). Уровень содержания РЗЭ в постмагматическом кварце на один-два порядка ниже уровня хондрита. Величина цериевой аномалии Ce/Ce^* составляет 0,23–0,72, что свидетельствует об обедненности постмагматической системы примесными элементами.

Осадочно-хемогенный кварц. Содержит такие примесные минеральные фазы, как серицит, альбит, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит (около 20 %). На спайдерграммах силицитов отчетливо фиксируются минимумы по Pr , Li , Sn (рис. 1, в). Содержание РЭ и РЗЭ в хемогенном кварце соответствует или несколько ниже состава верхней континентальной коры. Отдельные пробы отличаются аномально высокими концентрациями Zr (до 340 ppm), что свя-

зано с присутствием терригенного циркона в аксессуарной фазе силицитов. Нормированное на хондрит распределение РЗЭ в силицитах является слабофракционированным, отмечается как слабая обогащенность (обр. Qp-23), так и обедненность легкими РЗЭ (обр. Qp-19, Q-24), общий уровень содержания РЗЭ выше хондритового на один-два порядка (рис. 2, в). Величина цериевой аномалии Ce/Ce^* варьирует от 1 до 1,38, что согласуется с данными по силицитам в целом.

Гидротермальный кварц. По распределению элементов-примесей близок характеристике постмагматического кварца. Отличается низкими концентрациями примесных минеральных фаз. На спайдерграммах отчетливо выделяются 2 группы кварца, отличающиеся уровнем содержания рассеянных элементов, но имеющие близкую топологию спектра (рис. 1, г). В группу кварца с более высоким содержанием рассеянных элементов объединены кварцевые пробы безрудных жил (обр. Ф-32, 636, Ю-2). В кварце гидротермальных жил, связанных с золоторудной минерализацией (обр. Qp-20, Qp-22), содержание рассеянных элементов-примесей на порядок меньше. Подобная закономерность отмечалась и другими авторами, в частности, при изучении РЗЭ в кварце золоторудного месторождения Shihu (Северный Китай) [Cao et al., 2010]. Для спектров распределения рассеянных элементов в рудном и безрудном кварце характерны общие положительные аномалии по Be , Li , Sn и отчетливые минимумы по Pr , Zr , Hf , Sm , что является типичным для жильного кварца некоторых других объектов, например, позднедевонских гидротермальных жил провинции Twin Hills (Северо-Восточная Австралия) [Uysal et al., 2011]. Уровень содержания РЭ и РЗЭ в гидротермальном кварце на один – три порядка ниже, чем в верхней континентальной коре. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту в гидротермальном кварце, является слабофракционированным, отмечаются обогащенность легкими РЗЭ и слабо выраженная положительная европиевая аномалия, общий уровень содержания РЗЭ близок к хондритовому или несколько ниже (рис. 2, г). Значение цериевой аномалии Ce/Ce^* в изученных пробах гидротермального кварца максимально варьирует от 0,4 до 1,3.

Терригенно-метаморфогенный кварц. На спайдерграммах терригенно-метаморфогенного кварца проявлены отчетливые минимумы по Pr , Be , Sn и максимумы по Ba , Ta , Zr , Hf (рис. 1, д). Содержание РЭ и РЗЭ находится чуть ниже уровня состава верхней континентальной коры.

Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту в терригенно-метаморфогенном кварце, не фракционировано (рис. 2, д), общий уровень содержания РЗЭ превышает хондритовый на порядок. Значение Ce/Ce^* для кварца и кварцитов идентично и составляет 0,88–1,38.

Пегматитовый кварц. На спайдерграммах отчетливо проявлены положительные аномалии Be, Li, Sn и отрицательные Ba, Pr, Zr, Hf, Sm, что подобно спектрам, описывающим распределение элементов-примесей в гидротермальном и постмагматическом кварце (рис. 1, е). По уровню содержания РЭ и РЗЭ пегматитовый кварц также близок к гидротермальному и постмагматическому. Нормированное на хондрит распределение РЗЭ в пегматитовом кварце является слабофракционированным, отмечается обогащенность легкими РЗЭ (рис. 2, е). Общий уровень содержания РЗЭ несколько ниже хондритового. Величина цериевой аномалии составляет 0,3, что свидетельствует о значительном обеднении системы и возможном выносе рассеянных элементов.

Приведенные данные свидетельствуют о существовании вполне определенных отличий в геохимических особенностях кварца, что непосредственно коррелирует с составом и количеством ультрамелких примесных минеральных фаз в кварце и отражает специфические условия кристаллизации.

Выводы

Таким образом, по результатам LA-ICP-MS анализа порообразующего и жильного кварца выявлены основные закономерности в распределении редких и редкоземельных элементов в генетически контрастных кварцевых разновидностях. На примере исследуемой коллекции можно выделить три характеристические геохимические группы кварца, отличающиеся как по степени обогащенности редкими и редкоземельными элементами, так и по характеру соотношений их концентраций. Первая группа представлена магматическим кварцем, вторая объединяет гидротермальный, постмагматический и пегматитовый кварц, третью группу образует кварц хемогенного и терригенно-метаморфогенного происхождения. Выявленная геохимическая спецификация кварца связана с наличием в нем ультрамелких минеральных твердых и флюидных включений, отражающих «геохимический фон» определенной минералообразующей среды. Показано, что наиболее чистым (по содержанию минеральных включений) и геохимически более «стерильным» является кварц гидротермальных

жил, пегматитов и кварц, сформированный на постмагматической стадии вулканической деятельности, что обусловлено обедненностью гидротермальных и постмагматических систем высокозарядными и редкоземельными элементами.

Установлены различия в геохимическом характере кварца гидротермальных жил, имеющих золоторудную специализацию, и кварца безрудных объектов, которые проявляются в контрастных уровнях концентрации редких и редкоземельных элементов, что может стать важным маркером золоторудной минерализации при гидротермальных процессах. Однако для более убедительных и корректных выводов об индикаторной роли рассеянных элементов необходимо проведение детальных исследований.

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что данные о содержании и распределении рассеянных элементов в кварце могут быть использованы в качестве геохимического маркера при реконструкции условий минералообразования в магматических, метаморфических и гидротермальных системах, а также использоваться в ходе литологического изучения терригенно-осадочных породных комплексов при анализе источников поступления обломочного материала.

Литература

- Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 320 с.
- Гурбанов А. Г., Чернуха Ф. П., Кошуг Д. Г. и др. ЭПР спектроскопия и геохимия порообразующего кварца из пород разновозрастных магматических формаций Большого Кавказа как индикатор наложенных процессов // Геохимия. 1999. № 6. С. 589–604.
- Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. 369 с.
- Лютеев В. П. Генетическое и материаловедческое значение структурных дефектов в кристаллозернистом кварце // Минералы и минералообразование, структура, разнообразие и эволюция минерального мира, роль минералов в происхождении и развитии жизни, биоминеральные взаимодействия. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 124–189.
- Ляхович Т. Т. Геохимические особенности кварца гранитоидов корового и мантийного происхождения // Геохимия. 1991. № 2. С. 288–291.
- Новгородова М. И., Веретенников В. М., Боярская Р. В., Дрынкин В. И. Геохимия элементов-примесей в золотоносном кварце // Геохимия. 1984. № 3. С. 370–383.
- Павлишин В. И. Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. Киев: Наукова Думка, 1983. 233 с.

Раков Л. Т. Научные основы применения структурных дефектов в кварце в качестве индикатора минералообразования: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2007. 46 с.

Рыбаков С. И., Светова А. И. Конкреции в вулканогенно-осадочных отложениях раннего протерозоя Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 1. С. 161–166.

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

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

Томиленко А. А., Гибшер Н. А., Козьменко О. А. и др. Лантаноиды во флюидных включениях, кварце и зеленых сланцах из золотоносных и безрудных кварцево-жильных зон Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский Кряж, Россия // Геохимия. 2008. № 4. С. 438–444.

Юргенсон Г. А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 1984. 149 с.

Cao Y., Li Sh., Yao M., Zhang H. Significance of quartz REE geochemistry, Shihu gold deposit, western Hebei Province, North China, using LA-ICP-MS // Frontiers of earth science in China. 2010. Vol. 4, N3. P. 337–344.

McLennan S. M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems 2, 2001. Art. No. 2000GC000109.

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.

Uysal T., Gasparon M., Bolhar R. et al. Trace element composition of near-surface silica deposits – A powerful tool for detecting hydrothermal mineral and energy resources // Chemical Geology. 2011. N 280. P. 154–169.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Светова Евгения Николаевна

старший научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: ensvetova@igkrc.ru

Светов Сергей Анатольевич

зам. директора, рук. лаборатории, докт. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru
тел. (8142) 782753

Данилевская Людмила Александровна

старший научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: danilevs@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 768092

Svetova, Evgeniya

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

Svetov, Sergey

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

Danilevskaya, Lyudmila

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: danilevs@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 768092

УДК 553.9+001.8

БИОГЕННАЯ ГИПОТЕЗА ГЕНЕЗИСА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАСАПРОПЕЛИТОВ

М. М. Филиппов

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Изложены методологические принципы научной дискуссии по проблемам генезиса высокоуглеродистых пород (метасапропелитов) нижнего протерозоя Онежской структуры. Проанализированы доводы сторонников биогенной гипотезы с включением диапировой модели формирования залежей максовитов и шунгитов. Породы представлены как следствие многоэтапного процесса – от накопления сапропелевых осадков до дифференциации органоминерального вещества по плотности при развитии складок нагнетания. Рассмотрена возможность открытия крупных залежей максовитов на территории Толвуйской синклинали. Представлен краткий анализ доводов сторонников абиогенной гипотезы.

Ключевые слова: метасапропелиты, шунгит, максовит, шунгитоносные породы, нижний протерозой, генезис, методология исследования, биогенная гипотеза, диапировая модель.

M. M. Filippov. THE BIOGENIC HYPOTHESIS OF THE GENESIS OF PALEOPROTEROZOIC METASAPROPELITE

The author discusses the methodology of the diapir model – a new hypothesis of the genesis of maxovites and shungites. The rocks appear as the result of a complex multistage process: from accumulation of sapropel matter to its differentiation by density as diapirs developed. Comprehensive consideration of all arguments in support of application of the diapir model to the geochemical, lithological, and geological (structural localization) aspects of shungite matter, shungite bearing rocks, and their deposits leads to the conclusion that the biogenic hypothesis is more relevant than the non-biogenic one.

Key words: metasapropelite, shungite, maxovite, shungite bearing rocks, the Paleoproterozoic, genesis, research methodology, biogenic hypothesis, diapir model.

Введение

Научный и практический интерес к шунгитоносным породам и твердым битумам протерозоя Карелии выражается в многочисленных публикациях как в отечественных, так и в зарубежных изданиях. Это не случайно, поскольку до настоящего времени в полной мере не исследован генезис органического вещества (ОВ), которое

из-за высокой степени углефикации утратило многие генетические признаки. Породы, содержащие шунгитовое вещество*, востребованы практикой, поэтому важно понять закономерности формирования и локализации залежей, факторы метаморфизма, определяющего направления их использования. За длительную

* Шунгитовое вещество – ОВ, находящееся на апоантрацитовый стадии углефикации.

историю изучения шунгитоносных пород сформулировано несколько гипотез их генезиса, однако полноценная и развернутая дискуссия по этой проблеме до сих пор не состоялась. Приходится сталкиваться с тем, что в ряде публикаций дается взаимоисключающая интерпретация одних и тех же фактов, приводятся расплывчатые доводы в пользу высказываемых мнений, нередко точка зрения абсолютно не подкреплена объективной информацией. Авторы допускают вольное обращение с терминами и базовыми понятиями, выводы в некоторых публикациях носят налет наивного мифотворчества. Широкое обсуждение нерешенных вопросов, к сожалению, до настоящего времени не проведено даже на специальных конференциях [Углеродсодержащие формации..., 1998; Органическая минералогия, 2005], поскольку их программы были перегружены, тематика очень разнообразная, для работы «круглых столов» отводилось ограниченное время. Все это не способствовало выработке общепринятых терминов, отбору достоверных фактов и, в конечном счете, развитию базовых гипотез. В статье с позиций биогенной гипотезы изложены основные методологические принципы и способы организации экспериментальных и теоретических исследований метасапропелитов Онежской структуры, что, по мнению автора, позволит начать профессиональное, непредвзятое обсуждение, продвигнуться в решении проблемы генезиса шунгитового вещества, шунгитоносных пород и их месторождений.

Система доказательств в биогенной гипотезе генезиса шунгитов и максовитов*

Основная масса шунгитового вещества заключена в верхней подсвите заонежской свиты лудиковийского надгоризонта Онежской синклинирной структуры, расположенной на юго-востоке Карельского кратона. На архейском основании залегают осадочно-вулканогенные образования карельского комплекса: морские ятулийские и заонежские, субаэральные суйсарские и калевийские, общей мощностью до 3,0 км. По мнению ряда исследователей [Геология..., 1982; Билибина и др., 1991; Ахмедов, 1997], структура является наложенной прото-платформенной впадиной, контролируемой системой глубинных разломов; другие исследователи рассматривают ее как часть долгожи-

вущей рифтовой системы [Суйсарский..., 1999], либо как не получивший развития авлакоген, геодинамически связанный с лудиковийскими структурами растяжения коры [Хейсканен, 1990]. Осадконакопление сопровождалось базальтовым платформенным вулканизмом и разнообразным вулканизмом рифтогенного типа. Возраст лудиковийского надгоризонта определен (РМСК 1992 г.) интервалом 2080 ± 20 млн лет – нижний и 1950 ± 10 млн лет – верхний. Накопление ОВ приурочено к формированию глинисто-карбонатных осадков и происходило в условиях мелководного бассейна. На территории Толвуйской синклинали в подсвите выделено три пачки углеродсодержащих пород и девять горизонтов с содержанием $C_{орг}$ более 20 % [Михайлов, Купряков, 1985]. Первая пачка – туфогенно-осадочные породы с карбонатными прослоями и сульфидной вкрапленностью, покровы и отдельные потоки базальтов и андезитобазальтов, базальтовые туфы и туффиты [Геология..., 1982]. В пачке выделено три горизонта углеродсодержащих пород мощностью от 12 до 35 м, среди которых известны локальные залежи метасапропелитов с содержанием углерода до 45 %. Вторая пачка – углеродсодержащие алевролиты, кварц-серицит-биотитовые породы, доломиты, лидиты, силлы габбродолеритов. В ней шесть горизонтов метасапропелитов мощностью от 5 до 20 м, среди которых также известны локальные залежи метасапропелитов с содержанием $C_{орг}$ 15–80 %. Третья пачка сложена туфоконгломератами, углеродсодержащими алевролитами, кварц-биотит-серицитовыми, биотит-альбит-кварцевыми породами с прослоями доломитов. Горизонты высокоуглеродистых пород не обнаружены. Мощность верхней подсвиты 600–650 м. Все породы дислоцированы и испытали метаморфизм фации зеленых сланцев.

Месторождения максовитов представлены купольными телами и детально изучены на примере Максовского месторождения. В структурном отношении это близкая к изометричной антиклинальная складка четвертого порядка, которая в центральной части имеет амплитуду до 120 м. Складка приурочена к антиклинальной структуре третьего порядка (к Максовскому валу Толвуйской синклинали), имеет зональность в распределении углерода и минерального вещества. Особенности строения тел шунгитов достаточно полно исследованы на примере месторождения Шуньга. Это субпластовые тела небольшой мощности (до 4,5 м), субсогласные с вмещающими породами, слагающими северо-восточное крыло антиклинальной складки третьего порядка Хмельозерской синклинали.

* Максовиты и шунгиты – шунгитоносные породы (метасапропелиты), содержат соответственно 10–45 и 45–80 % углерода (шунгитового вещества), плотные, пелитоморфные. Максовиты – массивные и брекчированные, шунгиты имеют параллелепипедальную отдельность, напоминают антрацит.

За длительную историю изучения шунгитоносных пород получен обширный материал, подтверждающий биогенную природу ОБ метасапропелитов. Н. И. Рябов [1933] рассматривал шунгиты как древнейшие органогенные образования – сапропелиты. Н. А. Орлов и др. [1934] высказали предположение о прижизненном накоплении V и Ni «морскими растениями и животными». Я. Э. Юдович и М. П. Кетрис [1988] на основе геохимических признаков (содержание биофильных элементов) обосновали аналогию между шунгитоносными породами протерозоя Карелии и сапропелитами разного возраста. К. Ранкама [Rankama, 1948], опираясь на методологически выдержанный анализ изотопного состава широкого круга природных ОБ, сделал вывод о биогенном происхождении шунгитов Шуньгского месторождения. П. А. Борисов [1956] считал, что шунгитоносные породы – это метаморфизованные сапропелиты; их накопление проходило «в обстановке стоячих мелководных водоемов», где интенсивно развивалась примитивная жизнь, преимущественно водоросли. Осадки «постоянно обогащались растительными остатками богатой флоры»; в дальнейшем превращались в «сапропели» и «битуминозные» породы. А. В. Сидоренко и С. А. Сидоренко [1971] обосновали аналогию накопления ОБ в докембрии и в фанерозое. Шунгитоносные породы отнесены к биолитогенным образованиям; среди аналогов шунгитоносных пород названы сапропелевые осадки Черного моря, горючие сланцы формации Грин-Ривер, сланцы Волжско-Печерского региона, кукурситы Эстонии, протерозойские сланцы Оутокумпу, т. е. доманикоидные формации разного возраста. Для доказательства биогенного происхождения шунгитового вещества использован состав остаточных битумоидов. Микрофоссилии в шунгитоносных породах впервые обнаружены В. И. Горловым в 1965 г. [1984]. Среди факторов, способствовавших накоплению ОБ, указываются: вулканизм и активные поствулканические процессы, благоприятный температурный режим и фациальные условия осадконакопления, сорбция ОБ глинистыми частицами. А. Г. Вологдин [1970] в шунгитоносных породах заонежской свиты идентифицировал два семейства сине-зеленых водорослей. Г. С. Калмыков [1974] подтвердил присутствие фоссилий в максовитах и указал, что породы прошли путь «от рыхлого сапропелевого осадка... через песчано-глинисто-карбонатные горючие сланцы до современного шунгита – метаморфического сланца». С. И. Жмур и др. [1993]

главным источником ОБ морских сланцев, начиная с раннего протерозоя до неогена, считают цианобактериальные маты, которые развивались в прибрежно-морских условиях (сублитораль, литораль, супралитораль) с глубинами, где возможен фотосинтез. В диагенезе преобразование первичной биомассы, осуществляемое сульфатредукторами и метаногенами, проходило в анаэробных условиях, в основном, по пути липидизации, гумификации и полимеризации, ведущему к образованию керогена с высоким нефтяным потенциалом. В хлороформенном экстракте из максовитов Зажогинского месторождения выявлено [Бондарь и др., 1987] унимодальное распределение n -алканов с максимумом на C_{15} , отношение низших изопреноидов к сумме содержания пристана и фитана >1 , отношение суммы пристан+фитан к сумме нормальных алканов C_{17} и C_{18} составляет 1,46, что типично для категенетически зрелого биогенного ОБ. В максовитах обнаружены жирные кислоты, главным образом C_9 – C_{18} , характерные для липидов низших водных организмов. По И. Р. Клесменту, Е. Б. Бондарю [1988], «высокая биопродуктивность фитопланктона 1,9–2,3 млрд лет тому назад была обусловлена переходом от атмосферы бескислородной к атмосфере окислительной». Предполагается, что часть ОБ имеет бактериальное происхождение. Б. Миком и др. [Myske et al., 1987] зафиксированы стераны (C_{29}), чье происхождение обычно связывают с цианобактериями или примитивными водорослями. Аналогичные данные получены в исследовании разреза Онежской параметрической скважины [Тарханов, Фрик, 2011].

Важным генетическим признаком древнего ОБ является изотопный состав углерода. Метасапропелиты Максовского месторождения имеют среднее значение $\delta^{13}C$ $-26,61$ ‰, шунгиты Шуньгского месторождения $-37,37$ ‰, шунгитовое вещество природного кокса участка Декнаволоок $-43,3$ ‰ [Melezhik et al., 1999]. Основной причиной фракционирования изотопов углерода сапропелитов является жизнедеятельность продуцентов (водорослей и бактерий). Морские карбонаты, которые образуются из растворенной в морской воде HCO_3 , имеют $\delta^{13}C$, близкое к нулю. Организмы, использующие для фотосинтеза растворенный CO_2 , предпочитают, чем HCO_3 , сдвигают изотопное отношение в пользу ^{12}C [Mossman et al., 2001]. По этой причине весьма маловероятен какой-либо неорганический процесс, который бы дал очень низкие значения $\delta^{13}C$ максовитов и шунгитов.

Известно, что с увеличением возраста керогенов и нефтей наблюдается общая тенденция понижения их $\delta^{13}\text{C}$, что обычно объясняется изменением интенсивности фотосинтеза, за счет чего в составе атмосферного CO_2 повышается содержание изотопа ^{12}C . Так, у керогенов с возрастом 2,5–2,0 млрд лет $\delta^{13}\text{C}$ находится в интервале от –20 до –46 ‰ [Strauss et al., 1992]. Например, протерозойские черные сланцы серии Франсевиль Габона [Weber et al., 1983; Mossman et al., 2001] в основании формации имеют $\delta^{13}\text{C}$ около –21 ‰, в верхних горизонтах –37 ‰ и даже –46 ‰. Предполагается, что накопление ОВ шло в замкнутом бассейне с прогрессирующим режимом стагнации и возрастающим использованием фитопланктоном биогенного метана. В раннем и среднем протерозое в течение временного интервала до 200 млн лет изменения $\delta^{13}\text{C}$ редко превышают 5 ‰, любые большие вариации обусловлены термальными эффектами [Strauss et al., 1992]. Обычные значения $\delta^{13}\text{C}$ ОВ осадочного происхождения находятся в интервале -28 ± 2 ‰, а остаточный кероген в регионах с высоким уровнем метаморфизма может иметь значения от –25 до –10 ‰, что связано прежде всего с выходом метана. Если принять для максовитов Максовского месторождения значение $\delta^{13}\text{C}$, равное –27 ‰, $\text{H/C} = 0,05$, то исходное для них ОВ должно было иметь $\delta^{13}\text{C} = -46$ ‰, а для шунгитов –50 ‰. Разница в возрасте шунгского и максовского керогенов не превышает 50 млн лет, а степень углефикации вещества примерно одинаковая. Следовательно, наблюдаемое различие их изотопного состава невозможно объяснить относительным возрастом керогенов или термальными эффектами.

