

**XXIV МОЛОДЁЖНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ,
посвящённая памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца
7-10 октября 2013 г. Апатиты**

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ
СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ**

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Кольского научного центра
Российской академии наук
Совет молодых учёных и специалистов ТИ КНЦ РАН
Российское минералогическое общество
Кольское отделение*

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕОЛОГИИ, ТЕОФИЗИКИ И ТЕОЭКОЛОГИИ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ



*Проды ХХIV молодёжной научной конференции,
посвящённой памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца
Апатиты, 7-10 октября 2013 г.*

Апатиты, 2013

УДК 55 + 552.11 + 550.948 + 502
ISBN 978-5-902643-21-0

Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии северо-запада России. Труды XXIV Молодёжной научной конференции, посвящённой памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. Апатиты, 7-10 октября 2013 г. / Ред. Ф.П. Митрофанов. – Апатиты: Изд-во К & М, 2013. – 136 с.

Сборник материалов конференции включает доклады молодых специалистов академических, учебных и производственных организаций России и зарубежных стран, в различных областях наук о Земле, представленные на XXIV конференции, посвящённой памяти члена-корреспондента АН СССР профессора К.О. Кратца, проходившей 7-10 октября 2013 г. в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Геологическом институте Кольского научного центра Российской академии наук, г. Апатиты. он состоит из четырёх тематических частей: – Месторождения полезных ископаемых; – Региональная геология, петрология и геофизика; – Геохимия и геохронология; – Минералогия и кристаллография.

В статьях, представленных к публикации, рассматриваются не только проблемы, указанные в тематических частях, но и общего научного, прикладного и методического значения.

Сборник будет интересен и полезен учёным, аспирантам, студентам, ведущим исследования в области геологии, геохимии, геохронологии, геоэкологии и других геологических дисциплин.

Научный редактор: акад. РАН Ф.П. Митрофанов

Редакторы: к.г.-м.н. Т.В. Рундквист, к.г.-м.н. Н.Ю. Грошев, к.г.-м.н. А.В. Мокрушин, С.В. Мудрук,
к.г.-м.н. Е.А. Ниткина

Компьютерный дизайн: Л.Д. Чистякова, Н.А. Мансурова

Электронная версия: <http://geoksc.apatity.ru/publications/conferences>

© Коллектив авторов, 2013

© Совет молодых учёных и специалистов ГИ КНЦ РАН, 2013

© Российское минералогическое общество, Кольское отделение, 2013

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт
Кольского научного центра Российской академии наук, 2013

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

XXIV Молодёжная научная конференция «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии» проводится 7-10 октября 2013 г. в г. Апатиты на базе Геологического института Кольского научного центра РАН по решению оргкомитета XXIII конференции, состоявшейся 8-12 октября 2012 г. в г. Петрозаводске. Конференция молодых учёных традиционно посвящена памяти выдающегося учёного-геолога, чл.-корр. АН СССР Каукко Оттовича Кратца. Начиная с 1985 г., она ежегодно проводится в разных городах Северо-Запада России (Апатиты, Петрозаводск, Санкт-Петербург, Сыктывкар). В работе конференции принимают участие молодые учёные, аспиранты и студенты центров и отделений РАН, университетов и институтов России, ближнего и дальнего зарубежья. Конференция проходит под эгидой Советов молодых учёных ГИ КНЦ РАН, ИГ КарНЦ РАН, ИГГД РАН, ИГ Коми НЦ УрО РАН и др. В работе конференции принимают участие студенты и аспиранты высших учебных заведений геологического и экологического профиля: АФ МГТУ, Геологических факультетов ПетроГУ, СПбГУ, Коми ГУ, молодые геологи научных и производственных организаций. Программа конференции включает несколько секций: 1) Месторождения полезных ископаемых; 2) Региональная геология, петрология и геофизика; 3) Геохимия и геохронология; 4) Минералогия и кристаллография. Опыт проведения подобных конференций показывает, что они плодотворны для роста квалификации молодых исследователей, расширяя круг их научных интересов.

академик РАН Ф.П. Митрофанов

An aerial photograph of a vast open-pit mine. The mine is characterized by numerous terraced levels, creating a stepped appearance. A light-colored, winding road or path cuts through the dark, rocky terrain of the mine. In the background, there are large, rounded hills or mountains under a clear blue sky with a few wispy clouds. The overall scene depicts a significant industrial mining operation in a mountainous region.

*МЕСТПОРОЖДЕНИЯ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ*

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МЕТАСОМАТИТОВ ВАЛУННОГО ОРЕОЛА «РУДНАЯ ГОРКА» (ЗАОНЕЖЬЕ, КАРЕЛИЯ)

Бадридинов Р.В., Бороздин А.П.

Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет, Санкт-Петербург,
rustam-2008@inbox.ru

Проявление урановой минерализации «Рудная горка» расположено на территории Онежского прогиба, сложенного вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя. Оно, вероятно, является валунным ореолом Великогубского рудопроявления уран-ванадиевых руд. Именно это проявление было обнаружено в результате аэрогамма съемки и с него началась история открытия и изучения заонежских комплексных месторождений. Географически оно локализовано между пос. Великая Губа и дер. Кондобережская [1].

Онежский прогиб представляет собой брахиформную синклинорную структуру, сформировавшуюся в нижнем протерозое на гранито-гнейсовом фундаменте позднеархейской консолидации на рубеже 2.6 млрд. лет. Прогиб выполнен вулканогенно-осадочными образованиями карельского комплекса

от сумийско-сариольских до веписких включительно. На фоне брахиформного структурного плана Онежского прогиба с пологим залеганием вулканогенно-осадочных образований резко обособляются диагональные структуры, из которых наиболее выразительными являются зоны складчато-разрывных дислокаций (рис. 1)

Эти зоны пересекают прогиб в северо-западном направлении и прослежены на 50-70 км [2]. В местах пересечения зон СРД с ортогональными разломами фиксируются участки объемного катаклаза, брекчирования и интенсивной метасоматической переработки пород, в которых локализуются залежи комплексных уран-благороднометалльно-ванадиевых руд. В результате поисково-оценочных и разведочных работ проведенных ПГО «Невскеология» в 80-90 гг. прошлого века в таких геологических условиях было выявлено 5 месторождений и не менее 10 рудопроявлений комплексных руд [1, 2].