Изотопный состав углерода керогена зависит от солёности бассейна осадконакопления. Например, различия в $\delta^{13}\text{C}$ эоценовых горючих сланцев формации Грин Ривер, отложенных в условиях солёного и пресноводного этапа развития озера, составляет около 5 ‰ [Ruble et al., 1994]. Однако при различной солёности Онежского бассейна минеральный состав максовитов и шунгитов должен был бы также заметно отличаться, чего в реальности не наблюдается, т. е. контраст в $\delta^{13}\text{C}$ не является следствием стратификации водного бассейна. Разницу лишь частично можно объяснить тем, что шунгиты в отличие от максовитов преимущественно состоят из полимеризованных продуктов катагенеза керогена. На это указывают величины $\Delta\delta^{13}\text{C}$ между природными битумами (антраксолитами) и породами Максовского и Шунгского месторождений. Для первого $\Delta = 1,2$ ‰, а для второго – 0,14 ‰. Таким образом, наиболее вероятной причиной наблюдаемых отличий в $\delta^{13}\text{C}$ может

быть смена видового состава биоты с автотрофной на метанотрофную, которая осуществлялась на временном отрезке, когда формировались седьмой и восьмой шунгитоносные горизонты. Действительно, из продуктов преобразования керогенов наиболее легкий изотопный состав имеет метан: в неизмененных осадках – менее –60 ‰, на стадии генерации нефти – около –45 ‰, в заключительную стадию преобразования керогена – около –30 ‰ [Strauss et al., 1992]. По-видимому, не случайно $\delta^{13}\text{C}$ шунгитоносных пород заонежской свиты проходит свой минимум на стратиграфическом интервале, соответствующем Шунгскому месторождению. Биогенное происхождение шунгитового вещества подтверждается также данными, полученными при реализации международного бурового проекта FAR-DEEP*.

Ряд сторонников биогенной гипотезы придерживались мнения о гумусовой природе исходного ОВ метасапропелитов. Известна полемика по этому вопросу между А. А. Иностранцевым, К. И. Лисенко и В. Н. Алексеевым [Иностранцев, 1886]. Б. Ф. Мефферт [1919, с. 282] отмечал: «...Спорадические тонкие прослойки... блестящего антрацита, названного проф. Иностранцевым „шунгитом“... не представляют какого-либо особого... минерала, а тем более похожей на смолу особой разновидности углисто-го вещества». И. Б. Волкова, М. В. Богданова [1985, с. 100], на основании изучения поверхностей травления, считают, что «не только полуматовая, но и блестящая разность шунгитов Шунгского месторождения образовались *in situ*... за счет гелификации древних растений». В действительности это надмолекулярные (мезофазные) структуры керогена [Khavari-Khorosani, Murchison, 1979]. Некоторые сторонники биогенной гипотезы иногда принимают за онколиты частично сохранившиеся в метасапропелитах коллоидные структуры, а глобулы кремнисто-углеродистого вещества, встречаемые в жеодах и прожилках в составе максовитов и шунгитов, – за микрофоссилии.

В целом биогенная гипотеза достаточно обоснована: ОВ имеет в основном первично-осадочную природу, а исходный углерод прошёл биогенный цикл (циклы) ассимиляции. Не только в Онежской структуре, но и в разновозрастных, близких по характеру заложения и развития структурах в период 2,1–2,0 млрд лет шло активное накопление ОВ. На Канадском щите – в бассейне Айрон Ривер-Кристал Фоллс, в западной Африке – в уже упоминавшемся бассейне Франсвилль, на территории

* Эти данные включены в коллективную монографию, выход которой из печати предполагается в конце 2012 г.

Воронежского массива – в Тим-Ястребовской структуре. В бассейнах-аналогах фиксируются однотипные формы проявления ОВ, палеонтологические остатки, хемофоссилии, геохимические аномалии биофильных элементов, легкий изотопный состав углерода, следы генерации углеводородов (УВ), локальные проявления пород, аналогичных максовитам и шунгитам.

Правда, в научной литературе отсутствуют единые научные представления о генезисе пород с аномально высоким содержанием углерода. По Н. И. Рябову [1933], Шунгское месторождение – это результат воздействия давления вышележащих пород на горизонты с ОВ, когда наиболее подвижное вещество выдавливалось в верхние горизонты и осуществлялась дифференциация исходного вещества по составу в пределах слоя. В. И. Горлов [1984] образование месторождений связывает с неравномерными вспышками биопродуктивности в мелководных участках бассейна с относительно спокойным гидродинамическим режимом (заливы, лиманы, лагуны), достаточным поступлением CO , CO_2 и минимальным – кремнезема, терригенного и пирокластического материала. А. М. Ахмедов [1997] объясняет образование локальных тел максовитов за счет накопления сапропелевых осадков в локальных депрессиях стагнационных стратифицированных бассейнов в супервосстановительной зоне с пассивной сульфатредукцией и за счет бактериального восстановления углерода. Т. е., по А. М. Ахмедову, высокие концентрации ОВ присутствовали в первичном осадочном материале, а развитие депрессий было связано с блоковым строением дна бассейна. В диапировой модели формирования месторождений максовитов и шунгитов [Филиппов, 2000] купольные структуры максовитов представлены как промежуточные, а субпластовые тела шунгитов – завершающие (экструзивные) стадии развития складок нагнетания по горизонтам сапропелитов. Предположение о генетической родственности месторождений, контрастно отличающихся формой, размерами, литологическими особенностями и содержанием шунгитового вещества, базируется на том, что в пределах Максовской залежи фиксируются локальные области, сложенные шунгитами, появляющимися, вероятно, при дифференциации вещества по плотности, которая сопровождает процесс развития основного купола, а в перекрывающих шунгитоносных горизонтах, сохранившихся на периферии, есть признаки экструзии из купола материала, близкого по составу к шунгитам.

Методологические принципы доказательства диапировой модели базируются на том, что подобные структуры должны иметь ряд характерных признаков: обязательную приуроченность структур четвертого порядка (куполов) к антиклиналям третьего порядка; наличие краевых синклиналей; литологические особенности пород, фиксирующие перемещение и дифференциацию органоминерального вещества в пределах купола (непостоянство состава, флюидалные текстуры, следы интрузий вещества); в случае вероятной деформации покрывки – локальные разломы. Интерпретация фактического материала проводилась с учетом современных достижений в исследовании закономерностей образования, катагенеза и метаморфизма природных коллоидов (сапропелевых осадков), изменения их реологических свойств во времени, данных нефтяной геологии в изучении керогенов, генерации и миграции углеводородов, роли магматизма в накоплении осадочных пород, явлений контактового метаморфизма сапропелитов, закономерностей фракционирования изотопного состава углерода.

Основные положения диапировой модели подробно отражены в публикациях. Первичный состав минерального вещества исследован в работе [Филиппов и др., 1995], признаки первичного коллоидного состояния минерального и шунгитового вещества максовитов и шунгитов, особенностей катагенеза органоминеральных комплексов рассмотрены в [Филиппов и др., 1998; Атлас текстур..., 2007], теоретическое обоснование возможности развития купольных структур по горизонтам сапропелитов, а также текстурные, структурные, литохимические, геохимические и геофизические признаки, интерпретируемые как следствие формирования складок нагнетания и полидиапировых внутренних структур, – в работе [Филиппов, 2000]. Экспериментально подтверждено существование системы купольных структур в Толвуйской синклинали [Филиппов и др., 2004]. Для субпластовых проявлений шунгитов, рассматриваемых в модели в качестве элементов диапировых шляп, выявлены структурные признаки (мелкая гофрированность пластов, флюидалные текстуры), свидетельства движения вещества под давлением (будинирование слоя доломитов, следы течения), литологические (состав, текстура, структура шунгитов) и геохимические признаки (повышенное содержание биофильных элементов). В таблице приведены факты, привлекаемые для доказательства диапировой модели. Видно, что далеко не все они могут быть объяснены в границах традиционной логики сторонников биогенной гипотезы.

Трактовка геологических фактов, свидетельствующих о генезисе шунгитов и максовитов

	Факты	Трактовка в диапировой модели	Традиционная трактовка
А. Литологические			
1	Экстремально высокое содержание углерода в породах, слагающих купольные (до 50 %) и локальные субпластовые (до 80 %) тела	Разная степень дифференциации органокремнистого вещества по плотности в процессе развития складок нагнетания	Исключительно высокая биопродуктивность бассейна, исключительно благоприятные условия захоронения и сохранности ОБ
2	Присутствие микро- и хемофоссилий (биомаркеров). Фрамбоиды пирита с шунгитовым веществом	Биогенная природа ОБ. Признаки жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий	Характерные признаки горючих сланцев
3	Метаколлоидные структуры, характерные для сапропелитов	Коллоидно-дисперсные системы, способные течь под нагрузкой с пластической вязкостью не выше 200 Па·с	Типичные для горючих сланцев разного возраста
4	Преимущественно кремнистый состав минерального вещества. Признаки дегидратации гелей водного кремнезема	Вероятные источники кремнезема: гальмиролиз вулканического пепла, поствулканическая деятельность гидротерм	Для горючих сланцев редкое явление. Пример: менелитовые сланцы Карпат, в которых преобладает кремнезем с примесью гидрослюд и карбонатов; ОБ гумусовое, признаки органокремнистых соединений отсутствуют
5	Дефицит калия в сериците, избыток кислорода в кремнеземе	Признак, указывающий на то, что между минеральным и ОБ существовала химическая связь (органоглинистые и органо-кремнистые соединения)	Известное для сапропелитов явление
6	Слоистая текстура максовитов на участках выклинивания купольных тел и массивная, без признаков макро- и микрослоистости – в центральных частях куполов	Постепенное обособление органо-минерального вещества от осадочного материала с низким содержанием ОБ	Труднообъяснимый факт
7	Наличие на периферии купола примеров нарушения первичной слоистости и обособления вещества с большим и меньшим содержанием углерода	Зарождение процесса дифференциации органокремнистого вещества	Труднообъяснимый факт
8	Большая мощность пород с высоким содержанием углерода: в центре Максовского купола – до 120 м, при этом купол частично срезан эрозией	Типичное явление для складок нагнетания	Мощность слоев горючих сланцев редко превышает 5–8 м
9	Зональность распределения углерода в купольных структурах: на периферии – меньшие концентрации, в центре – существенно большие	Дифференциация вещества по плотности в процессе формирования складки нагнетания, подтверждаемая при физическом моделировании	Труднообъяснимый факт
10	Зональность распределения параметра кварц/мусковит в купольных структурах: на периферии – меньшие значения, в центре – существенно большие	То же	Труднообъяснимый факт
11	Контрастное распределение углерода в шунгитоносных породах, перекрывающих купол, и близкое к среднему – на удалении от центра купола	Выжимание органокремнистого вещества из купола под влиянием аномально высокого давления	Труднообъяснимый факт
12	Флюидальные текстуры шунгитов Шуньгского месторождения; очевидные признаки выжимания органокремнистого вещества	Формирование диапировой «шляпы»	Труднообъяснимый факт
13	Будинированный слой шунгитоносных пород в составе субпластового тела шунгита Шуньгского месторождения	Экструзия органокремнистого вещества под давлением в слой с невысокой вязкостью и плотностью	Труднообъяснимый факт
14	Неравномерное распределение углерода в мелких складках Шуньгского месторождения	Известное явление для пликативной складчатости. Подтверждение низкой вязкости выдавливаемого материала	Не требуется альтернативного объяснения
Б. Геохимические			
1	Повышенное содержание биофильных элементов: V, Ni, U, Se, As, Mo	Типичный признак для сапропелитов	Не требуется альтернативного объяснения
2	Снижение $\delta^{13}\text{C}$ от периферии купола к центру	Повышение доли подвижных УВ; возможное преобладание в составе дифференцированного по плотности вещества соединений кремнезема с полярными группами жирных кислот	Нет альтернативного объяснения
3	Резкое снижение $\delta^{13}\text{C}$ при движении по стратиграфической колонке от шестого к более высоким горизонтам	То же; вероятное присутствие полимеризованных газообразных УВ	Смена видового состава биоты и др.

Окончание табл.

	Факты	Трактовка в диапировой модели	Традиционная трактовка
В. Структурные			
1	Большая первичная мощность слоев с ОВ (по расчетам – до 80 м)	Реальная возможность развития складок нагнетания	Редкое явление для осадочных бассейнов
2	Максовский купол – складка бескорневая	Слишком большая разница в мощности слоя в центре и на периферии купольных тел	Локальные депрессии дна бассейна
3	Очевидные признаки краевой синклинали	Обязательный элемент диапировых тел	Труднообъяснимый факт
4	Приуроченность купольных структур к анти-	Антиклинали в диапировой тектонике рас-	Труднообъяснимый факт
		тве первичных валов	
		а объясняется как	Труднообъяснимый факт
		мейств) генетически	
6	Очевидные признаки аномально высокого давления в купольных телах: массовое раз-	Следствие катагенеза органического и	Не требуется альтернатив-
	витие автокластических брекчий, минда-	минерального веществ. Появление вто-	рых объяснений
	лин. Вероятная плотность пород с ОВ в на-	ричной пористости приводило к сниже-	
	чале катагенеза не превышала 1,8 г/см ³	нию плотности вещества, что должно бы-	
7	Общий повышенный региональный и ло-	Благоприятные условия для развития	Не требуется альтернатив-
	кальный тепловой фон, способствующий	складок нагнетания	рых объяснений
	снижению вязкости осадочных пород с ОВ		
8	На участке Тетюгино выявлены прямые и	Достаточно известное явление для соля-	Труднообъяснимый факт
	косвенные признаки локальной тектоники.	ной тектоники; характер заполнения тре-	
	Разломы сложены брекчиями, в которых	щин свидетельствует о выжимании орга-	
	цементом является максовит, в централь-	нокремнистого вещества под давлением	
	ных частях он преобладает		
9	Краевые брекчии на границе купол – вме-	Известное явление в диапировой текто-	Труднообъяснимый факт
	щающая среда	нике	

Диапировая модель не требует жесткой пространственной связи тел с тектоническими разломами, особых локальных активных источников ОВ, высокой биопродуктивности в докембрии на ограниченном временном отрезке и в локальных участках бассейнов, специфичных условий его стратификации, как это наблюдается, например, для эоценовой формации Грин Ривер*. Породы с большим содержанием ОВ, согласно модели, формируются в процессе длительной дифференциации органоминеральных комплексов и частично за счет обогащения пород УВ на стадии мезокатагенеза исходного керогена. Появляется возможность объяснить наблюдаемые закономерности пространственного положения купольных структур максовитов и субпластовых тел шунгитов.

Эвристический потенциал диапировой модели

Любая гипотеза должна обладать возможностью получения новых фактов, о существовании которых трудно было или невозможно

* В бассейне Уинта (США) пласт Мехогени эоценовых горючих сланцев формации Грин Ривер имеет местами мощность до 43 м и содержание ОВ до 50 % [Verbeek, Grout, 1993]. Это биогенные озерные отложения, сформированные в условиях повышенной солености и экстремальной щелочности вод (содовые рассолы в наддонной части). Пласт является маркирующим, имеет признаки сезонной слоистости, распределение ОВ в нем неравномерное по горизонтали и вертикали, обусловленное меняющимся режимом трансгрессии и регрессии озера; сланцы мергелистые, в них также присутствует пирокластика.

предполагать до ее выдвижения. В качестве примера, нацеленного на апробацию и развитие положений диапировой модели, разрабатывается вспомогательное гипотетическое положение о существовании в синклинальных структурах куполов, аналогичных Максовскому месторождению. Детальные исследования проведены [Филиппов, Дейнес, 2012] на участке Тетюгино, расположенном на расстоянии около 2 км к северо-западу от Максовского месторождения. Здесь в период с 1967 по 2011 г. проведены картировочные работы, разведочное бурение, пройдены шурфы и каналы, выполнен большой объем геофизических наблюдений. Приповерхностный разрез участка представлен массивными среднезернистыми доломитами, лидитами с редкими будинами доломитов, массивными доломитами, слабо-брекчированными максовитами восьмого горизонта. По данным бурения, в шестом-восьмом шунгитоносных горизонтах вскрыты максовиты и шунгиты [Михайлов, Купряков, 1985], а в шестом горизонте – локальное тело с максимальной мощностью в центре около 42 м (Мельничная залежь), приуроченное, как и Максовский купол, к одной и той же антиклинальной складке третьего порядка. На участке выявлены структурные, литологические и литохимические признаки складки нагнетания: краевая синклиналь, флюидалные текстуры максовитов и шунгитов, краевые брекчии, быстрое увеличение мощности высокоуглеродистых пород шестого горизонта по направлению

к предполагаемому центру складки (в скв. 12 – около 14 м, а в скв. 19 – уже 42 м, при расстоянии между скважинами около 180 м), существенное превышение кларков концентрации углерода в породах шестого горизонта (55 %).

На участке встречаются уступы рельефа высотой до 2,5 м, имеющие разную длину и направление и расположенные на разных гипсометрических отметках. Они отождествляются со стенками блоков, смещенных по вертикали относительно друг друга. Между блоками выявлены зоны мощностью до 4 м, края которых сложены интенсивно брекчированными лидитами и доломитами, сцементированными шунгитом и антраксолитом, а центральная часть – породой, по составу близкой к шунгитам. Предполагается, что процесс брекчирования развивался при механическом воздействии купола на перекрывающие горизонты. Не случайно интенсивность брекчирования затухает при удалении от предполагаемого центра структуры. Края обломков брекчированных доломитов пропитаны битумом, что свидетельствует о высоком давлении флюидов. Шунгит брекчий рассматривается как следствие дифференциации первичного органоглинистого и органокремнистого вещества в куполе и последующей экструзии за его пределы. Уступы рельефа отмечаются высокими градиентами потенциалов естественной поляризации; о наличии разломов свидетельствует также контрастное распределение скорости прохождения преломленных волн. По данным электропрофилирования, на участке выделена достаточно симметричная область с пониженным сопротивлением, сохраняющая в основном свою форму при пересчете данных на глубину, которая интерпретируется как проекция центра купольной структуры. Относительное смещение по вертикали блоков-грабенов фиксируется на участке с помощью регионального геофизического репера (интервал с повышенной радиоактивностью). Сложная система деформации надкупольной толщи пород по своему характеру аналогична известным примерам из солянокупольной тектоники [Brinkman, Lücters, 1968]. При физическом моделировании процесса [Davison et al., 1993] в покрывке формируется центральный горст, обрамленный симметрично расположенными грабенами, причем периферийные грабены могут быть развернуты вплоть до обратного залегания слоев; в сводовом горсте горизонтальное залегание пород сохраняется; в грабенах – залегание слоев всегда нарушено, слои сильно деформированы.

Из теории диапиризма следует, что зарождение купола и краевой синклинали сопровождается распространением по питающему слою гравитационной неустойчивости, тем самым создается

возможность формирования соседних куполов и появления системы таких структур. Для расчета доминирующей длины волны использовано аналитическое решение уравнения Навье-Стокса [Selig, 1965]. Были приняты следующие начальные условия: вероятное время – поздняя стадия диагенеза, питающий слой – сапропелевый ил с алюмосиликатной, кремнистой и частично карбонатной минеральной основой; расчетная мощность питающего слоя от 40 до 60 м; общая мощность покрывки, начиная от кровли шестого горизонта, 500 м; средневзвешенная плотность питающего слоя $1,79 \text{ г/см}^3$. Сапропелиты в раннем диагенезе являются коллоидно-дисперсными системами, их вязкость могла быть равной 10^7 – $10^8 \text{ Па}\cdot\text{с}$, предел текучести $6,2 \cdot 10^3$ – $1,1 \cdot 10^4 \text{ Па}$, при котором они могли течь с невысокой и постоянной пластической вязкостью [Горькова, 1975; Осипов, 1979]. Породы покрывки на заключительной стадии диагенеза могли иметь вязкость соответственно 10^{11} – $10^{13} \text{ Па}\cdot\text{с}$ и плотность не выше $2,6 \text{ г/см}^3$ [Горькова, 1975]. Расчетная длина волны для системы купольных структур, развивавшихся по питающему горизонту, составляет от 1600 до 2400 м. Экспериментально измеренное расстояние между Максовским и Мельничным куполами [Филиппов и др., 2004] в среднем равно $1750 \pm 50 \text{ м}$, т. е. находится в интервале теоретической оценки.

Итак, методологические основания дополнительной гипотезы, призванной подтвердить эвристический потенциал диапировой модели, сводятся к следующему: 1) гипотеза сформулирована в результате изучения предшествующих работ и анализа новых фактов; 2) выбор методов исследования сделан с учетом изучаемого явления (диапиризма) для реологических сред, представленных органокремнистым и органоглинистым веществом; 3) теоретические суждения и выводы в гипотезе образуют относительно непротиворечивую систему доказательств; 4) проверка гипотезы осуществлена в ранее не встречавшихся условиях. В результате удалось выявить прямые и косвенные признаки нового диапирового тела, получить доказательство существования шунгитов и максовитов экструзивного (инъекционного) типа, высказать обоснованное предположение о многоуровневых диапировых шляпах, оценить ведущую длину волны для соседних купольных структур. Дальнейшую апробацию диапировой модели планируется провести путем детального изучения синклиналичных структур, аналогичных Толвуйской синклинали, в которых также предполагается существование систем генетически связанных купольных и субпластовых залежей метасапропелитов.

Абиогенная гипотеза образования максовитов и шунгитов

Методологически было бы неверно обойти вниманием абиогенную гипотезу образования высокоуглеродистых пород и их месторождений. Ю. К. Калинин и др. [Шунгиты Карелии..., 1975] предполагали, что механизм накопления шунгитового вещества в основном связан с сорбцией УВ глинистым веществом. Позже Ю. К. Калинин [1984] уточняет, что накопление протошунгитового вещества в осадках заонежской свиты шло в форме «силикатно-органического комплекса, образование которого происходило в результате химического взаимодействия в растворе сложносилкатного вещества и шунгитоматеринских УВ». Концентрированные формы ОВ (максовиты и шунгиты) возникали при минимальном поступлении в осадок кремнезема, терригенного и пирокластического материала. В публикации [Калинин, 1990] уже утверждается, что формирование высокоуглеродистых пород шло в «эндогенном очаге в результате ликвационного процесса». В монографии [Калинин и др., 2008] выдвигается еще одна гипотеза: «У нас... имеются факты*, указывающие на то, что... шунгитовые залежи – это следы очень древнего грязевого вулканизма».

Ссылки на грязевые вулканы трудно признать основательными. Известно, что в породах максовитового типа отсутствуют признаки слоистости. Грязевые же вулканы, связанные либо с нефтяными залежами, либо с глиняными диапирами, развиваются циклично, и потому в их разрезе есть ясные признаки слоистости. В сопочной брекчии очень мало ОВ. В купольных структурах максовитового типа зафиксированы признаки развития аномально высокого пластового давления, обусловленного процессами катагенеза керогена и глинистых минералов. В качестве одного из них можно указать многочисленные зоны разгрузки УВ, хорошо видимые на естественных обнажениях (Максово, Подсосонье и др.). Под влиянием повышенного давления образуются автокластические брекчии, а также инъекции органокремнистого вещества в породах, перекрывающих диапировые структуры. Не исключено, что следы грязевого вулканизма со временем будут обнаружены, но в отложениях, перекрывающих залежи максовитов [Филиппов, Бискэ, 2010].

Л. П. Галдобина [1987, 1991] утверждает, что образование «караваеобразных тел высокоуглеродистых пород» связано с «газово-

флюидными» процессами, завершающими две фазы заонежского вулканизма. Поступление эндогенных углеводородов шло «на пересечении разломов нескольких направлений», «обнаружен объект, отвечающий по всем параметрам каналу поступления флюидов» [1991, с. 19]. Здесь следствие принимается за причину: контактовые изменения максовитов интерпретируются как следы первичной миграции УВ из эндогенных источников. В действительности внедрение силлов габбродолеритов было более поздним по отношению к завершению формирования купольных структур [Филиппов и др., 2009]. До их внедрения породы были слабо литифицированы, а ОВ еще не прошло стадию главной фазы образования нефти. Под влиянием тепла интрузий сапропелиты приобретали способность к течению за счет уменьшения вязкости, появления УВ и повышения пористости. Внедрение интрузий во влагонасыщенные, слабо литифицированные, обогащенные ОВ породы сопровождалось разнообразными экзо- и эндоконтактовыми явлениями, признаки которых хорошо сохранились, несмотря на развитие регионального метаморфизма. Шунгитовое вещество в габбродолеритах ассимилировано из вмещающих максовитов.

Механизм образования шунгитовых пород в работе П. Ф. Иванкина и др. [1987] представлен как процесс замещения (шунгитизации) осадочных пород УВ, поступающими в бассейн осадконакопления в результате активной мантийной дегазации. Скопления максовитов, по мнению авторов, локализируются в «бортах коробчатых синклиналей, ограничиваясь по восстанию разломами и ядрами узких приразломных антиклиналей» в «дислоцированных и рассланцованных складчатых породах близко-одновременно с внедрением силлов габбродиабазов» (с. 42). Авторы признают, что «остается неясным процесс эндогенного концентрирования углерода в форме компактных тел с содержанием на массу более 20–40 %» (с. 46). Заметим, что крупные залежи максовитов (Максовская, Калейская, Мельничная) локализируются не в бортах Толвуйской структуры, а в ее центре; по геолого-геофизическим данным, они приурочены к антиклиналям третьего порядка [Филиппов, 2000].

По гипотезе С. В. Купрякова и В. П. Михайлова [1988, с. 55], «УВ типа асфальта», скапливающиеся в кровле очагов базальтовой магмы, по глубинным разломам поступали на дно морского бассейна, где накапливались совместно с осадочным материалом. Локальные тела формировались вблизи источников

* Правда, факты ни в цитируемой книге, ни в других публикациях до настоящего времени не опубликованы.

вещества «из пересыщенных кремнеземом асфальтовых терм». Гипотеза не обоснована, поскольку при известных температурах базальтового расплава асфальтены, в лучшем случае, были бы преобразованы в антраксолит либо в кокс, т. е. потеряли бы способность к миграции. В. И. Березкин [2001] высказал идею о вероятном происхождении месторождений максовитов за счет горения метана. При этом не были приняты во внимание геологические условия осадкообразования, температурные границы существования подвижных УВ, неверно истолкованы имеющиеся фактические материалы. Полемическая статья В. В. Ковалевского [2009] содержит общие рассуждения об импактном событии и мантийной дегазации.

Заключение

Сторонники биогенной гипотезы для ее доказательства привлекают характерные признаки метасапеллитов: микрофоссилии, хемофоссилии (биомаркеры), метаколлоидные структуры в максовитах и шунгитах, изотопный состав углерода, серы, кислорода. В диапировой модели решается проблема необычно высокого содержания шунгитового вещества в локальных залежах максовитов и шунгитов; для доказательства привлекаются структурные, литологические признаки развития складок нагнетания, дифференциации органоминерального вещества по плотности; используются основные положения теории диапиризма для объяснения закономерностей пространственного расположения купольных структур; сведения из нефтяной геологии о катагенезе органического и минерального вещества для объяснения наблюдаемых текстурных и структурных особенностей высокоуглеродистых пород. В результате появляется возможность использования принципов биогенной гипотезы на практике, что повышает достоверность прогноза, поисков и разведки новых месторождений максовитов и шунгитов*.

У сторонников эндогенной гипотезы отсутствует развернутое обсуждение ключевых проблем генезиса максовитов и шунгитов (первичный состав ОВ, его источники, процессы формирования залежей максовитов и шунгитов), нет подробного анализа фактических материалов (изотопных, биогеохимических, текстурных) с последовательным выстраиванием взвешенных контраргументов биогенной гипотезе. Между отдельными высказываниями трудно

уловить взаимосвязь, взаимодополнение, логичное поступательное развитие идей.

Учитывая все сказанное, автор приглашает к полемике по затронутым вопросам, которая должна базироваться на *общепринятых* в науке методологических принципах. В частности, любая гипотеза (вероятностное предположение о причинах изучаемого явления, открывающее возможное направление исследования) должна обладать принципиальной проверяемостью, вводиться не только для объяснения конкретного факта, но и более широкого спектра наблюдаемых явлений; логически вытекать из полученных знаний, служить организации фактического материала, выявлению противоречий, быть полезной науке и практике. Доказательство гипотезы проводится обоснованными фактами, в совокупности представляющими аргументы истинности или ложности выводов. Гипотеза должна обладать эвристическим потенциалом [Кондаков, 1971]. В исследовании вырабатывается трактовка наблюдаемых явлений, определяется система методов исследования, адекватных особенностям изучаемого явления, складывается категориально-терминологический аппарат, в котором каждый новый термин должен естественно входить в практику научного общения. Работа над гипотезой формирует глубокое понимание объекта, процессов его развития.

Литература

- Атлас текстур и микроструктур шунгитоносных пород Онежского синклинория* / Ред. М. М. Филиппов, В. А. Мележик. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. 80 с.
- Ахмедов А. М. Бассейны черносланцевой седиментации раннего протерозоя Балтийского щита (этапы развития, режимы седиментации, металлоносность): Дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 1997. 353 с.
- Билибина Т. В., Мельников Е. К., Савицкий А. В. О новом типе месторождений комплексных руд в южной Карелии // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 3–14.
- Березкин В. И. К вопросу о генезисе карельских шунгитов в связи с особенностями их структуры // Геохимия. 2001. Т. 39, № 3. С. 253–260.
- Бондарь Е. Б., Клесмент И. Р., Кузик М. Г. Исследование структуры и генезиса шунгита // Горючие сланцы. 1987. 4/4. С. 377–393.
- Борисов П. А. Карельские шунгиты. Петрозаводск: КФАН СССР, 1956. 92 с.
- Волкова И. Б., Богданова М. В. Шунгиты Карелии // Сов. геология. 1985. № 10. С. 93–100.
- Вологдин А. Г. Остатки организмов из шунгитов докембрия Карелии // ДАН СССР. 1970. Т. 193, № 5. С. 1163–1166.

* Представление о системе генетически связанных залежей максовитов было успешно реализовано на практике при поисках и разведке месторождения «Мироновская-1».

Галдобина Л. П. Металлогения шунгитосодержащих и шунгитовых пород Онежской мульды // Материалы по металлогении Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1987. С. 100–113.

Галдобина Л. П. Предполагаемый канал поступления углеводородных флюидов в нижнем протерозое Онежской структуры // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1991. С. 18–23.

Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Ред. В. А. Соколов. Петрозаводск: КФАН СССР, 1982. 208 с.

Горлов В. И. Онежские шунгиты: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Петрозаводск, 1984. 226 с.

Горькова И. М. Физико-химические исследования дисперсных осадочных пород в строительных целях. М.: Стройиздат, 1975. 151 с.

Жмур С. И., Горленко В. М., Розанов А. Ю. и др. Цианобактериальная система – продуцент углеродистого вещества шунгитов нижнего протерозоя Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 6. С. 122–127.

Иванкин П. Ф., Галдобина Л. П., Калинин Ю. К. Шунгиты: проблемы генезиса и классификации нового вида углеродистого сырья // Сов. геология. 1987. № 12. С. 40–47.

Иностранцев А. А. О шунгите // Горн. журн. 1886. № 2. С. 35–45.

Калинин Ю. К. Классификация шунгитовых пород // Шунгиты – новое углеродистое сырье / Ред. В. А. Соколов. Петрозаводск: КФАН СССР, 1984. С. 4–16.

Калинин Ю. К. Шунгитовые породы: структура, свойства и области практического использования // Записки ВМО. 1990. Ч. 119, вып. 5. С. 1–8.

Калинин Ю. К., Калинин А. И., Скоробогатов Г. А. Шунгиты Карелии – для новых строительных материалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб.: СПбГУ, 2008. 218 с.

Калмыков Г. С. Свойства метаморфизованного сапропелита (на примере Карельского шунгита) // Проблемы геологии нефти. Вып. 4. М., 1974. С. 264–274.

Клесмент И. Р., Бондарь Е. Б. Биогеохимические аспекты эволюции сапропелитов по данным молекулярной палеонтологии // Горючие сланцы. 1988. 5/2. С. 129–146.

Ковалевский В. В. Шунгит или высший антраксолит? // ЗРМО. 2009. № 5. С. 97–105.

Кондаков Н. И. Гипотеза. Законы. Истина. Термин: Логический словарь. М.: Наука, 1971. 649 с.

Купряков С. В., Михайлов В. П. Забогинское месторождение шунгитовых пород // Новое в геологии Северо-Запада РСФСР. М., 1988. С. 9–86.

Мефферт Б. Ф. Шунгитовое месторождение антрацита в Повенецком уезде Олонецкой губернии // Естественные производительные силы России. 1919. Т. 4, вып. 20. С. 275–288.

Михайлов В. П., Купряков С. В. Отчет о результатах детальной разведки юго-восточной (Максовской) залежи Забогинского месторождения шунгитовых пород за 1982–1985 гг. // Фонды ККГРЭ (Петрозаводск). 1985. 138 с.

Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Черносланцевые реперы в докембрийской предистории материков // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1998. С. 9–10.

Органическая минералогия: Сб. материалов совещ. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. 271 с.

Орлов Н. А., Успенский В. А., Шаховцев И. Н. Опыт химического исследования шунгита // ХТТ. 1934. Т. 5, вып. 7. С. 601–619.

Осипов В. И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: МГУ, 1979. 232 с.

Рябов Н. И. Отчет о геолого-разведочных работах на Шунгском месторождении шунгита за 1932–1933 гг. // Фонды КарНЦ РАН (Петрозаводск). 1933. С. 22–25.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы // Сов. геология. 1971. № 5.

Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии / Ред. В. С. Куликов. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1999. 96 с.

Тарханов Г. В., Фрик М. Г. Остаточные битумоиды в породах протерозоя Онежской структуры // Онежская структура / Ред. Л. В. Глушанин и др. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. С. 266.

Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тез. докл. междунар. симпоз. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1998. 145 с.

Филиппов М. М. Модели формирования месторождений шунгитоносных пород Онежского синклинали: Дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 2000. 310 с.

Филиппов М. М., Бискэ Н. С. Признаки АВПД в метасапропелитах заонежской свиты палеопротерозоя Карелии // Материалы конф. М.: ИПНГ РАН, 2010. С. 599–603.

Филиппов М. М., Дейнес Ю. Е. Традиционные и эвристические подходы к интерпретации геолого-геофизических материалов на перспективном для открытия месторождений маковитов участке Толвуйской синклинали // Уч. зап. ПетрГУ. 2012. № 2. С. 49–56.

Филиппов М. М., Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Минеральная составляющая шунгитовых пород Карелии: первичный состав, источники вещества и связь с шунгитовым углеродом // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 513–524.

Филиппов М. М., Медведев П. В., Ромашкин А. Е. О природе шунгитов Южной Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 3. С. 323–332.

Филиппов М. М., Клабуков Б. Н., Суханов А. В. Экспериментальное определение основных параметров системы купольных шунгитоносных структур Толвуйской синклинали // Российский геофизический журнал. 2004. № 3. С. 25–30.

Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Первунина А. В., Дейнес Ю. Е. Сопоставление известных и новых данных о геологическом строении Максовского месторождения шунгитоносных пород // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2009. С. 130–142.

Хейсканен К. И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1990. 128 с.

Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования / Ред. В. А. Соколов, Ю. К. Калинин. Петрозаводск: КФАН СССР, 1975. 240 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

Brinkman R., Löckers H. Diapirs in western Pyrenees and Foreland, Spain // Eds. J. Braunstein, G. O'Brien. Diapirism and diapirs. Tulsa, 1968. P. 275–292.

Davison I., Insley M., Harper M. et al. Physical modeling of overburden deformation around salt diapirs // Tectonophysics. 1993. Vol. 228. P. 255–274.

Khavari-Khorosani G., Murchison D. G. The nature of Karelian shungite // Chem. Geology. 1979. Vol. 26, N 1/2. P. 165–182.

Melezhik V. A., Fallick A. E., Filippov M. M., Larsen O. Karelian shungite – an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, lithology and geochemistry // Earth Science Reviews. 1999. Vol. 47. P. 1–40.

Mossman D. J., Gauthier-Lafaye F., Jackson S. E. Carbonaceous substances associated with the paleoproterozoic natural nuclear fission reactors of Oklo, Gabon: paragenesis, thermal maturation and

carbon isotopic and trace element composition // Precambrian Research. 2001. Vol. 106. P. 135–148.

Mycke B., Michaelis W., Degens E. T. Biomarkers in sedimentary sulfides of Precambrian age // Adv. Org. Geochem. 1987. Vol. 13, N 4. P. 619–625.

Rankama K. New evidence of the origin of Precambrian carbon // Bull. Geol. Soc. Amer. 1948. Vol. 59, N 5. P. 389–416.

Ruble T. E., Bakel A. J., Philp R. P. Compound specific isotopic variability in Uinta Basin native bitumens: paleoenvironmental implications // Org. Geochem. 1994. Vol. 21. P. 661–671.

Selig F. A theoretical prediction of salt dome patterns // Geophysics. 1965. Vol. 30. P. 633–643.

Strauss H., Des Marais D. J., Hayes J. M. et al. Proterozoic organic carbon – its preservation and isotopic record // Early organic evolution: implications for mineral and energy resources / Eds. M. Schidlowski et al. Berlin, 1992. P. 176–210.

Verbeek E. R., Grout M. A. Geometry and structural evolution of gilsonite dikes in the eastern Uinta basin, Utah // U. S. Geological survey bull. 1993. N 1787. P. 1–42.

Weber F., Schidlowski M., Arnes J. D. et al. Carbon isotope geochemistry of the lower Proterozoic Francevillian series of Gabon (Africa) // Terra Cognita. 1983. Vol. 3. P. 22.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Филиппов Михаил Михайлович

зав. лаб. генезиса шунгитовых месторождений,
докт. геол.-минер. наук
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: filipov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 570080

Filippov, Mikhail

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: filipov@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 570080

УДК 549.3 (470.22)

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ И СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В МАЛОСУЛЬФИДНЫХ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ ПАНА-КУОЛАЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЫ

А. В. Чернявский, А. В. Волошин, Ю. Л. Войтеховский

Геологический институт Кольского научного центра РАН

В статье рассматриваются рудопроявления и месторождения Au Северной Карелии (Кайралы, Майское) и Финляндии (группа Юомасуо). Отмечены отличия и сходства по геологической позиции, проявлению рудных минеральных фаз и возрасту вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов. Установлены минералы-концентраторы Au поля Кайралы, которые представлены золотом и теллуридами – калаверит и монтбрейит в отдельных зернах или сростках с мелонитом. Показана различная специализация рудных минералов: поле Кайралы – золото-теллуридная с присутствием теллуридов Ni; Майское – золото-теллуридно-селенидная с наличием сульфидов меди и минералов урана; группа Юомасуо – золото-теллуридно-селенидная с присутствием теллуридов Ni и минералов урана. ЭПР-спектроскопия кварца из поля Кайралы предполагает его перспективность на золото-рудность.

Ключевые слова: минералогия, золото, серебро, теллуриды, Северная Карелия (Россия).

A. V. Chernyavskiy, A. V. Voloshin, Yu. L. Voytekhevskiy. NOBLE METAL AND SULPHIDE MINERALIZATION IN LOW SULPHIDATION EPITHERMAL ORE OCCURRENCES OF THE PANA-KUOLAJÄRVI STRUCTURE

We consider Au ore occurrences and deposits in northern Karelia (Kajrally, Mayskoye) and Finland (Yomasuo group). Similarities and distinctions as regards the geological position, manifestation of the ore mineral phases and the age of the host igneous/sedimentary associations were identified. We identified the concentrated Au ore minerals of the Kajrally field, represented by gold and tellurides – calaverite and montbrayite, which occur as isolated grains or intergrowths with melonite. The different specializations of ore minerals are demonstrated: Kajrally field – gold-telluride with Ni tellurides; Mayskoye – gold-telluride-selenide with copper sulphides and uranium minerals; Yomasuo group – gold-telluride-selenide with Ni tellurides and uranium minerals. Judging by the EPR spectroscopy of quartz from the Kajrally field, it is potentially gold bearing.

Key words: mineralogy, gold, silver, tellurides, northern Karelia (Russia).

Пана-Куолаярвинская структура расположена на сопредельных территориях Мурманской области, Карелии и Финляндии и в гео-

графическом делении относится к Северной Карелии. Эта структура характеризуется особой геотектонической позицией и составом

слагающих пород [Безруков, 1989; Сафонов и др., 2003; Вольфсон и др., 2005 и др.] и представляет перспективный регион на обнаружение золоторудных объектов. Большую роль в этом сыграло открытие месторождения Майского, которое впоследствии изучалось геологами Кольской геологоразведочной экспедиции (А. Д. Дайн, В. И. Безруков и др.), специалистами ИГЕМ РАН и ЦНИГРИ, Геологического института Кольского НЦ РАН и других организаций.

За последние четверть века на сопредельных территориях Финляндии и России (Карелия) выявлен ряд рудопроявлений и месторождений золота в метасоматитах и кварцевых жилах ниже- и верхнепротеройского возраста. В Пана-Куолаярвинской структуре на территории Мурманской области выявлены малосульфидные кварцевожильные проявления золота. Как показано ниже, по геологической позиции и проявлению рудных минеральных фаз они отличаются от таковых на сопредельной территории Финляндии и Майского месторождения в Северной Карелии. Объектами наших минералогических исследований были кварцевые жильные проявления с сульфидной минерализацией в поле Кайралы в направлении к району Майского месторождения (рис. 1).

Рудное поле Кайралы расположено в 70 км к ССЗ от месторождения Майского в сходной геотектонической позиции [Пожиленко и др., 2002]. Рудопроявление представлено сетью кулисообразных жил, простирающихся в северном и северо-западном направлениях. Их мощность колеблется от первых десятков сантиметров до 5 м. Вмещающие породы представлены метабазами и туфогенно-осадочными породами, интродуцированными дайками ультраосновных пород. Нередко в них отмечается бедная сульфидная минерализация, представленная пиритом и пирротином. Кварцевые жилы имеют брекчированные контакты с вмещающими породами. Гнездовая и прожилковая минерализация в зальбандах жил приурочена к зонам брекчирования вмещающих пород и кварца. Жилы имеют сложную морфологию, повышенную трещиноватость, насыщены ксенолитами вмещающих пород. Направление рассланцевания в целом совпадает с простираванием и падением кварцевых жил. Показателями их сложной тектонической истории являются два типа ксенолитов вмещающих пород – массивные глыбовые и измененные рассланцованные. Брекчированная текстура характерна для зальбандов жил, где также отмечается крупная гнездовая и прожилково-вкрапленная минерализация.

Главный минерал в рудопроявлении Кайралы – кварц, сквозной для всех проявлений региона. Для более обоснованного суждения о сходстве объектов методом ЭПР изучен жильный кварц [Войтеховский и др., 2010]. Пробы взяты на проявлении Кайралы, месторождении Майском и участке Курсуярви к ЮЮВ от Кайралы. Спектры ЭПР регистрировались на радиоспектрометре SE/X-2547 (RadioPAN, Польша) от порошковых препаратов при температуре 290 °K при определении Ge- и E-центров (мощность СВЧ 35 и 0,2 мВт, $V_m = 0,1$ мТ, масса образца 200 мг) и температуре 77 °K при определении Al- и Ti-центров (мощность СВЧ 7 мВт, $V_m = 0,1$ мТ, масса образца 100 мг). Для нормирования интенсивности спектров использована линия ЭПР Mn^{2+} от референтного образца MgO на стенке резонатора. В качестве мер концентрации взят набор отраслевых эталонов (ВИМС) и стандартный образец ДФПГ. Погрешности оценки абсолютной и относительной концентраций центров 25–30 и 10–15 %.

Изученные золоторудные кварцы близки по составу и низким концентрациям парамагнитных центров, но отличимы по структурному состоянию Al-центров:

- концентрации Al-центров в кварце Кайралы несколько выше, чем в кварце Майского;
- кварц Кайралы характеризуется пониженным вкладом щелочных разновидностей Al-дефектов. Этот типизирующий признак более значим, чем концентрация Al-центров;
- подтверждена «золоторудность» кварца Кайралы – обогащенность такого кварца аналогичными примесными дефектами ранее отмечалась многими авторами;
- по результатам ЭПР-спектроскопии изученный кварц, особенно Майского, относится к особо чистым; он является ценным сырьем для производства оптического стекла и солнечного кремния.