В ходе студенческой учебно-производственной практики в августе 2007 г. была выполнена радиометрическая съемка участка «Рудная горка» [3]: пройдено 5 профилей длиной 80-180 м, расстояние между профилями составляло 50 м. Через каждые 10 м брались значения радиационного фона. Замеры производились радиометром СРП-64. Если радиационный фон на точке измерения составлял более 200 мкР/ч, то дополнительно бралось промежуточное значение фона между данной и предыдущей точка-

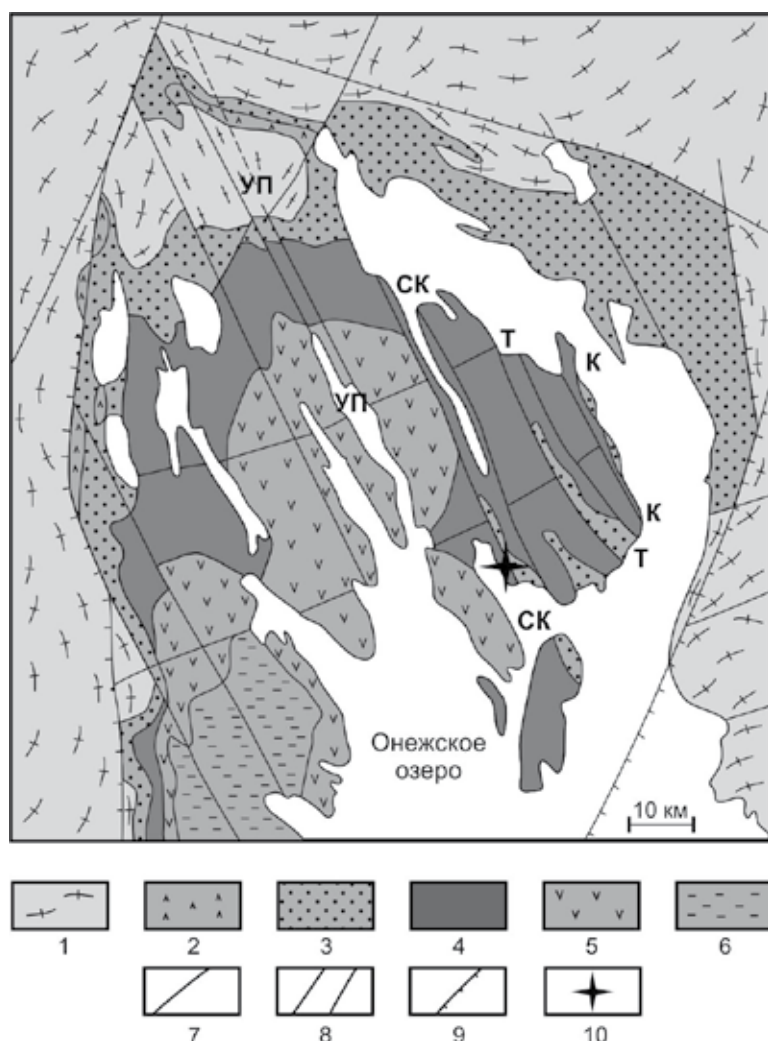


Рис. 1. Схема геологического строения Онежского прогиба (по [2] с изменениями авторов).

1 – архейские образования фундамента, 2-5 – нижнепротерозойские образования онежского прогиба: 2 – сумийско-сариольские, 3 – терригенно-карбонатные и вулканогенные породы ятулия, 4 – высокоуглеродистые метаосадки и метавулканиды нижнего лудикова, 5 – верхний лудиковый и калевий объединенные, 6 – вепиский, 7 – разломы, 8 – зоны складчато-разрывных дислокаций: УП – Уницко-Пигмозерская, СК – Свяхинско-Космозерская, Т – Тамбицкая, К – Кузарандовская; 9 – межблоковые глубинные разломы, 10 – участок «Рудная горка».

ми измерения (половина длины шага профиля). Для большей точности измерений были пройдены два промежуточных профиля с шагом 5 м. Далее по результатам съёмки была построена, методом интерполяции, радиометрическая схема участка работ (рис. 2).

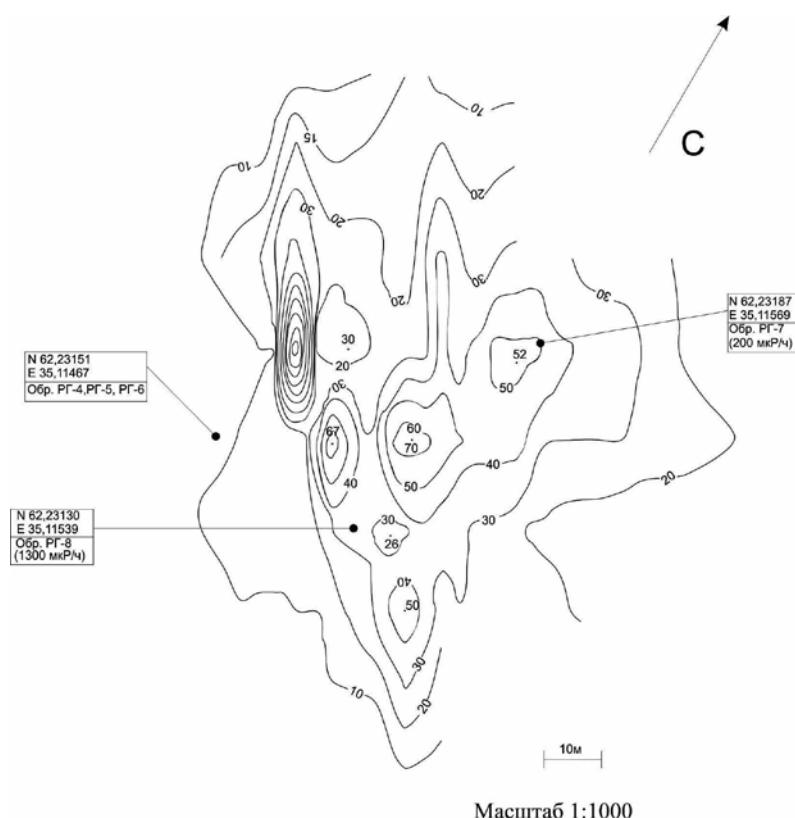


Рис. 2. Схема гамма-аномалий участка «Рудная горка» по [3] с изменениями. Характерна вытянутая форма аномалий по направлению ЮВ150°.

Полученные радиографии образцов, отображают морфологию и характер распределения урановой минерализации в породах (рис. 3).