В табл. 1 дан список рудных минералов проявления Кайралы [Войтеховский и др., 2009, 2010; Нерадовский, 2010; Чернявский и др., 2010], Майского месторождения [Гавриленко, 1987; Гавриленко, Реженева, 1987; Gavrilenko et al., 1999; Сафонов и др., 2003] и Юомасйо [Fennoscandian Ore Deposit Database (FODD), 2011].

В проявлении Кайралы рудные минералы представлены пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом – в сростках и изолированно. Обычно их вкрапления располагаются в межзерновых пространствах кварцевых агрегатов или в виде тонких прерывистых прожилков пересекают агрегаты кварца.

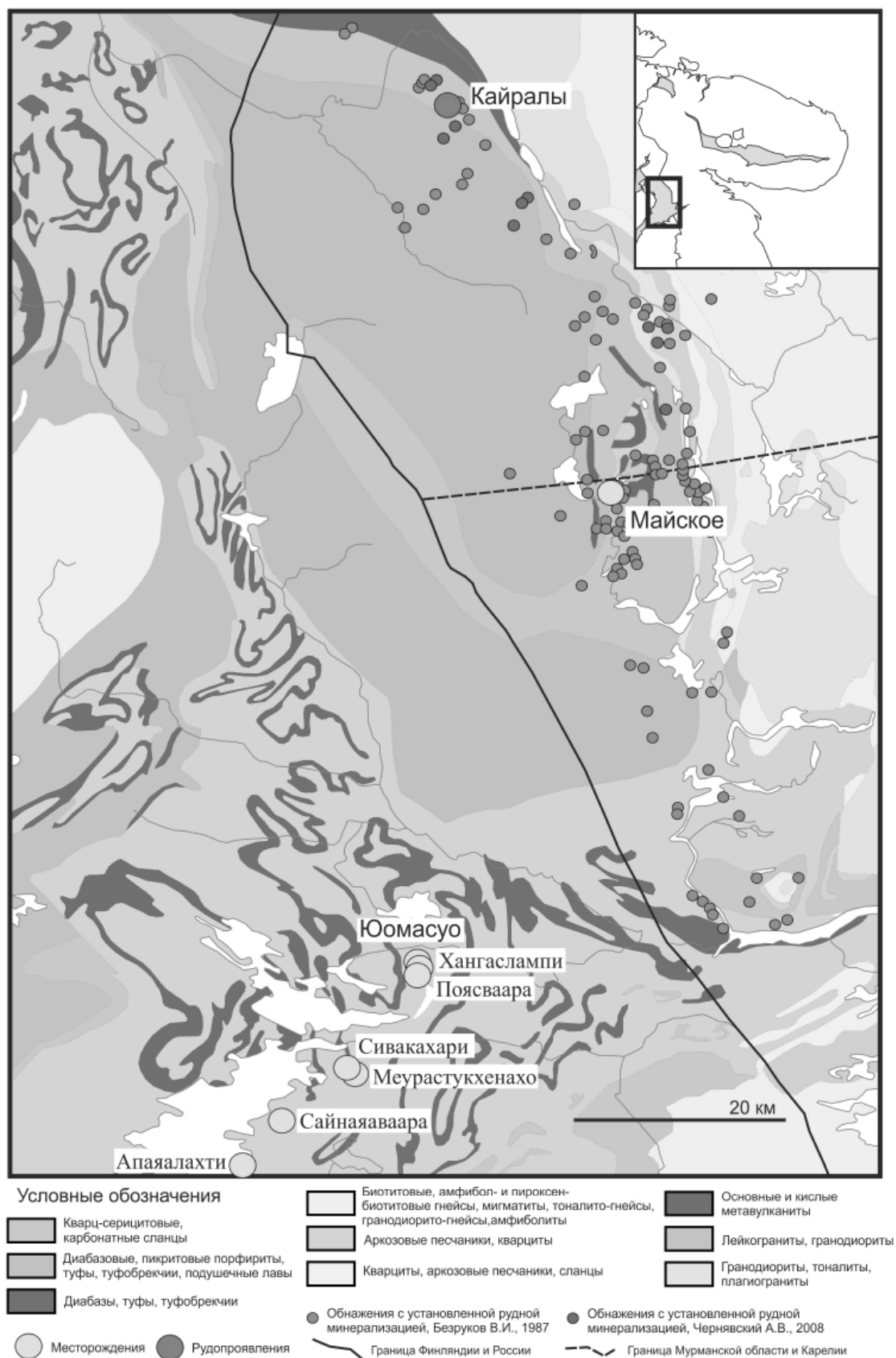


Рис. 1. Карта золоторудных проявлений Пана-Куоляярвинской структуры. Построена на основе карты металлических минеральных месторождений Фенноскандинавского щита [Fennoscandian Ore Deposit Database (FODD), 2011] с дополнениями по: [Безруков, 1989] и А. В. Чернявского

Таблица 1. Рудные минералы в Au-Ag-проявлениях Северной Карелии (Кайралы и Майское) и Финляндии (Юомасуо)

Минерал	Формула	Кайралы	Майское	Юомасуо
Элементы				
Золото	Au	•	•	•
Серебро	Ag	•		
Медь	Cu		•	
Сульфиды и их аналоги				
Сульфиды сидерофильных элементов				
Пирротин	Fe _{1-x} S	•	•	•
Пентландит	(Fe,Ni) ₉ S ₈	•	•	•
Миллерит	NiS	•		
Группа галенита				
Алтаит	PbTe		•	•
Галенит	PbS	•	•	•
Клаусталит	PbSe		•	
Группа пирита				
Пирит	FeS ₂	•	•	•
Кобальтин	CoAsS	•		•
Группа марказита				
Марказит	FeS ₂	•		
Арсенопирит	FeAsS	•		
Фробергит	FeTe ₂			•
Группа сфалерита-халькопирита				
Сфалерит	ZnS		•	
Халькопирит	CuFeS ₂	•	•	•
Сульфиды меди				
Халькозин	Cu ₂ S		•	
Ковеллин	CuS		•	
Борнит	Cu ₅ FeS ₄		•	
Кубанит	CuFe ₂ S ₃		•	
Клокманит	CuSe		•	
Прочие сульфиды				
Молибденит	MoS ₂	•		•
Линнеит	CoCo ₂ S ₄			•
Теллуриды				
Калаверит	AuTe ₂	•		•
Монтбрейит	Au ₂ Te ₃	•		
Мелонит	NiTe ₂	•		•
Группа тетрадимита-алексита				
Теллуровисмутит	Bi ₂ Te ₃		•	•
Раклиджит	PbBi ₂ Te ₄			•

Минералогические исследования рудных ассоциаций проводились в полированных препаратах (аншлифах) на микроскопе Axioplan (Carl Zeiss) с фотодокументацией. Диагностика минералов в связи с малым размером выделений и однородных участков индивидов основывалась на оценочных анализах при помощи энергодисперсионной приставки Röntec к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450. Он также использован для получения изображений участков полированных шлифов в обратно-рассеянных электронах. Аналитические работы выполнены в лаборатории физметодов ГИ КНЦ, аналитик Е. Э. Савченко. Результаты анализов рудных минералов даны в табл. 2.

Пирротин встречается не только в зернах, но и мелких кристаллах, часто замещается агрегатами пирита и марказита. Иногда в пир-

ротине присутствуют пламеневидные образования пентландита. В некоторых обнаруженных нами точках (особенно на контакте кварцевой жилы и кварц-карбонатных пород) пирит является основным минералом с размерами до 1 см. В нем наблюдаются включения кварца, он замещается гематитом. Нередко такой пирит встречается в ассоциации с халькопиритом. Пирит по периферии выделений и трещинам замещается гематитом, редкими зернами кобальтина в кварце, а также миллеритом, мелонитом, калаверитом, монтбрейитом, серебром и золотом в краевых зонах пирита.

Минералы-концентраторы золота установлены в виде мелких зерен в краевых зонах пирита. Это золото и (реже) теллуриды – калаверит и монтбрейит в отдельных зернах и сростках с мелонитом.

В табл. 1 даны рудные минералы в проявлениях Северной Карелии и Финляндии (группа Юомасуо). Видно, что поле Кайралы имеет схожую минеральную ассоциацию с месторождениями Юомасуо, где золото представлено не только в элементном виде, но и в виде теллуридов. Отличие состоит в том, что на месторождениях Юомасуо развита селенидная минерализация, которая отмечается и на месторождении Майском. Помимо этого, на Майском широко развиты сульфиды меди, что отличает его от поля Кайралы и Юомасуо.

Золото в поле Кайралы характеризуется широким диапазоном состава, как высокопробным (100 мас. %), так и низкопробным (65,8 мас. % Au) с высоким содержанием Ag (33,6 мас. %) (рис. 2). В золоте и серебре поля Кайралы в качестве примеси отмечаются Cu (до 1,3 мас. %) и Fe (до 2,5 мас. %).

На рис. 3, а–d, f приведены формы выделений золота – сростки с мелонитом и калаверитом в пирите и гематите. Размер зерен до 4 мкм.

Калаверит (AuTe₂) отмечен в месторождении Кайралы. Представлен метасомой с золотом и мелонитом в пирите (рис. 3, d). В срезе размер зерна 2–4 мкм. Содержание Au в минерале составляет 47,15 мас. %.

Монтбрейит (Au₂Te₃) отмечен в единичных зернах на проявлении Кайралы. Встречены небольшие сростки (2–3 мкм) с мелонитом в пирите (рис. 3, e). Содержание Au в минерале составляет 52,52 мас. %.

Рудная минерализация поля Кайралы отлична от таковой месторождения Майского в нескольких аспектах. Принципиальное отличие состоит в том, что на месторождении Майском золото-сульфидная минерализация явно наложена на кварц, тогда как на участке Кайралы

они сингенетичны [Сафонов и др., 2003]. Главные рудные минералы на месторождении Майском представлены халькопиритом, пирротин, Co пентландитом, магнетитом, галенитом и сфалеритом, в сростании с которыми находятся золото и редкие алтаит, цумоит, костибит и клаусталит. Пирротин замещается агрегатом марказита и пирита. По составу золото месторождения Майского высокопробное (90,6–99,8 мас. % Au). На участке Кайралы главным рудным минералом является пирит, сингенетичный вмещающему кварцу и сопутствующей ассоциации золота, калаверита, мелонита, мил-

лерита и кобальтина. К сходным чертам обоих объектов следует отнести то, что составы рудных минеральных ассоциаций в большей (месторождение Кайралы) или меньшей (поле Майское) степени специализированы на Ni, Co и Te. По-видимому, в этом проявляется их положение в Пана-Куолаярвинской структуре, насыщенной вулканическими и интрузивными породами основного и ультраосновного состава. Реконструкция условий и механизмов формирования золоторудных кварцевых жил участка Кайралы требует их более детального изучения.

Таблица 2. Химический состав рудных минералов проявления Кайралы, мас. %

Элемент	Золото		Серебро		Klv	Mnt	Мелонит		Cob	Pnt	Mil
	Диапазон (N = 18)	Средн.	Диапазон (N = 6)	Средн.			Диапазон (N = 10)	Средн.			
Au	65,83–100,00	85,35	37,58–62,27	50,23	47,15	52,52					
Ag	0,00–33,61	14,00	36,76–62,00	49,11							
Cu	0,00–1,31	0,18	0,13–0,56	0,38							
Fe	0,00–2,51	0,47	0,00–0,41	0,29			0,00–4,51	1,46	5,80	31,91	4,57
Ni							17,39–18,60	17,99	0,84	33,48	61,34
Co							0,00–1,35	0,58	29,34	1,75	
S									24,48	32,87	34,10
As									39,55		
Te					52,85	47,47	77,54–81,57	80,09			
Сумма	98,54–100,00	99,37	99,36–100,20	99,51	100,00	100,00	100,00–100,80	100,20	100,00	100,00	100,00

Примечание. Klв – калаверит ($\text{Au}_{1,1}\text{Te}_{1,9}$), Mnt – монтбрейт ($\text{Au}_{2,1}\text{Te}_{2,9}$), Cob – кобальтин ($(\text{Co}_{0,78}\text{Fe}_{0,16}\text{Ni}_{0,02})\text{As}_{0,83}\text{S}_{1,20}$), Pnt – пентландит ($(\text{Fe}_{4,42}\text{Ni}_{4,41}\text{Co}_{0,23}\text{S}_{9,07}\text{S}_{7,93})$), Mil – миллерит ($(\text{Ni}_{0,95}\text{Fe}_{0,07})\text{S}_{0,97}$), N – число анализов.

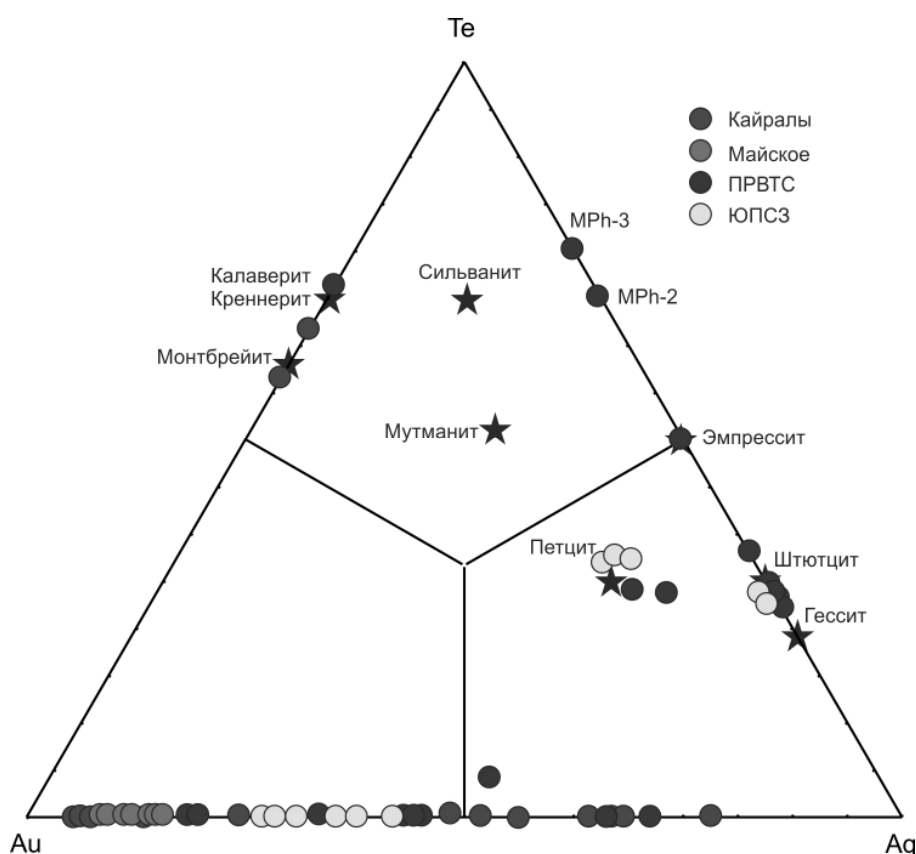


Рис. 2. Минералы системы Au-Ag-Te. Черными звездами обозначены идеальные составы известных минеральных форм в этой системе. Цветные значки – минералы, установленные в месторождениях Кольского полуострова (ПРВТС – Панаре-ченская вулканотектоническая структура, ЮПСЗ – Южно-Печенгская структурная зона) [Чернявский и др., 2010] и Северной Карелии

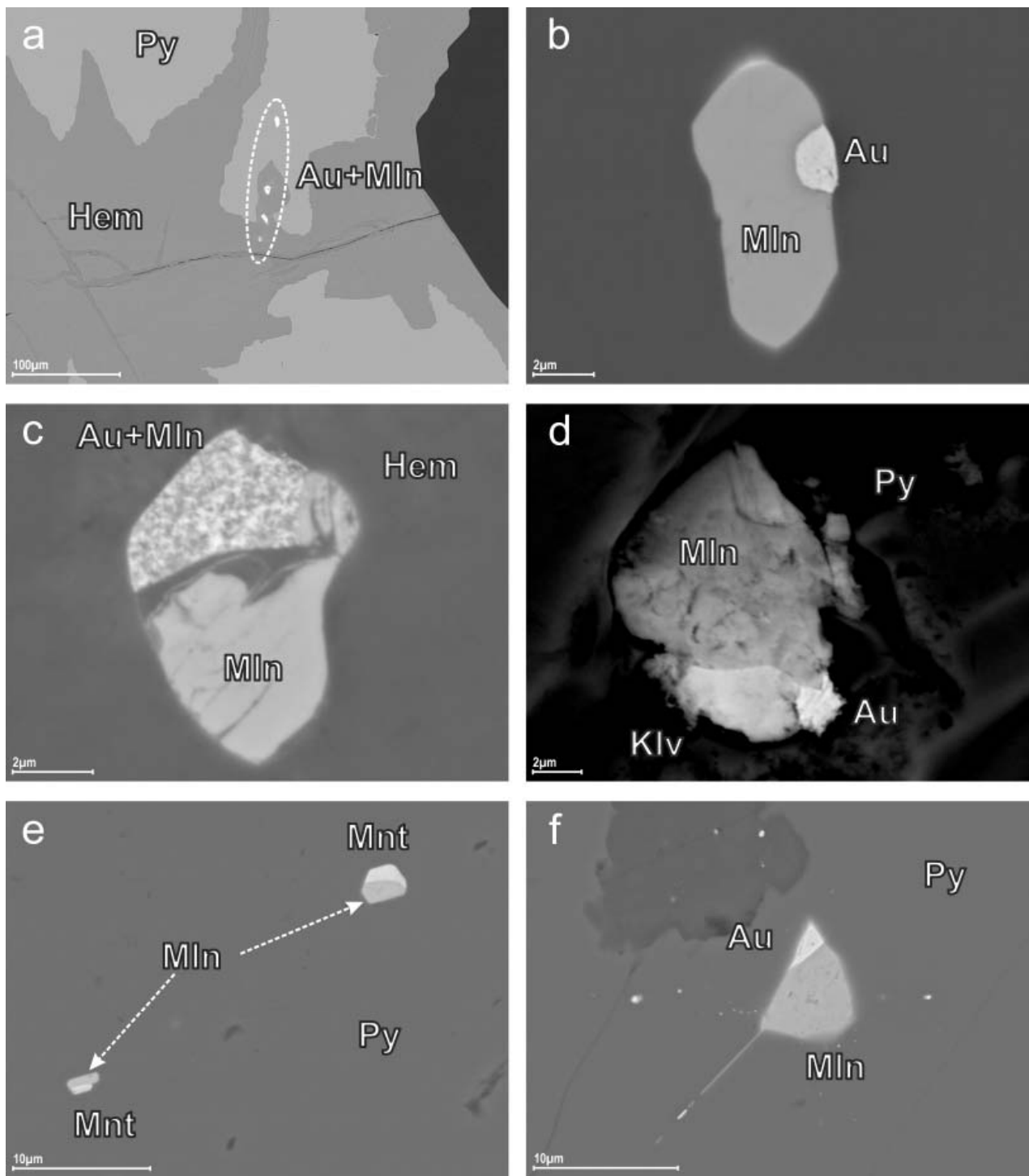


Рис. 3. Характер выделений минералов в рудопроявлениях поля Кайралы (изображения в обратно-рассеянных электронах):

а – сростки золота (Au) и мелонита (Mln) в пирите (Py) и гематите (Hem); б – сросток золота (Au) и мелонита (Mln) в пирите (Py); в – тонкая смесь золота (Au) и мелонита (Mln) и мелонит (Mln) в гематите (Hem); д – метасома золота (Au), калаверита (Klv) и мелонита (Mln) в пирите (Py); е – сростки монтбрейита (Mnt) и мелонита (Mln) в пирите (Py); ф – сросток золота (Au) с мелонитом (Mln) в пирите (Py) и тонкие включения золота (белые точки)

В заключение следует отметить, что по минералогическим критериям в проявлениях Северной Карелии и Финляндии (Юомасуо) отмечается схожесть минеральных ассоциаций поля Кайралы и месторождений Юомасуо, где золото представле-

но не только в элементном виде, но и в виде теллуридов. Но в месторождениях Майском и Юомасуо проявлена селенидная минерализация и существенную роль играют минералы урана. На месторождении Майском развиты сульфиды меди.

Золото группы Юомасуо высокопробное (95–97 мас. % Au) с небольшими примесями Se (1,6–1,8 мас. %) и Te (<0,14%). Золото месторождения Майского тоже высокопробное (90,0–99,7 мас. % Au), но с рядом других примесей Cu (0,0–0,23 мас. %), Fe (0,0–0,1 мас. %), Bi (0,0–0,3 мас. %) и Te (0,0–0,02 мас. %). Золото в поле Кайралы характеризуется более широким диапазоном состава с примесями Ag, Cu и Fe.

Вмещающими породами для этих месторождений и проявлений являются разновозрастные вулканогенно-осадочные комплексы нижнего (Юомасуо) и верхнего (Майское, Кайралы) протерозоя [Пожиленко и др., 2002; Иващенко, Голубев, 2011], а рудовмещающими – метасоматиты и серицитовые кварциты (Юомасуо) [Fennoscandian Ore Deposit Database (FODD), 2011] и кварцево-жильные поля (Майское, Кайралы).

Для Северной Карелии указанные сходства геологических условий, специализация минеральных парагенезисов на Au, Ni, Co и Te, единый тренд и компактное поле составов структурных примесей в жильном кварце позволяют ожидать здесь обширные золотоносные кварцево-жильные поля. Это согласуется с рекомендациями, высказанными В. И. Иващенко и А. И. Голубевым [2011]. Обнаружение месторождений типа Юомасуо возможно южнее месторождения Майского, на сопредельной территории Северной Карелии, в разновозрастных вулканогенно-осадочных комплексах, представленных метасоматитами и серицитовыми кварцитами.

Литература

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

Войтеховский Ю. Л., Лютоев В. П., Чернявский А. В. Кварц золоторудных проявлений Пана-Куоляярвинской структуры // Петрология и минерагения Кольского региона: Тр. VII Всерос. Ферсмановской науч. сессии (Апатиты, 2–5 мая 2010 г.). Апатиты, 2010. С. 22–25.

Войтеховский Ю. Л., Чернявский А. В., Басалаев А. А., Савченко Е. Э. Золото участка Кайралы // Петрология и минерагения Кольского региона: Тр. VI

Всерос. Ферсмановской науч. сессии (Апатиты, 18–19 апр. 2009 г.). Апатиты, 2009. С. 105–108.