В процессе радиометрической съёмки были отобраны образцы валунов с целью выявления природы их радиоактивности. После проведения радиометрического контроля, было установлено, что все образцы являются средне - низко радиоактивными (от 77 мкР/ч до 270 мкР/ч). Для проведения дальнейших исследований образцы были распилены, изготовлены приполировки и отобраны кусочки для изготовления препаратов (шлифов и прозрачно-полированных шлифов). Выбор приполировок для радиографического изучения осуществлялся с радиометрическим контролем, на основании которого было выбрано время экспозиции 14 суток (гамма-активность в интервале 50-200 мкР/ч). Отобранные образцы были установлены на толстослойную рентгеновскую пленку с засвечиванием не покрытых образцами поверхностей пленки. Спустя две недели образцы были сняты, а пленки проявлены по стандартной методике: проявитель – вода – фиксаж – промывка – сушка.



Рис. 3. Радиографическая характеристика урановых руд проявления «Рудная горка»:

- 1) рассеянно-вкрапленный морфологический тип (обр. РГ-1),
- 2) гнездово-вкрапленный морфологический тип (обр. РГ-5),
- 3) прожилково-вкрапленный морфологический тип (обр. РГ-2).

На основе анализа радиографий можно выделить три морфологических типа распределения радиоактивной минерализации: гнездово-вкрапленный, вкрапленный и рассеянно-вкрапленный.

В результате макро- и микроскопического изучения образцов и шлифов было выделено три разновидности пород. Это хромванадиевые слюдистые метасоматиты (слюдиты), слюдисто-кварц-карбонатные породы и преимущественно карбонатные породы (мраморы). Наиболее характерные препараты изучались электронно-микроскопическими и рентгенодифракционными методами. Растровые электронно-микроскопические изображения и химические составы минералов были получены на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, аналитик О.Л. Галанкина). Рентгенофазовые исследования были выполнены в ресурсном центре СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» на настольном рентгеновском дифрактометре Rigaku MiniFlex II. Фазовый анализ выполнен с применением пакета профильных программ PDXL.

Хромванадиевые слюдистые метасоматиты представляют собой породу темно-зеленого цвета. Структура породы гранолепидобластовая, текстура массивная. Метасоматиты сложены преимущественно хромселадонитом и ванадиевой слюдой (роскоэлитом?), в резко подчиненном количестве – доломитом. В качестве аксессуарных установлены гематит, и калиевый ванадат уранила – карнотит. Идентификация минералов подтверждается оптически, а химические составы минералов приведены в таблице. Кроме того, присутствие доломита и роскоэлита подтверждено рентгенофазовым анализом. Следует отметить, что идентифицированный рентгенодифракционно и оптически роскоэлит, по составу (см. табл., анализ № 002) является ванадиевым аналогом хромселадонита. Подтверждения этого вывода требует проведения дополнительных исследований химического состава и рентгеноструктурных особенностей этой слюды.

Таблица. Химические составы минералов по данным рентгеноспектрального микроанализа (масс. %).

№ Ан.	Обр.	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	BaO	V ₂ O ₅	UO ₂	MnO
002	РГ-1	V-селадонит?	47.8	0.50	7.65	3.08	1.54	9.14	18.7	11.6		18.7		
031			51.6	0.60	7.56	2.51	1.17	16.0	9.48	11.1		9.48		
025		Cr-селадонит	52.9	52.9		6.05	16.2	1.09	11.3	10.9		1.55		
026			52.8	52.8	0.15	6.37	14.5	1.05	12.7	11.0		1.41		
012		Карнотит	0.77						1.20	8.42	2.29	20.7	66.4	0.23
013			0.83						1.27	8.64	2.03	20.7	66.3	0.25
008		Гематит	2.20		2.48	1.67	89.3	0.78				1.39		2.13
007	РГ-8	Кальцит					0.14	1.08	97.3					1.47
008							0.23	1.19	98.2					0.43
005		Анкерит					51.7		43.5					4.80
006							45.2		50.9					3.87
014		Доломит					0.24	38.5	60.7					0.58
031							0.69	39.3	59.2					0.83
001		Карнотит							1.55	9.61	2.09	21.2	65.3	0.27
020			0.32				3.42			7.97	1.51	20.7	65.9	0.18

Вторая разновидность пород – это коричневатые-серые слюдисто-кварц-карбонатные алевродолмиты с мелкокристаллической структурой и массивной текстурой. Порода не менее чем на 80 % объема выполнена мелкозернистым доломитом. Оксиды железа (минералы ряда гематит-гидрогематит) составляют еще 14 % объема, и в резко подчиненном количестве встречаются обломочные зерна кварца. Аксессуарными минералами породы являются хромселадонит и карнотит. Диагностика доломита, хромселадонита и кварца подтверждается рентгенофазовым анализом.

Третья разновидность это преимущественно коричневатые-светло-серые карбонатные породы - мраморы. Структура породы лепидогранобластовая, текстура массивная. Порода в основном сложена крупными ксеноморфными зернами карбонатов, среди которых ведущим является кальцит (см. табл.), а подчиненными – анкерит и доломит. Характерна равномерная вкрапленность хромселадонитовых пластинчатых агрегатов, содержание которых достигает 10 % объема породы. Радиоактивная минерализация в породе представлена карнотитом (до 5 % объема) слюд.

В результате проведенного исследования были сформулированы следующие выводы:

1. Вытянутая форма гамма-аномалий участка «Рудная горка» по направлению ЮВ 150 ° свидетельствует о ледниковой природе возникновения данного ореола;
2. Радиографические исследования позволяют выделить три морфологических типа радиоактивной минерализации в валунах: рассеянно-вкрапленный, гнездово-вкрапленный и прожилково-вкрапленный.
3. В результате комплексного петрографо-минералогического изучения валунов выделено три разновидности пород: хромванадиевые слюдистые метасоматиты (слюдиты), слюдисто-кварц-карбонатные алевродолмиты и преимущественно карбонатные породы (мраморы).
4. Радиоактивная минерализация в валунах представлена только одной минеральной фазой – карнотитом. Однообразие урановой минералогии связано здесь с длительным пребыванием валунов в приповерхностных условиях, и все ранние окисные формы урана не сохранились.
5. В образце РГ-1 установлена ванадиевая слюда, которая по химическому составу возможно является ванадиевым аналогом хромселадонита. Полученные результаты требуют дополнительных более детальных исследований.

Работа выполнена при поддержке темплана СПбГУ 3.0.113.2010 и НИР из средств СПбГУ 3.38.690.2013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кушнеренко В.К., Шустов Б.Н., Громов Ю.А., Петров Ю.В. Шестьдесят лет поисков уранового сырья на северо-западе России // Разведка и охрана недр. М.: Недра, 2005.
2. Полеховский Ю.С., Тарасова И.П. Металлоносность черных сланцев докембрия Карело-Кольского региона // Введение в металлогению горючих ископаемых и углеродсодержащих пород. Изд-во СПбГУ, 1997. С. 121-177.
3. Лохов Д.К. Минералогия ванадатов урана и общая характеристика урановой минерализации проявления «Рудная горка» (Заонежье, Карелия) (рукопись курсовой работы). СПб, 2008.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ТУЛОМОЗЕРСКОЙ И ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТ В РАЙОНЕ ПАДМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

Баранов А.И.

Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского (ФГУП ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, anatoly_baranov@vsegei.ru

Геологическая характеристика изучаемой территории

В состав Падминского рудного узла входит ряд месторождений и рудопроявлений комплексных уран-ванадий-благороднометаллических руд, в том числе, Средняя Падма. Падминский рудный узел в свою очередь является частью Онежского рудного района, который в геологическом плане приурочен к Северо-Онежскому синклинорию – северной части Онежского прогиба в пределах Карельского массива Фенноскандинавского щита. Северо-Онежский синклинорий представляет собой брахиформную синклинорную структуру, выполненную осадочными, вулканогенными, вулканогенно-осадочными и магматическими породами, которые с резким несогласием залегают на гранито-гнейсовом основании позднеархейской консолидации [1]. Нижняя часть разреза представлена ятулийско-людиковскими карбонатными породами и сланцами туломозерской свиты, глинисто-карбонатными, алеврито-глинистыми и шунгито-глинистыми сланцами заонежской свиты, различными порфиритами, базальтоидами, туфосланцами и туфопесчаниками суйсарской свиты. К образованиям калевийского времени относятся туффитовые песчаники и алевролиты, туфосланцы, конгломераты, кварцито-песчаники, шунгитсодержащие алевропелиты и алевропсаммиты кондопожской свиты, разнообразные песчаники, аргиллиты, доломиты, конгломераты вашозерской свиты. К интрузивным образованиям, залегающим, как правило, согласно или субсогласно в пределах терригенных и вулканогенно-терригенных толщ заонежской и суйсарской свит, относятся силлы и дайки габбро-долеритов и диабазовых порфиритов Заонежского субвулканического габбро-долеритового комплекса и дайки, силлы и некки перидотитов,

пироксенитов, пикритов, долеритов Суйсарского субвулканического перидотит-пикритового комплекса. Тектоническое строение территории определяется чередованием широких корытообразных синклиналей и узких линейно-вытянутых антиклиналей СЗ простирания. Наличие многочисленных разломов и дислокаций, в основном, ССЗ ориентировки обусловило блочное грабенообразное строение территории. Особым тектоническим элементом территории являются т. н. зоны складчато-разрывных дислокаций (СРД) СЗ простирания, которые представляют собой структуры продольного диапира и состоят из нескольких узких сближенных линейных антиклиналей [2]. Протяжённость зон 30-100 км, ширина 2-5 км. Зоны СРД сопровождаются множественными секущими и согласными разломами сдвигового, взбросового и надвигового характера, которые маркируются катаклазитами, брекчиями и милонитами. Наиболее проницаемые – согласные – разломы маркируются магнезиально-щёлочно-карбонатными метасоматитами и создают своего рода каркас рудоносных зон.

Минерагенические особенности территории

С зонами СРД закономерно связано комплексное уран-ванадиевое оруденение. Рудные объекты тяготеют к наиболее осложнённым участкам зон – пережимам, флексурным перегибам, областям ундуляции и бифуркации складок. Рудные тела приурочены к крутопадающим крыльям и призмковым частям антиклиналей. Благоприятные условия для локализации оруденения создаются на контакте доломитов туломозерской свиты с алевролитами и углеродистыми породами заонежской свиты в тех участках, где пологопадающие зоны милонитизации и рассланцевания сочетаются с крутопадающими зонами объёмного катаклаза. Основной рудный элемент – V, сопутствующие – U, Cu, Cr, Mo, Bi, Sb, Au, PGE [3, 4]. Рудные минералы представлены настураном, роскоэлитом, различными сульфидами и сульфоселенидами. Возраст оруденения (U-Pb метод по настурану) составляет 1760 ± 30 млн. лет [3]. Комплексные руды сформированы в зональном ореоле гидротермально-метасоматически изменённых пород. Внешняя зона представлена ранними пропилитами, промежуточная – предрудными альбититами, центральная – рудными слюдистыми и карбонатно-слюдистыми метасоматитами (слюдитами). Оруденение обычно развито на контакте пород верхней подсвиты туломозерской и заонежской свит, также могут присутствовать габброиды и базальтоиды. Благодаря разнообразию состава вмещающих пород, длительности воздействия и многоэтапности гидротермально-метасоматических процессов и сложной тектонической обстановке сформировались руды весьма сложного, комплексного, состава.

Исходные материалы и методика работ

Исходные материалы представлены образцами и пробами околорудных и рудоносных метасоматитов (138 шт.), отобранных из вмещающих пород, пропилитов и слюдитов, развитых в пределах как

Таблица 1. Региональные кларки (ферсмы) Заонежья и средневзвешенные содержания ХЭ в породах туломозерской и заонежской свит.

Хим. эл-т	Заонежская свита ($KR_2^1 Zn$)				Туломозерская свита ($KR_1^3 tl$)				Территория Заонежья в целом	
	Хср., г/т	n	Кк ^{3.к.}	Кк ^Ф	Хср., г/т	n	Кк ^{3.к.}	Кк ^Ф	Ферсм. г/т	Кол-во анализов
Ti	5839	263	1.19	1.42	1200	1050	0.24	0.29	4110	5513
V	151	261	0.79	1.11	40	1050	0.21	0.29	136	7436
Cr	67	148	0.72	0.28	61	1050	0.66	0.25	242	5673
Mn	807	260	0.90	1.30	650	1050	0.72	1.04	622	5282
Co	26	262	1.13	0.90	9	1050	0.39	0.31	29	7501
Ni	58	244	1.04	0.56	19	1050	0.34	0.18	104	7402
Cu	63	233	1.19	0.93	18	1050	0.34	0.27	68	7341
Zn	99	243	1.46	1.53	27	1050	0.40	0.42	65	5127
Mo	1.2	256	1.00	0.70	1.6	1050	1.33	0.94	1.7	4670
Pd	0.013	251	1.42	0.96	0.014	1073	1.54	1.04	0.013	1470
Ag	0.072	338	0.99	1.09	0.022	1073	0.30	0.33	0.066	4968
Ba	490	110	1.04	3.47	70	1050	0.15	0.50	141	3487
Au	0.006	261	1.99	1.11	0.005	1073	1.72	0.96	0.0054	1627
Pb	8,5	203	0.71	0.55	21	1050	1.75	1.35	16	4266
Bi	0.16	132	0.80	0.21	0.85	1050	4.25	1.15	0.77	1943
U	3.3	1032	1.10	1.37	1.3	1050	0.43	0.54	2.4	3982

туломозерской, так и заонежской свит на месторождениях Средняя Падма и Космозеро, рудопроявлениях Верхняя Падма и Весеннее. В пробах определены содержания широкого спектра химических элементов (ХЭ) (химические анализы выполнены методами ААА и ICP-MS в ЦЛ ФГУП ВСЕГЕИ). Альбититы в работе не рассматриваются, поскольку в туломозерской свите они не представлены.

Предварительно автором по ретроспективным данным были рассчитаны региональные кларки Заонежья (ферсмы) и средневзвешенные содержания в породах туломозерской и заонежской свит (табл. 1). Проведено нормирование усреднённых содержаний ХЭ ГМО на кларки земной коры и ферсмы Заонежья. По полученным коэффициентам концентрации (Кк) построены спектры накопления, в которые включены только элементы с $K_k \geq 1.5$ (табл. 2). В таблицу не включена информация о специализации вмещающих пород туломозерской свиты на Ag (Кк по кларку – 1.8, по ферсму – 2), вмещающие породы заонежской свиты вообще не специализированы.

Таблица 2. Спектры накопления химических элементов в рудных ГМО туломозерской и заонежской свит в пределах Падминского рудного узла.

	Туломозерская свита	Заонежская свита
Нормирование на кларки земной коры		
Пропилиты	$Mo_{11.4}Bi_{8.2}U_{7.4}Pb_5Cu_{4.4}V_4Zn_{3.9}Pd_2Ag_{1.5}$	$U_{467}Cu_{29.7}Bi_{21}V_{3.6}Mo_{2.7}Pd_{1.8}$
Слюдиты	$U_{332}Bi_{87}V_{69}Cu_{39}Zn_{31}Pd_{12}Pb_{7.8}Ag_{6.7}Ba_{4.1}Au_2$	$U_{769}V_{122}Bi_{105}Pb_{68}Cu_{59}Pd_{36.8}Mo_{15.7}Ag_{15.5}Au_{6.3}Zn_{6.3}Cr_{5.4}$
Нормирование на ферсмы Заонежья		
Пропилиты	$U_{9.2}Mo_8V_{5.6}Zn_{4.1}Pb_{3.9}Ba_{3.7}Cu_{3.5}Bi_{2.1}Ag_{1.7}Mn_{1.6}$	$U_{583}Cu_{23.2}Bi_{5.4}V_5Ba_{4.8}Mo_{1.9}$
Слюдиты	$U_{414}V_{96}Zn_{32.6}Cu_{31}Bi_{22.4}Ba_{13.7}Pd_{8.1}Ag_{7.4}Pb_6Mn_2$	$U_{960}V_{170}Pb_{52}Cu_{46.3}Bi_{27.2}Pd_{24.9}Ag_{17.1}Mo_{11}Zn_{6.6}Ba_{4.5}Au_{3.5}Cr_{2.1}Mn_{1.7}$

Выводы

Из таблицы видно, что в метасоматитах туломозерской свиты по сравнению с заонежской свитой спектр ХЭ более широкий, но уровень накопления в целом существенно ниже (за исключением Мо), что особенно проявлено в пропилитах, которые являются более ранними образованиями, слабее подвергшимися метасоматическим преобразованиям. В целом в результате нормирования и на кларки, и на ферсмы спектры накопления по набору ХЭ получились довольно схожими, но с сильно отличным уровнем накопления элементов. Нормирование на кларки даёт более высокие значения Кк по Мо, Bi, Cu, Pb, Pd, Au, Cr, в меньшей степени Zn (сульфидная составляющая), а нормирование на ферсмы – более высокие значения по U, V, Ba, Ag, Mn. Это значит, что нормирование пород на ферсмы Заонежья позволяет более уверенно выделять главные рудообразующие элементы (U, V и др.), а нормирование на кларки земной коры – второстепенные элементы. Такое поведение связано с заниженным ферсмом Заонежья в сравнении с кларком таких элементов как V и U (табл. 1), несмотря на наличие здесь известных рудных объектов. Объясняется это крайне избирательным проявлением комплексного оруденения, которое проявляется в весьма специфических условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерализация). Ред. Глушанин Л.В., Горбачев В.И., Крупеник В.А. и др. Петрозаводск, 2011. 431 с.
2. Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. О новом типе комплексных руд в Южной Карелии // Геология рудных месторождений. № 6. 1991.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Р-35-(37). Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб, 2000.
4. Металлогения Карелии. Отв. ред. Рыбаков С.И., Голубев А.И. Петрозаводск, 1999. 340 с.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПОРТАТИВНЫХ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫХ АНАЛИЗАТОРОВ (PXRF) ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ЗОЛОТО (РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Бедерова Л.Л.

Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург, lelabederova@gmail.com

В настоящее время за рубежом широко применяются портативные рентгенофлуоресцентные анализаторы (portable XRF) для решения различных задач в области геологии: анализ керна, разбровка типов руд, а также анализ почвенных проб, образцов коренных пород и пр., при проведении поисковых работ.

За последние годы исследовательской группой кафедр геологии месторождений полезных ископаемых и геохимии геологического факультета Санкт-Петербургского государственного университета получен опыт применения полевого рентгенофлуоресцентного анализа для решения задач поисковой геологии и геохимии в районах широкого развития четвертичных, преимущественно флювиогляциальных отложений.

В условиях недостаточной обнаженности значительную роль играют геохимические методы исследования вторичных ореолов рассеяния. Как правило, перед геологами стоит задача охватить значительную территорию и выявить участки с высоким металлогеническим потенциалом для постановки детальных работ.

Нашей группой для решения задач была выбрана методика изучения вторичных ореолов рассеяния с анализом отбираемых проб непосредственно в поле, с применением портативных РФА-анализаторов.

Работы проводились на полигоне Санкт-Петербургского Государственного университета в Приладожье, а также в Суоярвском и Пряжинском районах Республики Карелия. Изучаемые районы характеризуются сложным гетерогенным геологическим строением с участием широкого спектра магматических и метаморфических пород, а также большим разнообразием металлогенической нагрузки.

Значительная часть изучаемой территории имеет практически повсеместное развитие покровно-ледниковых отложений. Ввиду этого встает вопрос о выборе эффективных с точки зрения геологии и экономически целесообразных способов проведения поисков геохимическими методами. Для решения поисковых задач в таких условиях был предложен метод, в основе которого лежит одновременное комплексирование геологических наблюдений и работ по изучению вторичных геохимических ореолов рассеяния.