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.

Вольфсон А. А., Русинов В. Л., Крылова Т. Л., Чугаев А. В. Метасоматические преобразования докембрийских метабазитов Салла-Куоляярвинского грабена в районе золоторудного поля Майское, Северная Карелия // Петрология. 2005. Т. 13, № 2. С. 179–206.

Гавриленко Б. В. Первая находка селенидов на Кольском полуострове // ДАН СССР. 1987. Т. 296, № 5. С. 1213–1215.

Гавриленко Б. В., Реженева С. А. Рудные минералы золотосодержащих кварцево-жильных зон // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. Апатиты, 1987. С. 58–67.

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

Нерадовский Ю. Н. Морфология и состав золота в кварце из месторождения Майское (Карелия) // Материалы Всерос. конф. Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований (Москва, 29–31 марта 2010 г.). Т. 2. М., 2010. С. 88–90.

Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В., Жабин С. В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 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.

Чернявский А. В., Войтеховский Ю. Л., Волошин А. В., Савченко Е. Э. Au-Ag-Te минералы в малосульфидных эпитермальных месторождениях Кольского п-ва и С. Карелии // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов: Тр. Всерос. науч. конф. (Апатиты, 26–29 сент. 2010 г.). Апатиты, 2010. С. 203–209.

Fennoscandian Ore Deposit Database (FODD) http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/gtk_gold_map.html <http://geomaps2.gtk.fi/website/fodd/viewer.htm>. 2011

Gavrilenko B. V., Petrashova L. S., Dain A. D. Proterozoic quartz-vein gold deposit Mayskoye in North Karelia (Russia) // Proc. Nordic Min. Res. Symp. Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas. Trondheim, 1999. P. 81–82.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Чернявский Алексей Викторович

старший инженер

Геологический институт Кольского научного центра РАН

ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184209

эл. почта: chernyavsky@geoksc.apatity.ru

тел.: (81555) 79547

Chernyavskiy, Alexey

Geological Institute, Kola Research Centre, Russian Academy of Sciences

14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia

e-mail: chernyavsky@geoksc.apatity.ru

tel.: (81555) 79547

Волошин Анатолий Васильевич

главный научный сотрудник, докт. геол.-минер. наук
Геологический институт Кольского научного центра РАН
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184209
эл. почта: vol@geoksc.apatity.ru
тел.: (81555) 79656

Войтеховский Юрий Леонидович

директор института, докт. геол.-минер. наук
Геологический институт Кольского научного центра РАН
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184209
эл. почта: woyt@geoksc.apatity.ru
тел.: (81555) 79656

Voloshin, Anatoly

Geological Institute, Kola Research Centre, Russian Academy
of Sciences
14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia
e-mail: vol@geoksc.apatity.ru
tel.: (81555) 79656

Voytekhovskiy, Yury

Geological Institute, Kola Research Centre, Russian Academy
of Sciences
14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia
e-mail: woyt@geoksc.apatity.ru
tel.: (81555) 79656

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.837: 550.379: 551.71/.72

КОМПЛЕКСНЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ЧЕРЕЗ РОПРУЧЕЙСКИЙ СИЛЛ ГАББРОДОЛЕРИТОВ НА УЧАСТКЕ РЖАНОЕ – АНАШКИНО

П. А. Рязанцев

Институт геологии Карельского научного центра РАН

В статье рассматривается комплексный геофизический профиль через Ропручейский силл габбродолеритов на участке Ржаное – Анашкино, при помощи которого получены новые данные об особенностях строения изучаемого объекта. Это позволило уточнить его геологическое строение, охарактеризовать с высокой степенью достоверности, а также определить положение границ залегания во вмещающих породах и внутренние неоднородности. Выделены некоторые особенности применения и сопоставления методов геофизики.

Ключевые слова: электроразведочные методы, магниторазведка, ВЭЗ, моделирование, структурный профиль, Ропручейский силл.

P. A. Ryazantsev. THE COMPLEX GEOPHYSICAL CROSS SECTION OF THE ROPRUCHEYSKY GABBRO-DOLERITE SILL AT THE RZHANOE – ANASHKINO SITE

We consider the complex geophysical cross section of the Roprucheysky gabbrodolerite sill at the Rzhano-Anashkino site, where new data were obtained on the structure of the study object. As the result, its geological structure was clarified and characterized with a high degree of confidence, and the boundaries of its bedding in the host rocks and internal heterogeneity were determined. Some features of the application and comparison of geophysical methods are highlighted.

Key words: geoelectrical prospecting, magnetic reconnaissance, VES, modeling, structural profile, Roprucheysky sill.

Введение

Ропручейский силл интересен в первую очередь как геологический объект, перспективный

для разведки и разработки месторождений облицовочного камня. Предшествующие исследования Карельской геологической экспедиции (КГЭ) создали базу для выделения наибо-

лее продуктивных площадей [Кевель, 1988], однако для повышения эффективности разведки природного камня требуются новые подходы, в том числе и комплексное использование геолого-геофизических данных [Копылов, Пустовойтова, 2006; Magnusson et al., 2010; Соколов и др., 2011; Шеков, Иванов, 2011]. Результаты таких работ должны выступать первым этапом при разведке месторождений облицовочного камня.

Примером использования комплексного подхода служат работы, выполненные в северной части Ропручейского силла на участке Ржаное – Анашкино. Главная цель заключалась в

изучении строения и оценке параметров силла при помощи геофизических методов. Для этого вкрест его простираения на уровне эрозионного среза выполнен экспериментальный геофизический профиль с выходами во вмещающие породы. Профиль находится в интервале, наиболее пригодном для получения корректных результатов с наименьшими затратами. Геологической основой для проведения работ служат карты и разрезы, построенные специалистами КГЭ [Кевель, 1988]. Исходя из имеющихся данных Ропручейский силл имеет согласное, но сложное по форме залегание, с мощностью в пределах 60–80 м. В нем предполагается нали-

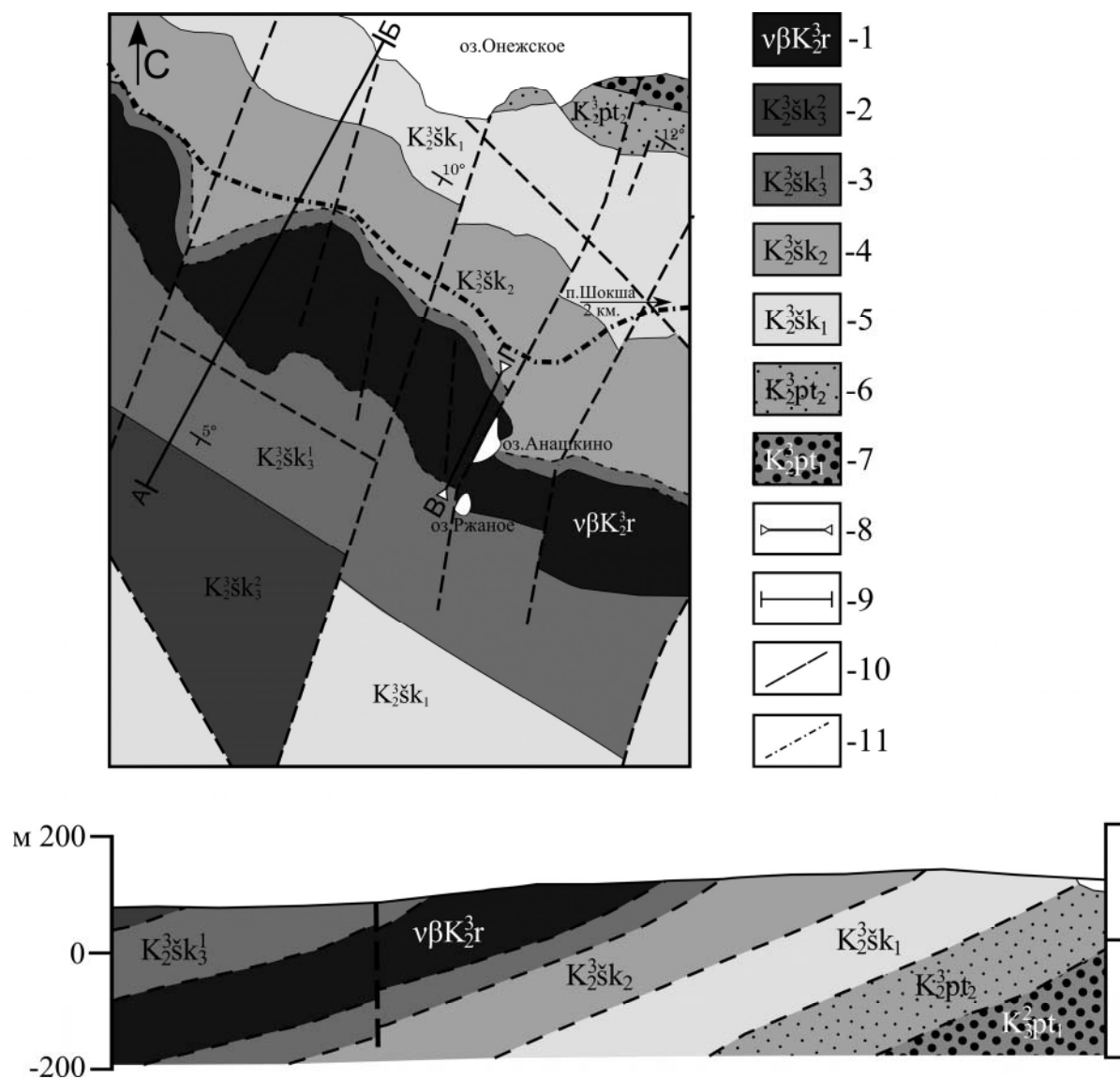


Рис. 1. Схема геологического строения участка работ с разрезом (по: [Кевель, 1988]):

1 – ропручейский габбродолеритовый комплекс – габбро, долериты; 2 – шокшинская свита, верхняя подсвита, верхняя пачка – песчаники, алевролиты; 3 – нижняя пачка верхней подсвиты – кварциты, конгломераты; 4 – шокшинская свита, средняя подсвита – сланцы, кварциты, алевролиты; 5 – шокшинская свита, нижняя подсвита – кварциты, сланцы, алевролиты; 6, 7 – петрозаводская свита, верхняя и нижняя подсвиты – песчаники, конгломераты; 8 – геофизический профиль В–Г; 9 – геологический профиль А–Б; 10 – крупные тектонические нарушения; 11 – автомобильная дорога

чие включений вмещающих пород и множество ослабленных тектонических зон. Однако в связи с распространением четвертичных отложений, отсутствием бурения и детальной геологической съемки в районе работ схема и разрез А–Б (рис. 1) отражают его геологию в упрощенном виде. Поэтому в задачи входило: исследование залегания силла на участке Ржаное – Анашкино и выделение его внутренних неоднородностей, а также определение особенностей обработки и интерпретации результатов геофизических исследований.

Для решения поставленных задач применялись следующие методы: профильные вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ), магнитометрия и электропрофилирование (ЭП) методикой срединного градиента (СГ). Предпосылки выбора такого комплекса методов – контрастность габбродолеритов, слагающих Ропручейский силл, по сопротивлению и значениям аномалий магнитного поля на фоне вмещающих пород, представленных кварцитами и кремнистыми сланцами. По петрофизическим данным в изучаемом разрезе присутствуют три различных типа пород: это габбродолериты ропручейского интрузивного комплекса с сопротивлением до 10 кОм·м во влажном состоянии, кварциты верхней подсвиты и сланцы средней подсвиты шокшинской свиты с сопротивлением более 100 кОм·м и более 10 кОм·м соответственно. Содержащийся в габбродолерите титаномагнетит (среднее содержание 6 %) делает его контрастным на фоне немагнитных кварцитов [Петрофизика, 1992]. Методика ВЭЗ позволяет оценить распределение неоднородностей как по вертикали, так и по горизонтали (при использовании 2-D подхода к обработке), тогда как ЭП и магнитометрия применялись, прежде всего, для оценки изменений по латерали.

Методика проведения работ

Для решения поставленных задач на участке Ржаное – Анашкино выполнен экспериментальный геофизический профиль В–Г общей длиной более 4 км (рис. 1). Наиболее информативные результаты по профилю были получены методикой ВЭЗ, которая является стандартной в геофизической практике. Однако ее использование при изучении геологических структур кристаллического Фенноскандинавского щита связано с рядом сложностей. Это отсутствие равномерной горизонтально-слоистой среды, для которой такая методика является оптимальной, а также многочисленные тектонические нарушения. Поэтому представленный объект можно отнести к условно пригодным для ВЭЗ. Хотя силл и залегает во вмещающих породах под углом 0–10°, что является

приемлемым с точки зрения методологии геофизической съемки, следует ожидать целый ряд ошибок и шумов при измерениях.

Работы проводились многоцелевым электроразведочным аппаратным комплексом «СКАЛА-48» с использованием питающей линии АВ/2 до 500 м с тремя размерами MN = 10, 40, 80 м, по десять замеров на каждый разнос и рабочей частотой 2,44 Гц. Геометрия установки была выбрана исходя из мощности силла, с учетом влияния вмещающих высокоомных пород, для обеспечения необходимых чувствительности и глубины исследования. Для повышения плотности данных использовался линейный шаг, равный 10 м, при изучении приповерхностной части разреза, 20 м – на второй декаде и 40 м – на третьей. Всего было выполнено 21 зондирование с интервалами в 200 м. Для каждого измерения выполнялось пять накоплений, и за конечный результат принималось среднее значение, что позволяло отсеять случайные помехи [Балков и др., 2010].

В связи с тем что ЭП и магнитометрия имеют ограниченную информативность при изучении субгоризонтальных тел, основная их функция заключалась в выявлении вертикальных тектонических нарушений и границ между габбродолеритами и кварцитами на уровне эрозионного среза. Съемка методикой СГ проводилась с питающей линией АВ = 5 км, приемной линией MN = 20 м и шагом 10 м. В результате построен график, характеризующий распределение кажущегося удельного сопротивления (ρ_k) вдоль профиля. Пешеходные магнитометрические работы проводились с шагом съемки, равным 10 м, и их результат представлен также в виде графика.

Результаты исследований

По результатам геофизических исследований строились геоэлектрические модели, отображающие геологическую обстановку исследуемого района [Griffiths, Barker, 1993; Бобачев и др., 1995]. При обработке полученных ВЭЗ возникли три основные проблемы, ухудшающие результат. Во-первых, это возможность подбора эквивалентных моделей, существенно различающихся по своим характеристикам. Во-вторых, наличие Р-эффектов, вызывающих смещение кривой ВЭЗ по шкале сопротивлений, что является следствием влияния контрастных приповерхностных неоднородностей. А также влияние длины питающей линии, выражающееся в появлении индукции, что занижало уровень ρ_k конечных замеров. Для преодоления этих помех использовались: инверсия данных по профилю с опорой на имеющуюся геологическую информацию, ме-

ханизмы нормализации сегментированной кривой ρ_k (по глубинным уровням), присутствующие в программном обеспечении, используемом при обработке («ВЭЗ-Мастер» [Шакуро, 2010]), и выборочная фильтрация данных (удалялись единичные замеры, резко выбивающиеся из ряда кривой) [Электроразведка..., 1994; Колесников, 2007]. Обработка данных и последующая интерпретация выполнялась в 1-D (одномерной) и 2-D (двумерной) формах. Использование разных подходов к решению обратной геофизической задачи позволяет вводить регуляризационную модель на основе одного типа обработки и использовать ее для увеличения корректности другой [Шевнин, Бобачев, 2009].

Сначала рассмотрим 1-D модель удельных сопротивлений. На полученном геоэлектрическом разрезе силл уверенно выделяется во вмещающих породах, представленные типы

пород контрастно разделяются по сопротивлениям, а положение контактов пород в приповерхностной части согласуется с геологической информацией. Анализ модели позволяет выделить пространственные неоднородности, представленные резким изменением мощности тела силла с 100 пикета (ПК), а также наличием высокоомного включения между ПК –1500 и –500, которое, вероятно, является включением вмещающих пород. Следует отметить разницу сопротивлений в области отрицательных и положительных пикетов, это объясняется влиянием крупного тектонического нарушения, пересекающего профиль исследования под острым углом (рис. 2). Однако неоднородности внутри интрузии выделяются нечетко, что не позволяет проводить корректную интерпретацию, поэтому была проведена 2-D обработка.

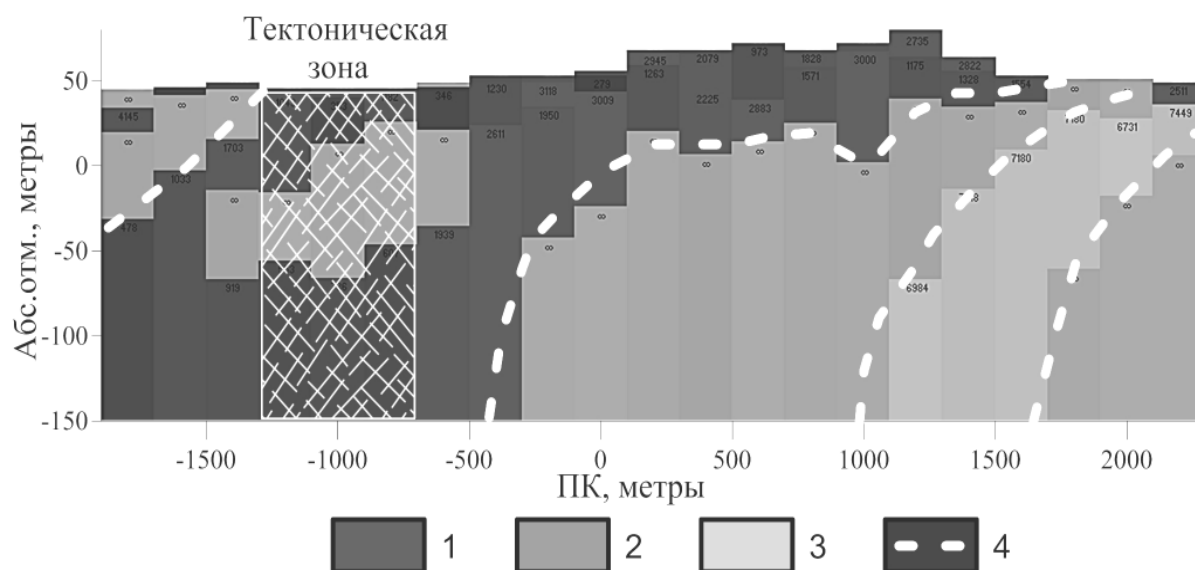


Рис. 2. 1-D модель сопротивлений по профилю В–Г:

1 – удельное сопротивление не более 4000 Ом·м; 2 – удельное сопротивление более 10 тыс. Ом·м; 3 – удельное сопротивление от 4 тыс. до 10 тыс. Ом·м; 4 – предполагаемые границы пород

При 2-D обработке используется моделирование при помощи двумерных ячеек с координатами x , y и учетом взаимодействия между ними, вследствие чего оценка распределения геоэлектрических параметров в горизонтальном направлении достовернее, чем при 1-D. Как видно, полученная модель удельных сопротивлений (рис. 3) более гладкая, благодаря чему основные границы геологических образований прослеживаются увереннее, а также отдельные контрастные малоразмерные тела лучше локализируются [Loke, 2010]. Это наблюдается на ПК –1400 и 1600, где четко выделяется граница вмещающих пород шокшин-

ской свиты и габбродолеритов Ропручейского силла; на ПК –800...–600 и 800–1200 фиксируются локальные включения в силле вмещающих пород; между ПК –1400 и –1000 отчетливо прослеживается крупное тектоническое нарушение. При построении 2-D модели присутствовал высокий процент невязки между измеренными и рассчитываемыми данными (до 40 %), что связано с недостаточным количеством зондирований. Однако использование механизмов регуляризации позволило уменьшить погрешность до приемлемого уровня (погрешность невязки 8,7 %) и получить более корректный результат.