Комплексные наземные геохимические исследования

В качестве наиболее информативного в данных условиях был выбран метод геохимического опробования вторичных ореолов рассеяния. Он проводился с применением ручного пробоотборника «Лепесток», что существенно повышает эффективность и снижает временные затраты на отбор проб. Отобранные пробы, в свою очередь высушиваются, ситуются с выделением аналитической фракции менее 1 мм. и непосредственно в поле анализируются на портативном рентгено-флуоресцентном анализаторе (pXRF).

Сеть опробования выбирается исходя из масштаба работ, сложности геологического строения участка и геоморфологических условий. При закрытии значительных территорий применялась квадратная сеть опробования 200×200 м, с детализацией до шага 100×20 м. Пробы отбирались из почвенного горизонта «В1», с глубины от первых сантиметров до полуметра. В процессе отбора геохимических проб делались общегеологические картировочные наблюдения, сопровождавшиеся выборочным отбором коренных штучных проб из встреченных обнажений. Также фиксировались данные о качестве материала пробы, ландшафтные и геоморфологические наблюдения.

Экспресс-анализ проб проводился с применением портативных рентгенофлуоресцентных анализаторов (pXRF), что позволило выполнять аналитические исследования, находясь непосредственно в полевых условиях, в полевом лагере. Техническая база включала портативный рентгенофлуоресцентный анализатор Омега Экспресс OSD 2000, портативный тестовый стенд. Калибровка для анализа Soil проводилась с использованием государственных стандартных образцов почв. Пробы анализировались непосредственно в пластиковых герметичных пакетах (грипперах). Результаты калибровки по государственным стандартным образцам позволили определить пороговые значения концентраций и суммарные ошибки определения. Для комплекса анализируемых элементов (Ti, V, Mn, Fe, Zr, Sr, Rb, Y, S, Ca, K, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Mo, As, U) порог обнаружения колеблется на уровне 10-30 г/т, сум-

марная относительная ошибка находится на уровне 15-30 относительных процентов для всех интервалов концентраций.

Геохимические данные были обработаны с применением корреляционного, факторного и тренд-анализа и представлены в виде моно- и полиэлементных карт. По итогам анализа и интерпретации полученных материалов была построена комплексная карта с выделением перспективных участков по геохимическому и геологическому факторам. Так, например, были выделены линейные аномальные зоны концентраций элементов-спутников золота – мышьяка и тяготеющие к ним повышенные значения содержаний ассоциации Cu-Zn-Pb. Кроме того, в некоторых точках были отмечены концентрации Bi и Sb, превышающие фоновые значения.

Также, портативным рентгенфлуоресцентным анализатором (pXRF) предварительно анализировались почвенные пробы, отобранные с помощью мотобура «Cobra», позволявшим проводить тиллевую съемку на глубинах до 15 м; шлихо-минералогические пробы и геологические образцы, отобранные в ходе заверочных геологических маршрутов. В результате была околочена перспективная на оруденение зона, где были установлены геохимические аномалии в коренных породах.

Таким образом, в течение двух месяцев были проведены геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния с геологическим сопровождением на площади около 150 км². Были оперативно установлены фоновые и аномальные концентрации элементов-спутников золота в почвах, выделены перспективные участки, геохимические аномалии были заверены геологическими маршрутами, что позволило установить коренные породы – источники аномалий и выявить новые точки минерализации. Выявленные перспективные участки были подготовлены для постановки детальных геохимических, геологических и геофизических работ с последующими горно-буровыми заверочными работами, которые возможно провести в тот же полевой сезон.

Согласно нашему опыту, данная методика обладает своими преимуществами и недостатками. Основными достоинствами предлагаемой методики являются сжатые сроки проведения работ, относительная низкая стоимость и высокая геологическая результативность. К недостаткам можно отнести достаточно высокие пороги обнаружения по некоторым химическим элементам, жесткие требования к качеству анализируемого материала, а также необходимость использования эталонов (государственных стандартов) и проведения калибровки прибора и его математического аппарата. Ключевую роль играют особенности изучаемого объекта, геологическое строение и ландшафтно-геоморфологические условия ведения поисков.

Работы выполнены с использованием оборудования Геологического факультета СПбГУ совместно с проспекторской группой «Открытая Геология». Благодарим наших друзей и коллег из Mineral Exploration Network (Finland) Ltd.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ТИМАНА

Гракова О.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ovgrakova@geo.komisc.ru

На Южном Тимане алмазы установлены в среднедевонских отложениях асывовожской свиты (D₂₋₃as) в СВ части возвышенности Джемимпарма. К настоящему времени сформулировались две противоположенные точки зрения на происхождение алмазов Тимана: гипотеза о россыпях и промежуточных коллекторах и гипотеза о коренных алмазных месторождениях туффизитового типа. Для сторонников россыпной природы алмазопоявлений остается нерешенным вопрос о возможных источниках сноса на Тимане. Изучение вещественного состава алмазосодержащих отложений является важным аспектом при определении условий образований этих пород и оценки перспектив выявления промышленно значимых алмазоносных объектов на Тимане.

Нами была вскрыта нижняя часть асывовожской свиты мощностью 5.5 м на восточной стенке щебеночного карьера Асывовож. Здесь свита сложена разнородными песчаниками с прослоями и линзами кварцевых гравелитов и глин. Песчаники кварцевые светло-серого, дымчатого, розовато-кремового цветов. Встречаются также прослои коричневатого-рыжего и темно-серого (почти черного) песчаника, что связано с ожелезнением и омарганцеванием пород. Присутствуют каолиновые глины светло-серого и черного цвета. Черная окраска отложений связана с наличием углефицированных остатков растений.

Породы асывовожской свиты залегают на песчаниках джежимской свиты верхнего рифея. Зона контакта между породами джежимской асывовожской свит вскрывается в карьере Асывовож, расположенном в юго-западной части возвышенности Джежимпарма. Джежимская свита верхнего рифея представлена здесь отложениями нижней подсвиты, с видимой мощностью около 25 м. Она состоит из переслаивающихся песчаников, алевропесчаников и аргиллитов. Высказываются разные мнения относительно природы контакта джежимской и асывовожской свит. Одними исследователями утверждается, что отложения асывовожской свиты контактируют с породами джежимской свиты по тектоническому нарушению. Другими высказывается мнение о том, что в зоне контакта породы асывовожской свиты имеют магматическую проработку, с развитием флюидизатно-эксплозивных образований [1, 2]. Изучение зоны тектонического нарушения показало, что породы асывовожской свиты залегают на сильно выветрелых каолинизированных песчаниках джежимской свиты с угловым азимутальным несогласием. Поверхность зоны контакта неровная с «карманами», заполненными грубыми терригенными осадками, обогащенными углефицированным древесным материалом. Тектоническое нарушение, описанное многими исследователями, реально существует, однако, проходит не по контакту свит, а расположено в области распространения пород джежимской свиты.