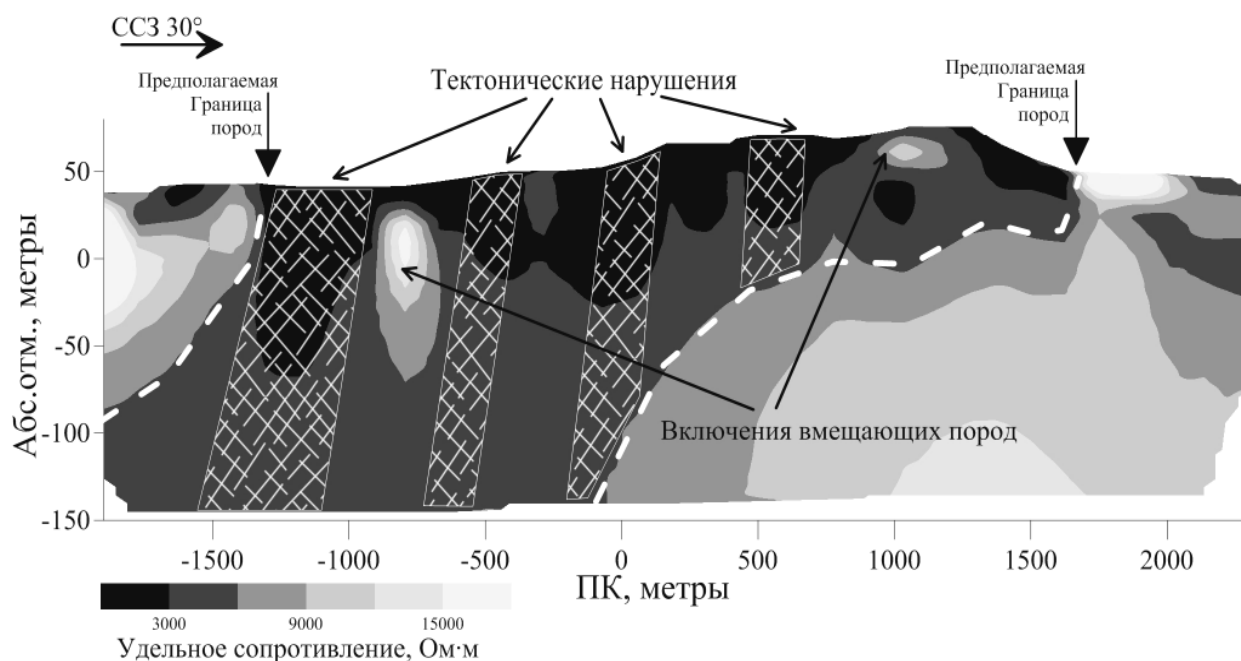


Рис. 3. 2-D модель сопротивлений по профилю В–Г

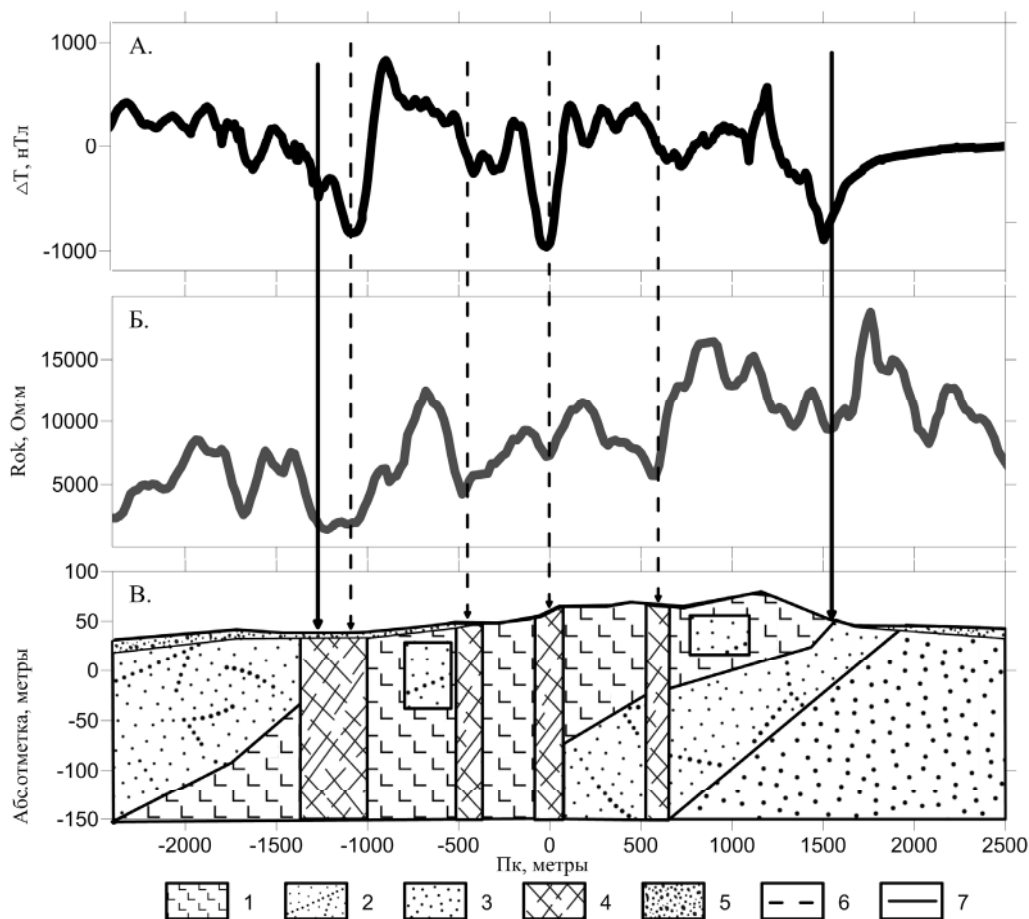


Рис. 4. Графики приращения модуля вектора индукции магнитного поля (А), кажущегося сопротивления (Б) и схематичный геологический разрез (В) для геофизического профиля В–Г:

1 – габбродолериты; 2 – кварциты; 3 – кремнистые сланцы; 4 – зоны тектоники; 5 – четвертичные отложения; 6 – корреляционные линии для тектоники; 7 – корреляционные линии для границ пород

Анализ данных, полученных магнитометрией и ЭП, выполнялся в комплексе. Эта информация дополняет и заверяет результаты ВЭЗ. Для лучшего восприятия графиков и их сопоставления построен схематический геологический разрез на основе геолого-геофизических данных. На графике аномальных значений магнитного поля хорошо прослеживаются границы пород на ПК 1500 и –1400, это отражается в более спокойном поведении поля и отсутствии относительно длиннопериодных аномалий (рис. 4, А). В свою очередь, на графике кажущегося сопротивления такие области фиксируются понижением значений (рис. 4, Б). Также для него характерно понижение уровня тренда в сторону отрицательных пикетов, что является следствием негоризонтального залегания силла (в левой части преобладают габбродолериты, а в правой – кварциты и кремнистые сланцы) и влияния тектоники. В результате анализа графиков на схематическом разрезе выделяются отдельные блоки, ограниченные малыми тектоническими нарушениями ПК –1000...–500; –300–0; 0–500 (рис. 4, В), а после сопоставления с 2-D моделью включения вмещающих пород – на ПК –750...–550 и 700–1000. Еще одна особенность, выявленная в ходе исследований, – лучшая корреляция результатов ЭП и магнитометрии с 2-D обработкой ВЭЗ по сравнению с 1-D обработкой.

Согласно результатам комплексных исследований, силл имеет сложную структуру, которая дает неоднородное отображение в геофизических полях. Анализируя полученную картину, можно предположить, что моноклинальное залегание пород, по геологическим наблюдениям, осложнено флексурой на интервале 0–1600 ПК (рис. 3; 4, В). На разрезе выделяются ранее не картированные крупные тектонические нарушения одной генетической природы, параллельные главному тектоническому нарушению ПК –1400...–1000, а также два крупных включения, относящиеся, вероятно, к материалу вмещающих пород.

Выводы

Исследования, выполненные на участке Ржаное – Анашкино при помощи комплекса геофизических методов, позволили определить изменение мощности, наличие внутренних включений и зон тектоники, а также флексурное нарушение Ропручейского силла в этом районе. Полученные результаты согласуются с геологией района работ и дополняют имеющуюся информацию новыми данными. Наблюдается высокая корреляция результатов всех

геофизических методов, что позволяет наиболее полно охарактеризовать выбранный объект. Это свидетельствует о высокой эффективности геофизических методов для изучения Ропручейского силла. Дальнейшие исследования подобного рода позволят сделать новые выводы о его строении, тектонических особенностях и генезисе.

Автор выражает благодарность сотрудникам лаборатории геофизики м. н. с. А. В. Климовскому, м. н. с. М. Ю. Нилову, с. н. с. С. Я. Соколову и заведующему лабораторией геофизики д. г.-м. н. Н. В. Шарову за помощь в проведении полевых работ и написании статьи.

Литература

- Балков Е. В., Панин Г. Л., Манштейн Ю. А. и др. Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения // База знаний. 2010. 21 с. URL: www.nemfis.ru.
- Бобачев А. А., Марченко М. Н., Модин И. Н. и др. Новые подходы к электрическим зондированиям горизонтально-неоднородных сред // Физика Земли. 1995. № 12. С. 79–90.
- Кевель С. А. Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на блочный камень для целей прецизионного машиностроения в Прионежском районе Карельской АССР в 1987–1988 гг. // ТГФ (Петрозаводск). 1988.
- Колесников В. П. Основы интерпретации электрических зондирований. М.: Научный мир, 2007. 248 с.
- Копылов М. И., Пустовойтова И. В. Опережающие геофизические и петрофизические исследования при поисках и разведке строительных материалов на Дальнем Востоке // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 69–78.
- Петрофизика: Справочник / Н. Б. Дортман (ред.). М.: Недра, 1992. 391 с.
- Соколов С. Я., Рязанцев П. А., Климовский А. В., Нилов М. Ю. Геофизические методы изучения породной толщи на объектах облицовочного камня // Горный журнал. 2011. № 5. С. 15–19.
- Шевнин В. А., Бобачев А. А. 2D инверсия данных, полученных по обычной 1D технологии ВЭЗ // Гео-разрез. 2009. № 3. URL: <http://georazrez.unidubna.ru>.
- Шеков В. А., Иванов А. А. Методологические основы классификации месторождений блочного камня // Горный журнал. 2011. № 5. С. 5–8.
- Шакуро С. В. Электротомография с использованием установок точечного зондирования // Тез. докл. на Петербургском геофизическом науч.-практ. семинаре им. В. А. Комарова «Электроразведка в комплексе методов для поисковой и инженерной геологии». СПб.: СПбГУ, 2010. С. 56.
- Электроразведка методом сопротивлений / В. К. Хмелевской, В. А. Шевнин (ред.). М.: МГУ, 1994. 160 с.

Griffiths D. H., Barker R. D. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology // J. Appl. Geophysics. 1993. N 29. P. 211–226.

Loke M. H. Tutorial – 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Malaysia: Geotomo Software, 2010. 124 p.

Magnusson M., Fernlund J., Dahlin T. Geoelectrical imaging in the interpretation of geological conditions affecting quarry operations // Bulletin of Engineering Geology and the Environment. 2010. N 3. P. 465–486

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Рязанцев Павел Александрович

аспирант

Институт геологии Карельского научного центра РАН

ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,

Россия, 185910

тел.: (8142) 783471

эл. почта: chthonian@yandex.ru

Ryazantsev, Pavel

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian

Academy of Sciences

11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia

e-mail: chthonian@yandex.ru

tel.: (8142) 783471

ХРОНИКА

МЕЖДУНАРОДНОЕ СОТРУДНИЧЕСТВО В 2011 г.

Предметом исследования геологов Института геологии Карельского научного центра РАН является земная кора нашей планеты, и для достижения хороших результатов необходимо изучение ее строения в различных точках Земли. Благодаря международному сотрудничеству это становится возможным. В 2011 г. совместные экспедиционные работы, направленные на познание древнейшей (архейской) истории Земли, проводились в Индии и Южноафриканской Республике (ЮАР).

Бандельхандский кратон в центральной Индии может быть отличным полигоном для совместных работ с индийскими коллегами.

Индийские геологи проявляют огромный интерес к работам российских ученых, крайне заинтересованы в совместных работах. Встреча с вице-президентом Бандельхандского университета профессором Рана показала, что такой интерес проявляют не только геологи и широкомасштабное сотрудничество возможно на уровне, например, Бандельхандского и Петрозаводского государственных университетов.

В сентябре 2011 г. были проведены полевые экспедиционные работы в центральной Индии. В их ходе были исследованы слабоизученные Бабинский и Гирарский зеленокаменные пояса Бандельхандского кратона.

Настоящие исследования проводятся в рамках совместного научного проекта «Эволюция земной коры Фенноскандинавского и Индостанского щитов: главные события, темпы роста и геодинамика», который был подготовлен д. г.-м. н. А. И. Слабуновым (Россия) и доктором В. Сингом (Индия) (рис. 1). Этот проект стал возможным благодаря обсуждению проблем докембрийской геологии во время 2-й Международной конференции и поле-

вой экскурсии «Условия становления докембрийской континентальной коры», Джанси, Индия (PCGT-2009) в 2009 г. Проект реализуется в рамках совместной долгосрочной программы индийско-российского сотрудничества (ILTP). Данная программа находится под контролем Министерства науки и технологий Индии и Российской академии наук. Участником экспедиционных работ также был ведущий переводчик Г. Н. Соколов (рис. 2).

Сотрудничество с геологами из ЮАР крайне важно, так как ЮАР – богатейшая природными ресурсами (особенно золото, алмазы, платина, хром и др.) страна мира, при этом основа богатств – архейские комплексы, а Геологическая служба ЮАР – одна из старейших и эффективных в мире.

Осенью (с 5 по 29 ноября) 2011 г. была организована первая экспедиция в Южную Африку в рамках совместного российско-южноафриканского научного проекта «История формирования земной коры Карельского (СЗ России) и Каапвальского (ЮАР) кратонов в мезо- и неогэе: сравнительный анализ геологической эволюции, палеомагнитные данные, реконструкция архейского суперконтинента», который финансируется Российским фондом фундаментальных исследований и Национальным научным фондом ЮАР. Идея создания проекта принадлежит д. г.-м. н. А. И. Слабунову (Россия) и проф. А. Хофманну (ЮАР) (рис. 3), а его реализация стала возможна благодаря поддержке д. г.-м. н. Н. В. Лубниной (МГУ, Москва) (рис. 4), д. г.-м. н. С. А. Светова (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск) (рис. 5), к. г.-м. н. А. В. Степановой (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск) (рис. 6) и М. Клаусена (Стиллленбошский университет, ЮАР).



Рис. 1. Руководители индийско-российского проекта доктор В. Синг и д. г-м. н. А. И. Слабунов в маршруте



Рис. 2. Г. Н. Соколов во время маршрута попал в окружение индийских детей

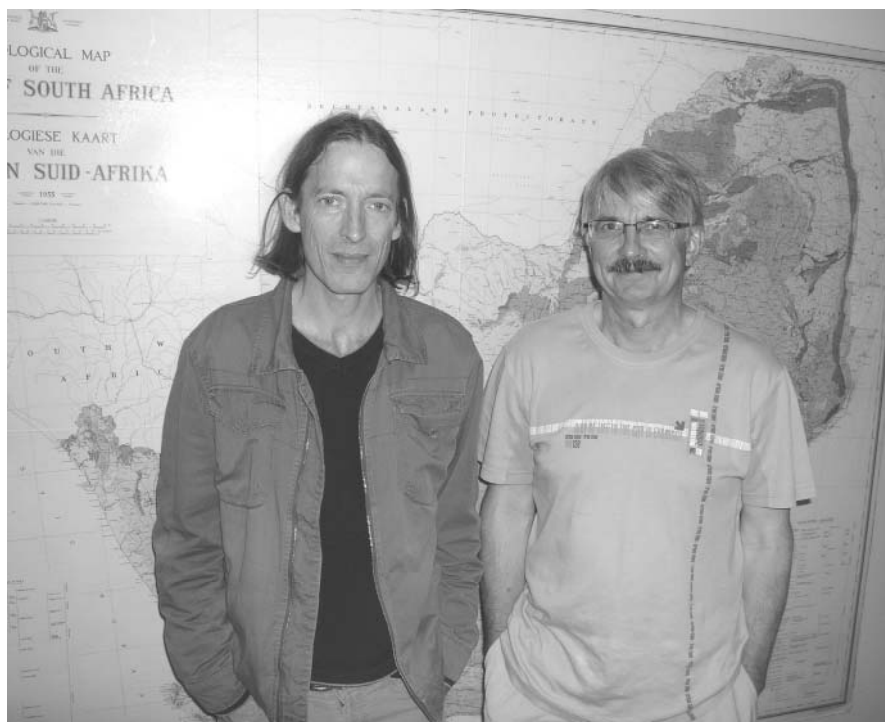


Рис. 3. Руководители российско-южноафриканского проекта проф. А. Хофманн и д. г.-м. н. А. И. Слабунов на геологическом факультете Йоханнесбургского университета



Рис. 4. Проф. Н. В. Лубнина пытается найти аленький цветок алое



Рис. 5. Д. г.-м. н. С. А. Светов на берегу широко известной в среде геологов р. Комати



Рис. 6. К. г.-м. н. А. В. Степанова нашла дайки основных пород и в Африке



Рис. 7. Участники российско-южноафриканской экспедиции в Йоханнесбурге перед отправкой в первый маршрут (слева направо): А. Хофманн (ЮАР), М. Клаусен (ЮАР), Н. В. Лубнина (Россия), А. В. Степанова (Россия), С. А. Светов (Россия), А. И. Слабунов (Россия)

В ходе двухнедельных работ группой из четырех российских и двух южноафриканских геологов (рис. 7) были отобраны пробы из габброидов в северной части Каапвальского кратона (провинции Лимпопо и Мпумаланга) для палеомагнитных, геохронологических и геохимических исследований. Позднее А. И. Слабунов и М. Клаусен провели отбор проб для

геохронологических, петрологических и геохимических исследований на территории провинции Квазулу-Ната́л (ЮАР) и Свазиленда.

Кроме проведения полевых работ, группа познакомилась с геологическим факультетом Йоханнесбургского университета, участвовала в научном семинаре.

А. И. Слабунов

ЮБИЛЕИ И ДАТЫ

ЛЮДМИЛА ПАВЛОВНА ГАЛДОБИНА (к 85-летию со дня рождения)

Л. П. Галдобина родилась 1 июня 1927 г. в Петрозаводске. Геолог, литолог, стратиграф, кандидат геолого-минералогических наук. В 1951 г. окончила геологический факультет Карело-Финского госуниверситета. После окончания университета несколько лет работала в Карельской комплексной геологической экспедиции СЗГУ. В экспедиции занималась геолого-съемочными и петрографическими исследованиями. Это был первый важный этап (1951–1954) в ее геологической деятельности. Затем она работала в Петрозаводском университете в должности ассистента и преподавателя геолого-разведочного факультета: вела практические занятия по общей геологии, палеонтологии, осадочной петрографии, читала лекции по отдельным разделам этих курсов. Последние выпускники факультета КФГУ (ныне ПетрГУ) помнят, как с самых первых лекций профессора В. С. Слодкевича в уголке аудитории обязательно сидела скромная девушка. Удивительно, что Всеволод Сергеевич время от времени говорил: «А вот с таким вопросом лучше обратиться к Людмиле Павловне, она больше меня разбирается в этом». Речь шла либо о так называвшихся в то время «йотнийских» кварцитопесчаниках, либо о шунгите. Людмила Павловна готовила диссертацию, которая посвящалась литологии йотнийских осадочных толщ Прионежья КАССР. Работа была блестяще защищена в 1959 г. Это был второй этап (1954–1959) в профессиональной работе, итогом которого стала защита кандидатской диссертации в возрасте 32 лет после окончания заочной аспирантуры.

1959–1961 – это годы возвращения на работу в Карельскую комплексную геологическую экспедицию. Имея основательную научную базу, она активно включилась в программу по составлению крупномасштабных геологических



карт, что, безусловно, предполагало и поиски новых месторождений полезных ископаемых. В отчетах по этим работам ей доверяли наиболее сложные разделы, касающиеся стратиграфии и литологии древнейших (палеопротерозойских) толщ. Собранный в многочисленных геологических экспедициях материал позволял Л. П. Галдобиной детально анализировать условия формирования первичноосадочных и вулканогенных пород, проводить более точные палеогеографические построения (реконструкции).

В 1961 г. она становится младшим научным сотрудником созданного Института геологии. В это время в институте было 8 кандидатов наук, среди которых – молодой геолог Людмила Павловна. Имеющийся опыт пригодился, когда в Карельском филиале АН СССР была создана группа под руководством в то время канд. геол.-минер. наук В. А. Соколова. Одной из важных задач считался углубленный фациальный анализ нижнепротерозойских образований. Людмила Павловна была одним из лучших специалистов в данной области. В этот период основывается тесное творческое сотрудничество двух ученых – В. А. Соколова и Л. П. Галдобинной, которое продолжалось в течение многих лет. Создаются и выходят в свет важнейшие монографические издания: Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970; Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972; Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск, 1978; Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1982; Стратиграфия докембрия Карельской АССР. Петрозаводск, 1984; Геология Карелии. Л., 1987, а количество различных публикаций, подготовленных Л. П. Галдобинной (в том числе в соавторстве), приближается к 120.

За короткий срок она становится крупным специалистом по литологии и фациальному анализу докембрия. Л. П. Галдобина увлеченно работает в области палеогеографии ятулия и условий образования полезных ископаемых.

С 1970 г. Л. П. Галдобина изучает шунгитовые породы, их литологию и генезис. Она побывала на всех известных шунгитовых месторождениях и проявлениях, собрав уникальную коллекцию каменного материала, просмотрела сотни шлифов, обработала результаты спектрального и химического анализа как своих проб, так и предшественников. Совместно с В. В. Ковалевским, ныне докт. геол.-минер. наук, заведующим лабораторией шунгитов, был освоен новый метод изучения шунгитов с применением электронной микроскопии. Обобщая весь материал, Людмила Павловна пришла к выводу о необходимости создания новой классификации шунгитов, которая вскоре была ею разработана и предложена.

В 1989 г. она выходит на заслуженную пенсию, но только формальную, продиктованную требованиями того времени. Вполне естественно она остается востребованной, а поэтому практически до сегодняшнего дня связана с институтом, продолжая определенное время ра-

ботать по контрактам. Еще недавно мы слышали ее доклады на совещаниях в Петрозаводске. Она обсуждает с нами проблемы современной геологии. Людмила Павловна – щедрый и добрый человек. Проходят годы, и сотрудники всегда рады видеть ветерана труда в стенах института.

В 1953 и 1954 гг. избиралась депутатом четвертого и пятого созывов Петрозаводского городского совета депутатов трудящихся. Награждена Почетной грамотой Президиума АН СССР (1974), грамотами КарНЦ АН СССР, заносилась на «Доску почета» КФ АН СССР, награждена медалью «Ветеран труда» (1985).

Редколлегия данного выпуска журнала, коллектив Института геологии КарНЦ РАН поздравляют Людмилу Павловну с 85-летием. Мы рады, что Вы с нами. Желаем хорошего настроения, бодрости и быть на достойном уровне!

В. В. Макарихин, В. В. Щипцов

ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ Л. П. ГАЛДОБИНОЙ

1958. Кварцито-песчаники и песчаники Прионежья. Техничко-экономический бюллетень. № 4. С. 12–14.

Иотнийские образования района Прионежья КАССР // Изв. КФ АН СССР. № 1.

1960. Верхний протерозой // Геология СССР. Т. XXXVII, ч. 1, КАССР, 19. С. 255–260.

1966. К методике замеров косой слоистости дислоцированных толщ при полевых наблюдениях // Проблемы осадочной геологии. Вып. 1. М.: Недра. С. 248–249. (Совместно с Ю. И. Сацуком, А. В. Рылеевым, К. И. Хейсканеном.)

Некоторые формы предьятулийского погребенного рельефа // ДАН СССР. Т. 168, № 2. С. 432–434. (Совместно с В. А. Соколовым, Ю. И. Сацуком, А. П. Световым, К. И. Хейсканеном.)

1970. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск. С. 359–364. (Совместно с В. А. Соколовым, А. В. Рылеевым, Ю. И. Сацуком и др.)

Вулканогенно-осадочные породы среднего протерозоя (ятулий) Карелии // Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси. С. 224–226. (Совместно с А. П. Световым.)

1971. К стратиграфии и корреляции ятулийских отложений (на примере Центральной Карелии) // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. С. 65–71. (Совместно с В. А. Соколовым, А. В. Рылеевым, Ю. И. Сацуком и др.)

Об угловом несогласии между ятулийскими и сариолийскими отложениями центральной Карелии // ДАН СССР. Т. 199, № 2. С. 411–413. (Совместно с В. А. Соколовым, К. И. Хейсканеном.)

Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя Южной Карелии // Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука. С. 21–31. (Совместно с Е. М. Михайлюк.)

1972. Строение разрезов сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса районов д. Святнаволок – п. Гирвас. Конгломератовая толща // Проблемы геологии среднего протерозоя. Петрозаводск: Карелия. С. 40–44. (Совместно с К. И. Хейсканеном.)

1974. Литогенез среднепротерозойских вулканогенно-осадочных тощ Карелии // Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М.: Наука. (Совместно с В. И. Горловым.)

Агломераты сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. С. 70–77. (Совместно с К. И. Хейсканеном, А. И. Голубевым.)

1975. Прогнозная геологическая оценка ресурсов шунгитовых пород // Шунгиты Карелии

и пути их комплексного использования. Петрозаводск: Карелия. С. 218–219. (Совместно с В. И. Горловым, В. И. Соколовым.)

1980. Experience in lithological-facial studies of Jatulian formations in Karelia, their palaeogeography // Jatulian Geology in the Eastern Part of the Baltic Shield. Rovaniemi. P. 21–37. (Совместно с V. Sokolov.)

1982. Людикий – новое стратиграфическое подразделение нижнего протерозоя Карелии // ДАН СССР. Т. 267, № 4. С. 187–190. (Совместно с В. А. Соколовым.)

Черносланцевые формации юго-восточной части Балтийского щита // Осадочная геология докембрия. М.: Наука. С. 131–143. (Совместно с В. А. Соколовым, В. Я. Горьковцом, С. И. Рыбаковым.)

1984. Геохимия черносланцевых образований протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука. С. 182–191. (Совместно с А. И. Голубевым, А. М. Ахмедовым.)

1987. Шунгиты: проблемы генезиса и классификации нового углеродистого сырья // Советская геология. № 12. С. 40–47. (Совместно с П. Ф. Иванкиным, Ю. К. Калининным.)

ВАЛЕНТИН ЯКОВЛЕВИЧ ГОРЬКОВЕЦ (к 75-летию со дня рождения)



1 июня 2012 г. исполнилось 75 лет со дня рождения Валентина Яковлевича Горьковца, доктора геолого-минералогических наук, профессора Петрозаводского государственного университета, заслуженного деятеля науки Республики Карелия, ведущего научного сотрудника Института геологии Карельского научного центра РАН (ИГ КарНЦ РАН).

Валентин Яковлевич Горьковец – видный специалист в области металлогении рудных месторождений, включающих докембрийские железисто-кремнистые формации, формирования золоторудных месторождений, алмазоносных кимберлитов и лампроитов, геодинамики земной коры на ранних этапах докембрия, а также решения геоэкологических вопросов.

В 1960 г. Валентин Яковлевич окончил геолого-разведочный факультет Петрозаводского государственного университета и был распределен в отдел региональной геологии Карельского филиала АН СССР. Молодой специалист уже на следующий день отправился в долгосрочную командировку под руководством Владимира Михайловича Чернова, вылетев на гидросамолете в район Костомукшского железорудного месторождения. Это месторождение, выявленное

геофизиками с борта самолета в 1946 г. аэромагнитной съемкой, было разведано и подготовлено к промышленному освоению в течение 36 лет.

Приводившись на озеро Костомукшское (сейчас на его месте хвостохранилище «Карельского окатыша»), Валентин и его товарищи, половину которых составляли студенты, еще девять километров шли до заброшенного поселка геологической партии, стоявшего здесь в пятидесятых годах. Им предстояло заново осваивать таежный край, обживать домики, изучать и детально документировать керн разведочных скважин, оконтуривать месторождение, изогнувшееся, как было установлено, 20-километровой дугой.

Тогда, признается Валентин Яковлевич, он и думать не думал, что эта экспедиция определит его дальнейшую жизнь. Свою первую командировку он воспринимал, скорее, как некий промежуточный этап, как неизбежную дань, которую требовалось отдать выбранной профессии. Но есть, видимо, в наших местах какое-то особое притяжение, которое не позволяет так просто откеститься от них. Это влияние Горьковец в полной мере испытал на себе, потому что чем еще можно объяснить тот факт, что, приехав в Костомукшу на один полевой сезон, он в итоге посвятил изучению этого района 52 года, практически всю геологическую жизнь, заслужив право называться первооткрывателем.

Поначалу Костомукшское месторождение считалось не очень крупным, а потому не особо перспективным. К нему был скорее научный, чем практический интерес. Если бы не руководитель экспедиции В. М. Чернов, неизвестно, как бы еще сложилась судьба месторождения, да и всей Костомукши в целом. Он сыграл большую роль не только в судьбе города, но и в жизни В. Я. Горьковца, вместе они проработали почти 30 лет. Под его руководством Валентин Яковлевич в 1965–1968 гг. учился в аспирантуре КарФАН СССР, защитил кандидатскую диссертацию в 1969 г., а в 1993 – докторскую диссертацию.

В. М. Чернов с учениками доказали, что запасы железной руды, которые сначала оценивались в 650 млн т высококалассной руды, на самом деле составляют порядка 10 млрд т и залегают до глубины 4,5 км. Первопроходцы, в числе которых был, естественно, и В. Я. Горьковец, сделали многое, чтобы приоткрыть завесу тайны, окутывавшую регион. Геологи составили карту Костомукшского района, определили места залегания руд, описали породы, характерные для этой территории.

Но удивительна не только история края. Его настоящее не менее интересно. Помимо сырья для металлургии, геологи во главе с В. Я. Горьковцом обнаружили здесь весьма перспективные с точки зрения промышленной добычи месторождения золота и алмазов.

На сегодня в Костомукше выбрано 600 млн т руды. Основной карьер уже приличных размеров, он хорошо просматривается из космоса. Длина карьеров (Северного, Центрального, Южного) – 10 км, глубина – более 300 м, ширина – 3 км.

Если говорить о перспективах костомукшских горняков, то они связаны, в частности, с разрабатываемым Корпангским месторождением, вплотную прилегающим к Костомукшскому. Его запасы – 410 млн т руды. Есть прогнозные ресурсы золота, оцениваемые несколькими десятками тонн. Обнаружены зерна алмазов в кимберлитах и лампроитах, определенных компанией «Де-Бирс».

Корпангское месторождение особо привлекательно тем, что здесь залегает руда, из которой получается концентрат для суперсталей. На мировых рынках он стоит в десять раз дороже, чем обычные окатыши.

В. Я. Горьковец ежегодно организует полевые геологические исследования на железорудных месторождениях и окрестностях города Костомукши, а также в приграничном районе на территории Республики Карелия и Финляндии. Он является одним из организаторов кафедры «геология и геофизика» Петрозаводского госуниверситета, член Ученого совета горно-геологического факультета ПетрГУ. С 1998 г. профессор кафедры геологии и геофизики, читает лекции по дисциплинам «Литология» и «Геология месторождений полезных ископаемых», руководит аспирантами, производственными практиками студентов-геологов, курсовыми и дипломными работами.

С 1993 по 2000 г. В. Я. Горьковец исполнял обязанности заместителя директора по научной работе Института геологии КарНЦ

РАН и являлся членом Президиума КарНЦ РАН. С 2003 по 2008 г. возглавлял лабораторию «Комплексное изучение Костомукшского рудного района». В настоящее время руководит группой комплексного изучения Костомукшского рудного района в лаборатории геофизики и является исполнителем темы «Глубинное строение, сейсмичность, тектоно-магматическая активизация, неотектоника и геоэкология северо-запада России».

Валентин Яковлевич обладает спокойным, выдержанным характером. В отношении с коллегами по работе доброжелателен и пользуется заслуженным авторитетом в коллективе. У него большая и дружная семья: жена, дочь, сын, внук, внучка и четверо правнуков.

Коллектив Института геологии КарНЦ РАН, редакционная коллегия журнала «Труды Карельского научного центра Российской академии наук» и ОАО «Карельский окатыш» сердечно поздравляют Валентина Яковлевича с 75-летним юбилеем и искренне желают ему долгих лет радостной, благополучной, творческой жизни.

Н. В. Шаров

ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ В. Я. ГОРЬКОВЦА

1966. К вопросу о стратиграфическом положении конгломератов гимольского района Западной Карелии // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск. С. 187–201. (Совместно с В. М. Черновым, К. А. Ининой, М. Б. Раевской.)

1969. Некоторые особенности распределения элементов докембрийских вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии // Литология и полезные ископаемые. № 1. С. 65–77.

Особенности распределения германия в рудах и вмещающих породах Костомукшского месторождения железистых кварцитов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. (ВГУ). 31 с.

1970. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск. 284 с. (Совместно с В. М. Черновым, К. А. Ининой, М. Б. Раевской.)

Литологические и геохимические особенности железисто-кремнистых формаций докембрия Карелии // Вулканогенные железисто-кремнистые формации: литология, геохимия, корреляция, палеотектоника. Труды Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР (т. 5). Петрозаводск: Карелия. 286 с. (Совместно с В. М. Черновым, А. И. Богачевым, К. А. Ининой, М. Б. Раевской.)

1971. Первая находка железистых кварцитов в докембрии Приладожья Карелии // ДАН СССР. № 2. С. 427–430. (Совместно с В. М. Черновым, К. А. Ининой, М. Б. Раевской).

Главные закономерности распределения химических элементов в вулканогенных железисто-кремнистых формациях Карелии // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 3. М. С. 230–297. (Совместно с В. М. Черновым.)

К геохимии железистых кварцитов (на примере Костомукшского месторождения Карелии) // Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л.: Наука. С. 118–125.

1973. Селецкие структуры в ребольском фундаменте р-на Кимасозеро – Лувозеро. Этапы тектонического развития докембрия Карелии // Труды Карельского филиала АН СССР. Вып. 16. Л.: Наука. С. 113–116. (Совместно с К. А. Ининой, М. Б. Раевской.)

1976. К вопросу о формационном делении вулканитов раннего протерозоя Балтийского щита // Геология, петрология, металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М.: Недра. С. 151–152. (Совместно с В. М. Черновым.)

Особенности раннепротерозойского вулканизма Балтийского щита // Вулканизм докембрия. Петрозаводск. С. 10–18. (Совместно с В. И. Робоненом, В. М. Черновым, С. И. Рыбаковым, В. И. Коросовым.)

Особенности раннепротерозойского вулканизма Балтийского щита // Вулканизм докембрия. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. С. 10–18. (Совместно с В. И. Робоненом, С. И. Рыбаковым, В. М. Черновым, В. И. Коросовым.)

1977. Терригенные осадки в формационных рядах раннего докембрия (на примере Карелии) // Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты. С. 64–75. (Совместно с В. А. Соколовым, Л. П. Галдобиной, К. И. Хейсканеном.)

О флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций Западной Карелии // Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты. С. 5–13. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Типы железисто-кремнистых формаций Балтийского щита и условия их формирования // Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск. С. 85–91. (Совместно с В. М. Черновым.)

Кислый вулканизм ранних этапов развития Балтийского щита // Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. С. 32–39. (Совместно с В. М. Черновым, К. А. Ининой, М. Б. Раевской.)

Поздненижнепротерозойский ультраосновной магматизм района Костомукшского железорудного месторождения // Магматические комплексы (Вопросы геологии и петрографии): Опер.-информ. материалы за 1976 г. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. С. 24–28.

1978. Геохимическая карта юго-восточной части Балтийского щита, масштаб 1 : 1 500 000 / Ред. А. А. Смыслов. [Соавтор карты.]

Металлогеническая специфика раннепротерозойских подвижных поясов Балтийского щита // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука. (Совместно с В. И. Робоненом, С. И. Рыбаковым, В. М. Черновым, В. И. Коросовым.)

1980. Комплект карт «Металлогения Восточной части Балтийского щита» масштаба 1 : 1 500 000 / Гл. ред. А. В. Сидоренко. Л.: Недра. Лист 5: Геохимическая карта Восточной части Балтийского щита / Отв. ред. А. А. Смыслов; авторы от ИГ А. И. Богачев, Л. П. Галдобина, В. Я. Горьковец, А. И. Голубев, В. С. Куликов, В. В. Куликова, С. И. Рыбаков, А. П. Светов, Л. П. Свириденко, М. М. Стенарь, В. Д. Слюсарев.)

Геохимическая карта Карело-Кольского региона. М-б 1 : 1 000 000 / Стенарь М. М., Свириденко Л. П., Светов А. П., Рыбаков С. И., Горьковец В. Я. Петрозаводск.

1981. Геология и металлогения р-на Костомукшского железорудного м-ния. Петрозаводск. 143 с. (Совместно с М. Б. Раевской, Е. Ф. Белоусовым, К. А. Ининой.)

Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука. 154 с. (Совместно с С. И. Рыбаковым, А. И. Световой, В. С. Куликовым, В. И. Робоненом, М. Б. Раевской.)

Углеродсодержащие породы раннего докембрия Карелии и условия их образования // Проблемы осадочной геологии докембрия. Углеродистые отложения и их рудоносность. Вып. 7, кн. 1. М.: Наука. С. 158–165. (Совместно с С. И. Рыбаковым, М. Б. Раевской, А. И. Световой.)

1982. Рудоносность зеленокаменных поясов Западной Карелии // Зеленокаменные пояса древних щитов. М.: Наука. С. 148–157. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Гимольская серия; межозерская свита; сукозерская свита // Стратиграфический словарь по докембрию КАССР. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. С. 17.

Черносланцевые формации юго-восточной части Балтийского щита // Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука. С. 28–41. (Совместно с В. А. Соколовым, Л. П. Галдобиной, С. И. Рыбаковым.)

1983. Первая находка архейской коры химического выветривания в Карелии // ДАН СССР. Т. 272, № 6. С. 1425–1428. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Условия формирования железорудных толщ Костомукшского месторождения (Западная Карелия) по изотопным исследованиям // Геол. журн. Т. 43, № 3. С. 26–33. (Совместно с Ф. И. Жуковым, Л. Т. Савченко, Ф. И. Березовым, М. Б. Раевской, Н. П. Усик.)

1984. Костомукшский тип разреза // Стратиграфия докембрия Карельской АССР. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. С. 12–13. (Совместно с М. Б. Раевской.)

1985. Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии) / Отв. ред. Л. П. Свириденко; ред. А. П. Светов, С. И. Рыбаков, В. Я. Горьковец и др. Л.: Наука. 253 с.

1986. Архейская кора выветривания в районах железорудных месторождений Западной Карелии // Геология рудных месторождений. Т. 28, № 2. С. 101–109. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Архейский ультраосновной вулканизм Западной Карелии // Геология и разведка: Изв. высш. учебн. завед. № 5. С. 20–28. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Схема корреляции стратиграфических подразделений железисто-кремнистых формаций докембрия Европейской части СССР // Геол. журн. Т. 46, № 2. С. 5–17. (Совместно с Н. П. Щербаком, А. Д. Додатко, Е. М. Крестиним, А. М. Пап, Т. Скоржинской, А. М. Снежко, О. М. Струевой, В. Ю. Фоменко, И. Н. Щеголевым.)

Железные руды Карелии (железисто-кремнистые формации) / Препринт доклада на заседании Президиума Карельского филиала АН СССР. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. 55 с. (Совместно с М. Б. Раевской.)

1987. Железорудные формации. Лопийская металлогеническая эпоха // Геология Карелии. Л.: Наука. С. 177–179.

1988. Реконструкция центров ультраосновного вулканизма (район Костомукшского железорудного месторождения) // Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск. С. 57–66. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука. 192 с. (Совместно с В. С. Куликовым, В. В. Куликовой, М. Б. Раевской и др.)

Опорные разрезы серий и свит, вмещающих железисто-кремнистые образования. Контотская серия. Гимольская серия // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Стратиграфия. Киев: Наукова думка. С. 31–43.

Геологическая позиция стратиграфических подразделений отдельных регионов. Карело-Кольский регион // Там же. С. 141–151.

Корреляционная стратиграфическая схема железисто-кремнистых формаций докембрия Европейской части СССР // Там же. С. 172–180. (Совместно с Н. П. Щербаком, М. Н. Коржневим, Е. М. Крестиним.)

Характеристики тектонической позиции железисто-кремнистых формаций. Карельский регион // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Тектоника. Киев: Наукова думка. С. 128–148.

Железисто-кремнистые формации восточной части Балтийского щита. Железисто-кремнистые формации Карельского региона // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Типы формаций. Киев: Наукова думка. С. 146–164. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Металлогения и перспективы рудоносности зеленокаменных поясов // Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука. С. 74–81. (Совместно с Е. М. Крестиним, С. И. Рыбаковым, А. А. Сивороновым.)

Новые данные по геологии железисто-кремнистых формаций Карелии и условиям их формирования // Геология и генезис железорудных месторождений раннего докембрия. Апатиты: Кольский филиал АН СССР. С. 30–38. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Реконструкция центров ультраосновного вулканизма (район Костомукшского железорудного месторождения) // Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. С. 57–67. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Высокомагнезиальные вулканы лопийских зеленокаменных поясов и карельских рифтогенных структур (сравнительный анализ) // Там же. С. 29–40. (Совместно с В. С. Куликовым, В. В. Куликовой, М. Б. Раевской, А. И. Световой, В. Н. Хариным.)

1989. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Структуры месторождений и рудных районов / Я. Н. Белевцев [и др.]; отв. ред.: Н. П. Гречишников, М. И. Черновский. Киев: АН УССР, Ин-т геохимии и физики минералов, Отделение металлогении. 1989. 156 с.

Хромшпинелид-клинопироксеновый парагенезис в коматиитах Костомукшского района (Западная Карелия) // Докл. АН СССР. Т. 305, № 5. С. 1193–1198. (Совместно с А. Н. Плаксенко, А. В. Гирнис, В. Ф. Смолькиным, Л. И. Полежаевой.)

Карело-Кольская металлогеническая провинция // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Структура месторождений и рудных узлов. Киев: Наукова думка. С. 81–87.

Гимольская серия // Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Европейская часть СССР. Кн. 1. М. С. 65–70. (Совместно с В. М. Черновым.)

Костомукшский тип разреза. Гимольская серия // Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Европейская часть СССР. Кн. 1 / Ред. К. А. Шуркин. СПб.; М. С. 65–70. (Совместно с В. М. Черновым.)

Костомукшский тип разреза. Контокская серия // Там же. С. 71.

1990. Условия образования позднеархейских железистых кварцитов (Карельский регион) // Геол. журн. № 6. С. 67–73.

1991. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии / В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская, О. И. Володичев и др.; отв. ред. М. М. Стенарь. Л.: Наука. 176 с.

Вклад сотрудников Института геологии КФ АН СССР в изучение Костомукшского железорудного месторождения // История геологических исследований на Европейском Северо-Западе СССР. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 56–61.

Correlation criteria for Lopian supracrustal strata in the Fenno-Karelian Blok // A preprint «Correlation of lower Precambrian formations of the Karelian-Kola region, USSR, and Finland». Soviet-Finnish symposium. Apatity: Kola Science Centre of RAS. P. 20–21. (Совместно с S. I. Rybakov.)

1992. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 192 с. (Совместно с М. Б. Раевской, А. И. Световой, О. И. Володичевым.)

Стратиграфическая последовательность пород // Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Ч. 1: Опорный разрез верхнеархейских отложений Западной Карелии (Костомукшский полигон). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 11–72. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Геология железисто-кремнистых формаций и эволюция железнакопления в раннем докембрии Балтийского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Воронеж: ВГУ. 38 с.

Геодинамика и металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита: Сб. науч. тр. Апатиты. С. 64–68. (Совместно с С. И. Рыбаковым, А. С. Гришиным.)

1993. Модель железнакопления в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск. С. 11–28.

Месторождения железистых кварцитов // Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. Ч. 1. СПб. С. 117–120. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Литолого-фациальный анализ вулканогенно-осадочных и терригенных образований // Там же. С. 70–89. (Совместно с С. И. Рыбаковым и др.)

Формационный состав осадочно-вулканогенных комплексов и основные черты петрологической эволюции вулканизма // Там же. С. 53–70. (Совместно с С. И. Рыбаковым и др.)

Стратиграфия и строение разрезов зеленокаменных поясов // Там же. С. 31–46. (Совместно с С. И. Рыбаковым и др.)

1995. Специфика седиментационных бассейнов позднего архея (лопия) Карелии // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск. С. 21–33. (Совместно с М. Б. Раевской, А. И. Световой.)

1996. Geological natural monuments in the border zone between Finland and the Republic of Karelia // Oulanka Reports. N 16. P. 121–124. (Совместно с М. В. Rayevskaya, V. A. Ilyin.)

Early Precambrian cherty-iron formations: depositional environment and metamorphism // Metamorphism of the volcanic-sedimentary ore deposits. Abstract of the international conference. Petrozavodsk. P. 104–105.

1997. Геоэкологические исследования на территории заповедника «Костомукшский» // Проблемы геоэкологии Карелии / Науч. ред. И. Н. Демидов. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 93 с. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Geology of the Kostomuksha Nature Reserve // Ecosystems, fauna and flora of the Finnish-Russian Nature Reserve Friendship. Helsinki. Finnish Environment. N 124. P. 11–18. (Совместно с М. В. Rayevskaya.)

1998. Геологические особенности территории (приграничной с Финляндией полосы) // Инвентаризация биологического разнообразия в приграничных с Финляндией районах Республики Карелия (Опер.-информ. материалы) / Ред. В. И. Крутов, А. Н. Громцев. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 12–17. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Гидрографическая, метеорологическая, гидрохимическая и гидробиологическая характеристика и оценка территории // Материалы инвентаризации природных комплексов и экологическое обоснование национального парка «Калевальский» / Ред. А. Н. Громцев. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 8–12. (Совмест-

но с Л. И. Власовой, С. Ф. Комулайненом, В. И. Кухаревым, А. В. Литвиненко, П. А. Лозови-ком, А. В. Рябинкиным, Ю. А. Сало, А. В. Фрейндлингом, Т. А. Чекрыжевой.)

1999. Осадочные и вулканогенно-осадоч-ные железорудные формации // Металлогения Карелии / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голу-бев. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 136–141. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Формация осадочных гематитовых сланцев и кварцитов // Там же. С. 213–215. (Совместно с М. Б. Раевской, А. И. Голубевым.)

Geodynamics of late Archean complexes in the Fennoscandian shield // Abstract of International conference «Early Precambrian: Genesis and Evolution of the continental crust (geodynamics, petrology, geochronology, regional geology)». Moscow: GEOS. P. 57–58.

2000. Assessment of the territory to be attached to the Kostamus Nature Reserve and its protection zone // Biodiversity of old-growth forests and its conservation in the northwestern Russia. Regional Environmental Publications. Vol. 58. Oulu, 2000. P. 173–203. (Совместно с S. V. Tarhov, O. V. Smirnova, A. N. Gromtsev, O. L. Kuznetsov.)

The geology of the proposed Kalevala, Tuulijarvi, Koitajoki and Tolvajarvi national parks // Ibid. P. 159–172. (Совместно с М. В. Раевской, А. Д. Лукашов.)

Железистые кварциты Карелии – этапы изу-чения и перспективы использования руд // Ис-тория геологических исследований и горного дела в Карелии. Перспективы на будущее. Карело-финляндские связи: Материалы между-нар. конф. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 66–70. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Тулумозерское железорудное месторожде-ние – исторический горнозаводской памятник // Там же. С. 4–31. (Совместно с М. Б. Раевской.)

Костомукшский стратиграфический разрез верхнего архея Карелии в свете современных данных // Общие вопросы расчленения докем-брия: Материалы III Всерос. совещ. Апатиты. С. 75–77. (Совместно с М. Б. Раевской.)

2001. Палеовулканизм в позднем архее Вос-точной части Балтийского щита // Палеовулка-нология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразо-вание докембрия: Материалы 1-го Всерос. па-леовулканолог. симпоз. Петрозаводск. С. 26–27.

2002. Геодинамический режим и металлоген-ия в позднем архее Балтийского щита // Ман-тийные плюмы и металлогения: Материалы между-нар. симпоз. Петрозаводск. С. 68–69.

Техногенное изменение состава природных вод севера Карелии // Геоэкология, инженерная

геология, гидрогеология, геоэкология. № 4. С. 225–231. (Совместно с Н. М. Калинин, В. И. Кухаревым, М. Б. Раевской, А. К. Морозовым.)

2004. Геология и рудоносность геологичес-ких формаций Костомукшского рудного рай-она // Крупные и суперкрупные месторожде-ния: закономерности размещения и условия образования / Отв. ред. Д. В. Рундквист. М.: ИГЕМ РАН. С. 95–109. (Совместно с М. Б. Раев-ской.)

2006. Золоторудный потенциал террито-рии России и перспектива поисков крупных золоторудных месторождений // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полез-ных ископаемых. Т. 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН. С. 241–270. (Совместно с Ю. Г. Сафоновым, А. В. Волко-вым, Г. А. Митрофановым, И. Б. Серавки-ным.)

2007. Постлопийские дайки субщелочных пород Костомукшского рудного района // Ми-нералогия, петрология и минерогения докемб-рийских комплексов Карелии: Материалы юби-лейной науч. сессии, посвященной 45-летию Ин-та геологии КарНЦ РАН и 35-летию Карель-ского отделения РМО. Петрозаводск: Карель-ский НЦ РАН. С. 82–85. (Совместно с М. Г. По-повым, М. Б. Раевской.)

Study of native gold from Luupeansuo deposit (Kostomuksha area, Karelia, Russia) usiry the combination of Electric Pulse Disaggregation (EPD and Hydroseparation (HS) // G. Mineral Consulting. Ottava. Canada. P. 1–16. (Совместно с L. Cabti, N. Rudashevsky, V. Rudashevsky.)

2008. Mineralogy of the Precambrian Southern Kostomuksha Gold Prospect in Karelia // Geology of Ore Deposits. Vol. 50, N 7. P. 599–608. (Совместно с L. V. Kuleshevich.)

Первая находка щелочных лампроитов камптонит-мончечитового ряда в Костомукш-ском железорудном районе // Связь поверхно-стных структур земной коры с глубинными: Ма-териалы XIV междунар. конф. 2 часть. Петроза-водск: Карельский НЦ РАН. С. 119–121. (Сов-местно с М. Г. Поповым, М. Б. Раевской.)

2009. Геологические особенности кристал-лического фундамента в приграничной полосе Финляндии и Республики Карелия // Труды Кар-ельского научного центра Российской акаде-мии наук. № 2. С. 24–38. (Совместно с М. Б. Ра-евской.)

Интрузивные позднепротерозойские калие-вые щелочные, субщелочные породы Косто-мукшского рудного района // Геология и полез-ные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петроза-водск: Карельский НЦ РАН. С. 94–99. (Совмест-но с М. Г. Поповым, М. Б. Раевской.)

Рудопроявление золота Луупеансуо (Костомукшский рудный район) // Там же. С. 48–59. (Совместно с М. Б. Раевской.)

2010. Видовое разнообразие мхов на горных породах восточной части Центральной Финляндии [Электронный ресурс] // Труды Карельского НЦ РАН. № 1. Серия: Биогеография. Вып. 10. С. 70–77. (Совместно с М. А. Бойчук, М. Б. Раевской.)

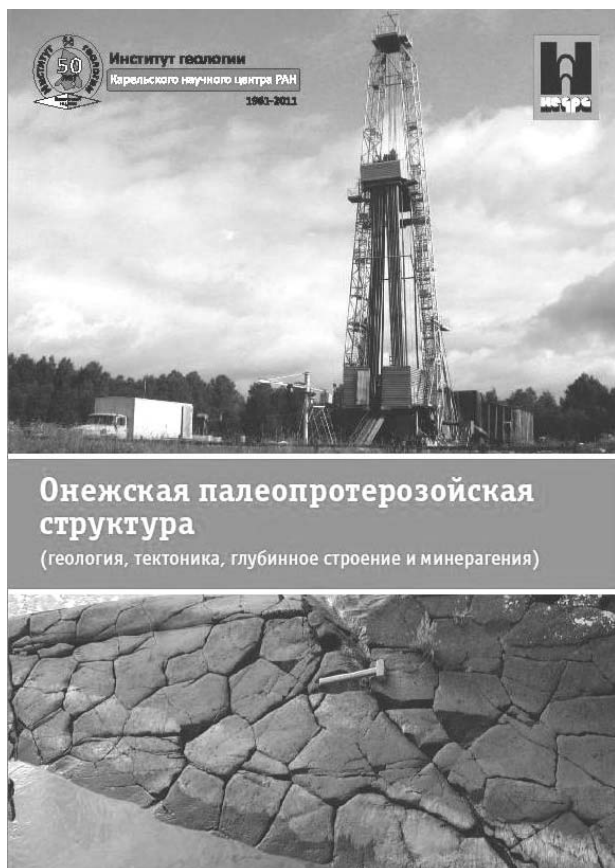
Эпилитные мхи особо охраняемых природных территорий карельской части Зеленого пояса Фенноскандии // Сб. ст. по материалам междунар. конф. СПб. С. 32–35. (Совместно с М. А. Бойчук, М. Б. Раевской.)

2011. Костомукша – крупнейший комплексный рудный объект Республики Карелия

// Геология Карелии от архея до наших дней: Материалы докл. Всерос. конф., посвящ. 50-летию Ин-та геологии Карельского научного центра РАН (Петрозаводск, 24–26 мая 2011 г.). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 188–196. (Совместно с Л. А. Максимович, М. Б. Раевской.)

Современная 3D технология изучения пород и руд (на примере лампроитов Костомукшского рудного района // Минералогическая оценка месторождений полезных ископаемых и проблемы раскрытия минералов. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 188–190. (Совместно с Н. С. Рудашевским, В. Н. Рудашевским.)

РЕЦЕНЗИИ И БИБЛИОГРАФИЯ



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

Авторы: З. Л. Афанасьева, А. М. Ахмедов, Е. С. Богомолов, И. В. Викентьев, А. Б. Вревский, А. И. Голубев, Н. А. Гольцин, В. И. Горбачев, Л. В. Глушанин, А. Я. Докучаев, Н. Г. Заможняя, Д. С. Зыков, О. А. Есипко, А. Ф. Еськов, К. М. Ермохин, Л. А. Жданова, Э. В. Исанина, И. Н. Капитонов, А. В. Киселев, А. И. Киященко, Б. Н. Клабуков, С. Ю. Колодяжный, В. И. Коросов, В. А. Крупеник, Н. А. Крупнова, В. Б. Крюков, В. С. Куликов, В. В. Куликова, В. К. Кушнеренко, М. М. Лавров, М. Г. Леонов, Е. Н. Лепехина, Н. В. Лещенко, К. И. Лохов, В. В. Макари-

хин, А. А. Макарьев, Е. М. Макарьева, П. В. Медведев, Т. Н. Назарова, В. В. Наркисова, И. В. Неронова, Ю. С. Полеховский, А. В. Полещук, А. К. Полин, Э. М. Прасолов, С. Л. Пресняков, В. И. Робонен, А. Е. Ромашкин, Д. В. Рычанчик, А. А. Сахаров, А. И. Светова, С. А. Светов, К. Ю. Свешникова, С. А. Сергеев, С. Я. Соколов, В. М. Ступак, А. К. Сулейманов, Г. В. Тарханов, Н. Н. Трофимов, М. М. Филиппов, М. Г. Фрик, Н. В. Шаров, В. А. Швецкий, В. А. Шеков, В. В. Щипцов, Ю. К. Щукин, С. И. Южанинова.

На основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся геолого-геофизической информации, накопленной за прошедшие пятьдесят лет, и данных бурения Онежской параметрической скважины даются современные представления о глубинном строении земной коры Онежской структуры и ее обрамления. Обобщение и комплексная интерпретация накопленных данных по геологии, тектонике, геофизике и минерогении позволили выявить новые детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, возможную геологическую природу и геодинамические условия ее формирования.

The modern concept of the deep crustal structure of the Onega structure, based on analysis of available geological and geophysical data and the drilling record for the Onega parametric borehole obtained in the past fifty years. The deep structure of the Earth's crust was studied in more detail and its composition, possible geological nature and geodynamic setting were assessed more accurately by summing up and interpreting geological, tectonic, geophysical and mineralogical data.

Онежская палеопротерозойская структура (ОС) является уникальной, сравнительно хорошо обнаженной и изученной на территории Восточно-Европейской платформы. Она активно развивалась в интервале 2,5–1,7 млрд лет геологической истории. Ее территория площа-

дью 40 тыс. км², расположенная на ЮВ Карелии и в прилегающих районах Ленинградской и Вологодской областей, рассматривается в качестве одного из важных мировых эталонов палеопротерозойского этапа истории Земли.

Интерес к ОС возник в XVII в. в связи с развитием в России металлургии. Другим мощным толчком к ее освоению и изучению явилось начало строительства Санкт-Петербурга. Требовался гранит, мрамор, шунгит и другие строительные материалы. Известные архитектурные сооружения (Казанский, Исаакиевский соборы, Эрмитаж и др.) облицованы тивдийским и рускеальским мрамором, шокшинским кварцитом, нигозерским сланцем. В послевоенный период на территории ОС успешно проводились геолого-съемочные работы и поиски урановых и других рудных месторождений. Открыты новые месторождения хромитов, шунгитов, ванадия и других полезных ископаемых.

Издание монографии «Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)» было приурочено к 50-летию Института геологии КарНЦ РАН. Впервые предпринята попытка систематизации результатов многолетних исследований ОС, дополненных новейшими данными, в том числе полученными при бурении глубокой скважины (параметрической), и исследований кернового материала несколькими научными и производственными организациями (ИГ КарНЦ РАН, ГИН РАН, ВСЕГЕИ, НПЦ «Недра», ПМГРЭ, Невскгеология).

Создан новый вариант геологической карты ОС со снятым осадочным чехлом м-ба 1 : 750 000, включая и акваторию Онежского озера, которая занимает четверть рассматриваемой территории. Были учтены современные геологические, геофизические и геохронологические данные. Карта ОС может быть использована для различных геологических и геодинамических построений развития Земли в палеопротерозое, а также для оценки минерагенического потенциала Онежского рудного района.

ФГУ НПЦ «Недра» в 2007–2009 гг. провело бурение в Кондопожском районе РК Онежской параметрической скважины (ОПС) до глубины 3537 м. Она вскрыла разрез нижнего докембрия, включающий граниты архейского фундамента и главные стратоны палеопротерозоя, представленные ятулийским, людиковийским и калевийским надгоризонтами. В процессе бурения также выполнена комплексная интерпре-

тация материалов ГИС и ВСП. В интервале 2751–2944 м была вскрыта 193-метровая толща каменной соли палеопротерозойского возраста, что является уникальным событием для мировой геологической науки, требующим дальнейшего изучения и осмысления с позиций как ее генезиса, так и площадного распространения. Международная программа ЕС (ICDP) рассмотрела проект бурения скважины, параллельной ОПС, с полным отбором керна для характеристики двух глобальных событий, зафиксированных в палеопротерозойских породах ОС: ломагунди-ятулийской изотопной аномалии карбонатного углерода и феномена «Шуньга» с уникальными запасами аморфного углерода.

Выполненные комплексные геолого-геофизические исследования позволили построить схему глубинного строения, которая дает представление о разломно-блоковой тектонике региона на разных уровнях литосферы и может служить структурной основой при прогнозировании месторождений полезных ископаемых и планировании поисковых работ на V, U, Au, Ti, Cr, Pt.

На заседании президиума Карельского научного центра РАН 29 ноября 2011 г. заслушан по материалам монографии научный доклад Н. В. Шарова, В. С. Куликова, А. И. Голубева, П. В. Медведева и М. М. Филиппова «Геолого-геофизические модели строения и развития земной коры Онежской палеопротерозойской структуры». В результате обсуждения доклада решено приступить к обоснованию создания в Заонежье особо охраняемой природной территории. Одним из шагов в этом направлении должна стать подготовка институтами Карельского научного центра РАН издания, в котором бы максимально полно фиксировалось состояние научных знаний об Онежском озере и окружающих его районах, которых, к слову, накоплено уже немало.

Таким образом, впервые на основе бурения Онежской параметрической скважины, материалов геофизических исследований акватории Онежского озера, современных геологических и геофизических данных предложена интегральная геолого-геофизическая модель строения и эволюции литосферы этой территории. Вскрытие скважиной соленосной толщи палеопротерозойского возраста на глубине 2751–2944 м является уникальным событием мирового масштаба.

В. С. Куликов, Н. В. Шаров

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 принимает редакция редакционной коллегией серии или тематического выпуска Трудов КарНЦ РАН после рецензирования, с учетом научной значимости и актуальности представленных материалов. Редакция 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 «Анкет» и может содержать дополнительные расширенные комментарии. Кроме того, рецензент может вносить замечания и правки в текст рукописи. Авторам высылаются электронная версия «Анкет» 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 высылаются 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) 780109.

Содержание номеров Трудов КарНЦ РАН и 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.

Статьи должны быть подписаны всеми 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.

Рукописи присылаются в электронном виде, а также в двух экземплярах, напечатанных на одной стороне листа формата А4 в одну колонку через 1,5 интервала (12 пунктов шрифта типа Times New Roman). Размер полей: сверху, снизу – 2,5 см, справа, слева – 2,5 см. Все страницы, включая список литературы и подписи к рисункам, должны иметь сплошную нумерацию в нижнем правом углу. Страницы с рисунками не нумеруются.

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. ЛИТЕРАТУРА); благодарности; литература (с новой страницы); таблицы (на отдельном листе); рисунки (на отдельном листе); подписи к рисункам (на отдельном листе).

На отдельном листе дополнительные сведения об авторах: фамилия, имя, отчество всех авторов полностью на русском и английском языках; полный почтовый адрес каждой организации (страна, город) на русском и английском языках; 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, содержать только главную информацию статьи, не превышать объем – 15 строк.

Отдельной строкой приводится перечень КЛЮЧЕВЫХ СЛОВ. Ключевые слова или словосочетания отделяются друг от друга запятой, в конце фразы ставится точка.

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. Для фаунистических и флористических работ следует указывать место хранения коллекционных образцов. Если в статье приводятся сведения о новых для исследованной территории таксонах, то желательно и процитировать этикетку. 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 JPG (не встраивать в Word). Графические материалы должны быть снабжены распечатками с указанием желательного размера рисунка в книге, 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 подрисовочных подписях надо указать длину линейки. Приводить данные о кратности увеличения необязательно, поскольку при публикации рисунков размеры изменятся. Крупномасштабные карты желательно приводить с координатной сеткой, обозначениями населенных пунктов и/или названиями физико-географических объектов и разной фактурой для воды и суши. В углу карты желательна врезка с мелкомасштабной картой, где был бы указан участок, увеличенный в крупном масштабе в виде основной карты.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ должны содержать достаточно полную информацию, для того чтобы приводимые данные могли быть понятны без обращения к тексту (если эта информация уже не дана в другой иллюстрации). Аббревиации расшифровываются в подрисовочных 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.

ЛИТЕРАТУРА. Пристатейные ссылки и/или списки пристатейной литературы следует оформлять по ГОСТ Р 7.0.52008. Библиографическая ссылка. Общие требования и правила составления (http://www.bookchamber.ru/GOST_P_7.0.5.2008). Список работ представляется в алфавитном порядке. Все ссылки даются на языке оригинала (названия на японском, китайском и других языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в русской транскрипции). Сначала приводится список работ на русском языке и на языках с близким алфавитом (украинский, болгарский и др.), а затем – работы на языках с латинским алфавитом. В списке литературы между инициалами ставится пробел.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ 1-Й СТРАНИЦЫ

УДК 631.53.027.32: 635.63

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМОВ ПРЕДПОСЕВНОГО ЗАКАЛИВАНИЯ СЕМЯН НА ХОЛОДОУСТОЙЧИВОСТЬ РАСТЕНИЙ ОГУРЦА

Е. Г. Шеруди́ло¹, М. И. Сысоева¹, Е. Ф. Марковская²

¹ Институт биологии Карельского научного центра РАН

² Петрозаводский государственный университет

Аннотация на русском языке

Ключевые слова: *Cucumis sativus* L., кратковременное снижение температуры, устойчивость.

E. G. Sherudilo, M. I. Sysoeva, E. F. Markovskaya. EFFECTS OF DIFFERENT REGIMES OF SEED HARDENING ON COLD RESISTANCE IN CUCUMBER PLANT

Аннотация на английском языке

Key words: *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: тез. 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. биб-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 CDROM

Государственная Дума, 1999–2003 [Электронный ресурс]: электронная энциклопедия / Аппарат Гос. Думы Федер. Собрания Рос. Федерации. М., 2004. 1 CDROM.

TABLE OF CONTENTS

From editor	3
Sh. K. Baltybaev. FORMATION OF MIGMATITES IN THE K-RICH ZONE OF THE NORTHERN LADOGA REGION: THERMODYNAMIC REGIMES OF MELTING AND CRYSTALLIZATION, GEOCHEMICAL MODELING OF THE ELEMENTS DISTRIBUTION IN THE PROTOLITH/MELT SYSTEM	4
A. I. Golubev, V. I. Ivashchenko. PLATINUM POTENTIAL OF THE KARELIAN REGION: COMPARATIVE ANALYSIS WITH ADJACENT REGIONS IN THE FENNOSCANDIAN SHIELD, PREDICTIVE ESTIMATION AND PROSPECTS	17
L. A. Danilevskaya. KARELIAN-KOLA QUARTZIFEROUS PROVINCE	37
S. V. Yegorova, A. V. Stepanova. PALAEOPROTEROZOIC GABBRO-NORITES IN THE NORTH OF THE BELOMORIAN MOBILE BELT – NEW DATA ON THE MINERAL COMPOSITION AND CHEMISM	56
V. I. Ivashchenko, A. E. Romashkin. MINERALOGY AND GENESIS OF THE KLIMOVSKOYE COMPLEX NOBLE-METAL OCCURRENCE, BELOMORIAN MOBILE BELT	65
E. E. Klimovskaya, A. V. Klimovskiy. GEOLOGICAL NATURE OF THE OZERKY SOAPSTONE DEPOSIT MAGNETIC ANOMALIES (KOSTOMUKSHA GREENSTONE BELT)	78
O. B. Lavrov, L. V. Kuleshevich. GOLD MINERALIZATION OF THE KOIKARY STRUCTURE, CENTRAL KARELIA	87
V. A. Melezhik, A. R. Prave. AN IMPORTANT LANDMARK IN THE STUDY OF THE PALAEOPROTEROZOIC WORLD	100
Yu. N. Neradovskiy, Yu. L. Voytekhovskiy. ZONALITY OF STAUROLITES FROM THE CRYSTALLINE SCHISTS OF THE BIG KEIVY, KOLA PENINSULA	110
S. A. Svetov, M. A. Gogolev, A. I. Svetova, T. N. Nazarova. XENOLITHS AND AUTOLITHS IN THE ANCIENT ADAKITE SERIES OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD	122
E. N. Svetova, S. A. Svetov, L. A. Danilevskaya. RARE AND RARE EARTH ELEMENTS IN QUARTZ AS INDICATORS OF MINEROGENESIS	137
M. M. Filippov. THE BIOGENIC HYPOTHESIS OF THE GENESIS OF PALEOPROTEROZOIC METASAPROPELITE.	145
A. V. Chernyavskiy, A. V. Voloshin, Yu. L. Voytekhovskiy. NOBLE METAL AND SULPHIDE MINERALIZATION IN LOW SULPHIDATION EPITHERMAL ORE OCCURRENCES OF THE PANA-KUOLAJÄRVI STRUCTURE ...	157
SHORT COMMUNICATIONS	
P. A. Ryazantsev. THE COMPLEX GEOPHYSICAL CROSS SECTION OF THE ROPRUCHEYSKY GABBRO-DOLERITE SILL AT THE RZHANOE – ANASHKINO SITE	165
CHRONICLE	
International cooperation in year 2011.	172
DATES AND ANNIVERSARIES	
V. V. Makarikhin, V. V. Shchiptsov. Lyudmila Pavlovna Galdobina (on the 85 th anniversary)	177
N. V. Sharov. Valentin Yakovlevich Gorkovets (on the 75 th anniversary)	180
REVIEWS AND BIBLIOGRAPHY	187
INSTRUCTION FOR AUTHORS	189

Научное издание

**Труды Карельского научного центра
Российской академии наук**
№ 3, 2012

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 Л. В. Кабанова
Оригинал-макет Е. Е. Насонкова

Подписано в печать 05.09.2012. Формат 60х84¹/₈.
Гарнитура Pragmatica. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 17,5. Усл. печ. л. 22,0.
Тираж 500 экз. Изд. № 311. Заказ 70

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50