Породы зоны контакта представлены средне- и мелкозернистыми олигомиктовыми и мезомиктовыми (по классификационной диаграмме песчаных пород минерально-петрокластического класса по В.Н. Шванову [3]) кварцевыми песчаниками со слюдисто-глинистым цементом. Содержание обломочного материала в породах варьирует от 60 до 95 %. Текстура пород слоистая, что обусловлено сортировкой обломочного материала и присутствием прослоев черного цвета, обогащенных тяжелыми минералами, возможно марганцевого или ильменит-гематитового состава; структура – алевро-псаммитовая, размеры терригенного материала составляют 0.04-0.6 мм. Кластический материал представлен среднеокатанными и средне- и плохосортированными зернами, среди которых преобладает кварц (70-90 %). Кроме того, в песчаниках встречается плагиоклаз (3-15 %), калиевый полевой шпат (5-10 %), обломки глинистых пород (до 10 %), обломки кварцитов и кремний, циркон, турмалин, анатаз, магнетит, ильменит, титанит, лейкоксен, рутил.

Кварц представлен хорошо окатанными и угловатыми чистыми зернами различной размерности. Местами минерал трещиноват и имеет пылевидные включения темного цвета. Погасание волнистое, яркое. Плагиоклаз встречается в виде угловатых зерен с сохранившейся таблитчатой формой. Заметны трещинки спайности и полисинтетические двойники. По составу близок к альбиту, показатель преломления схож с канадским бальзамом. Минерал местами трещиноват и пелитизирован. Калиевый полевой шпат имеет овальные и угловатые зерна, часто замутнен и сильно трещиноват, содержит включения черного минерала. Наблюдается микроклиноватая решетка. По краям и трещинкам замещается глинистым цементом. Обломки глинистых пород хорошо- и среднеокатанные и имеют желтый и замутненный цвет. В скрещенных николях изотропны вследствие скрытокристалличности или же интерферируют в ярких тонах за счет мелких чешуек слюды. Обломки кварцитов в проходящем свете – чистые, среднеокатанные. Лишь в скрещенных николях можно обнаружить, что они состоят из отдельных зерен кварца. Обломки кремний представлены угловатыми слегка замутненными зернами. В скрещенных николях изредка видно, что они состоят из радиально лучистого халцедона. Цемент песчаников слюдисто-глинистый и кварцевый. Слюдисто-глинистый цемент желтовато-бурого цвета, открытый поровый, сплошной неравномерный, проникновения и замещения, корродирует зерна калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Кварцевый цемент встречается редко, он прерывистый контурный регенерационный, развивается вокруг обломков кварца.

Снизу вверх по разрезу наблюдается уменьшение содержаний обломков калиевого полевого шпата, глинистых пород и кварцитов и увеличение содержания плагиоклаза и кварца.

В результате петрографического описания пород зоны контакта можно сделать вывод, что эти отложения являются корой выветривания по нижележащей джежимской свите, состоящей из полимиктовых песчаников.

В нижней части разреза асывовожской свиты преобладают псаммитовые мелко- и среднезернистые олигомиктовые песчаники с кварцевым и гидрослюдистым цементом. Текстура пород однородная, структура псаммитовая. Кластический материал среднеокатан и среднесортирован, среди которого преобладающим минералом является кварц (80-90 %). Встречаются также зерна плагиоклаза (до 10 %), циркона, титанита, лейкоксена, ильменита, рутила и слюдисто-кварцевых пород.

Встречаются как хорошо окатанные зерна кварца, так и угловатые. Наблюдается два типа минерала: сильно загрязненные темным пылевидным веществом, трещиноватые и чистые обломки. Погасание облачное и волнистое. Часто регенерирует вокруг себя мозаичным кварцем. Плагиоклаз представ-

лен угловатыми зернами. Часто в минерале наблюдаются трещинки спайности. Местами минерал пелитизирован. По показателю преломления близок к канадскому бальзаму. Обломки слюдисто-кварцевых пород хорошо окатаны и имеют сильно загрязненную окраску. В скрещенных николях различаются микроскопические чешуйки слюды и зерна кварца. Цемент гидрослюдистый, просвечивает чешуйками слюд, неполный поровый, преобладающий несплошной, коррозионный. Кварцевый цемент неполный поровый, пятнистый, регенерационный.

В верхней части разреза распространены мелко- среднезернистые олигомиктовые песчаники с кварцевым цементом. Содержание обломков достигает 95 %. Текстура пород однородная, структура псаммитовая. Содержания кварцевых обломков и плагиоклаза составляют соответственно 80-90 % и 5-8 %. Кроме того, в песчаниках имеется слюда, циркон и лейкоксен.

Кварц представлен угловатыми, редко хорошо окатанными сильно замутненными и чистыми зернами. Плагиоклаз трещиноват, пелитизирован, угловат и часто в нем наблюдаются трещинки спайности. Цемент кварцевый, прерывистый контурный, островной регенерационный.

В разрезе асывовожской свиты снизу вверх увеличивается зрелость осадочного материала, понижается содержание обломочных пород и тяжелых рудных минералов, а также породы становятся более рыхлыми и цемент становится преимущественно кварцевым. Петрографическое описание пород асывовожской свиты позволяет отнести их к зрелым осадкам.

Кора выветривания, послужившая исходным материалом, для указанной свиты, отличается достаточно высокой зрелостью и пользуется региональным распространением. В пользу этого свидетельствует присутствие в составе асывовожской свиты каолиновых глин, кластического материала кварцевого состава в песчаниках при незначительном содержании полевых шпатов и обломков пород. Высокая зрелость исходной коры объясняет также своеобразие акцессорной минералогии асывовожской свиты, в том числе её рассыпную алмазонасность.

Литологические признаки алмазосодержащих среднедевонских терригенных отложений Южного Тимана свидетельствуют об их седиментационном генезисе [4]. В геологической истории развития Тиманской гряды существовал большой перерыв в осадконакоплении, во время которого формировались площадные и линейные коры выветривания. Во время глубокой пенепленизации, интенсивного корообразования происходило неоднократное переотложение, размыв и концентрирование алмазов и других полезных компонентов в благоприятных палеогеографических обстановках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Макеев А.Б., Брянчининова Н.И. Новый взгляд на перспективы алмазонасности Южных районов Республики Коми // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. № 9. 1998. С. 7-11.
2. Макеев Б.А. Рентгеноструктурный анализ глин рифей-девонской межформационной зоны Джемпарминского поднятия (р. Асывовож, Южный Тиман) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Матер. 20-й научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 39-43.
3. Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. С-Пб.: Недра, 1998. 352 с.
4. Гракова О.В. Условия образования и минеральный состав алмазопоявлений Тимана // Геология европейского севера России. Сб.8. Сыктывкар, 2010. С. 73-83.

КОВДОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПАТИТ-ШТАФФЕЛИТОВЫХ РУД: СТРОЕНИЕ, ГЕНЕЗИС, СОСТАВ

Дрёмина М.Ф.¹, Пестриков А.А.²

¹ ОАО «Мурманская ГРЭС», Апатиты, dreminamf@mgre.ru

² ООО «Арджейси Консалтинг», Санкт-Петербург, apestrikov@rjcgroup.ru

Ковдорское месторождение апатит-штаффелитовых руд было открыто в 1970 г. при поисково-съёмочных работах в районе флангов железорудного месторождения Ковдор в западной части Ковдорского щелочно-ультраосновного массива (рис. 1). Месторождение разведано в 1971-1977 гг. с помощью системы скважин колонкового бурения, проходки канав и шурфов.

В истории формирования массива выделяются три этапа, последовательно сменяющие друг друга во времени: период внедрения гипербазитовых магм сменяется интрузиями щелочных пород, а за

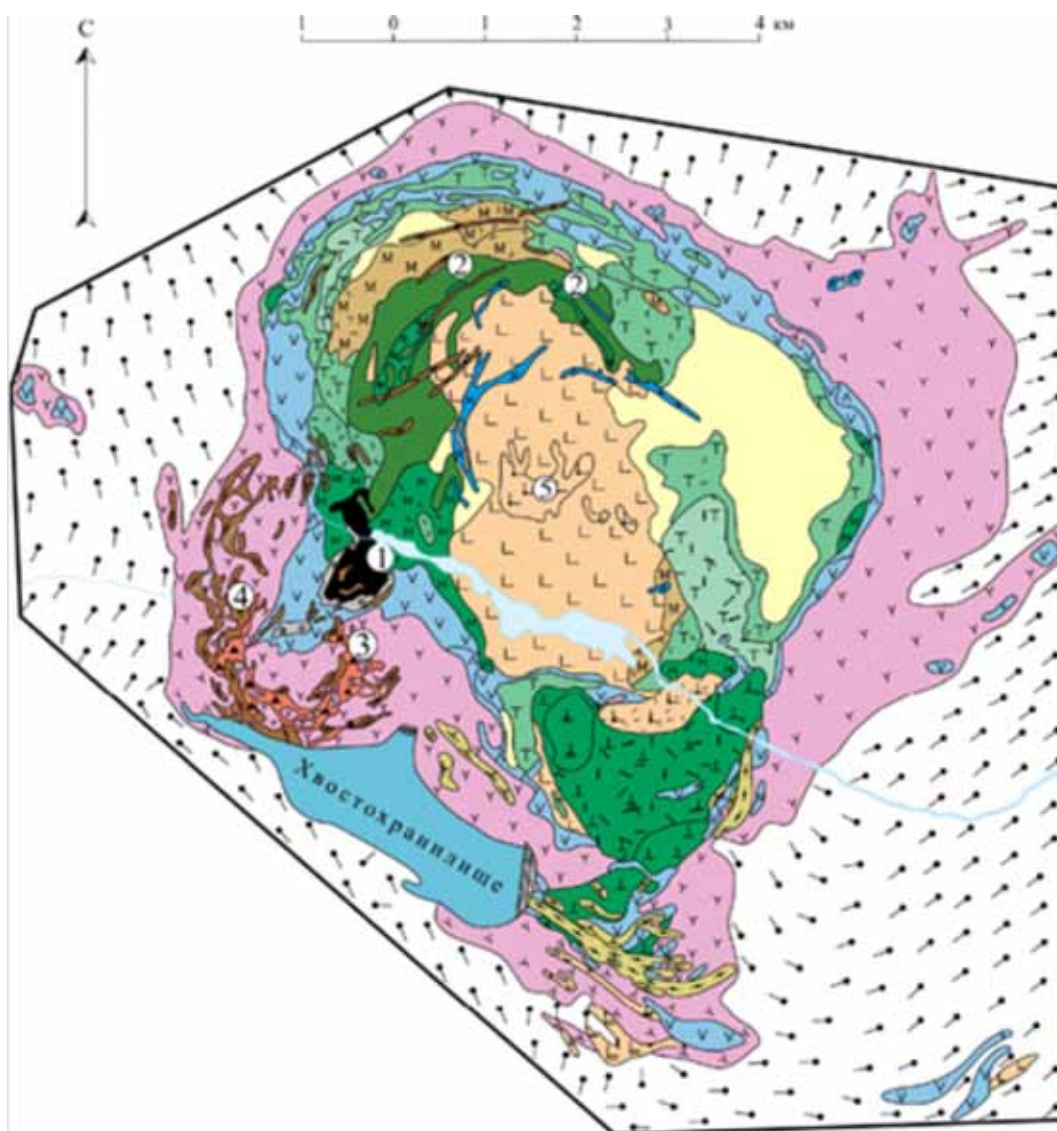


Рис. 1. Схема геологического строения Ковдорского массива [Мультимедийный справочник..., 2001, Афанасьев и др.]:

1 – апатит-магнетитовое месторождение; 2 – вермикулит-флогопитовое месторождение; 3 – апатит-штаффелитовое месторождение; 5 – месторождение рудных оливинитов.

тем – карбонатитовых. В плане массив образует овальное тело размером 6-8 км в поперечнике. По комплексу геологических и геофизических данных контакты массива субвертикальные или крутопадающие к центру массива.

Штокообразное тело карбонатитов в юго-западной части Ковдорского массива при сравнительно низких исходных содержаниях пятиоксида фосфора (0.5-7 % P_2O_5) может рассматриваться как самостоятельный промышленный объект из-за больших размеров и равномерного распределения апатита по всей массе пород.

Апатит-штаффелитовое месторождение представляет собой обогащенную фосфатами кору выветривания в приповерхностной части карбонатитового штока. Формирование его связано с выщелачиванием кальцита из апатитсодержащих карбонатитов, переотложением апатита и образованием штаффелита (франколита), вермикулита, гематита и глинистых минералов.

Кора выветривания имеет линейно-площадной характер: на компактных крупных элементах штокверка, занимающих значительную площадь, формируются пластообразные залежи с переменной мощностью (от нескольких метров до 100 и более метров). Жилообразные тела апатитовых карбонатитов преобразованы процессом выветривания в апатит-штаффелитовую руду на всем протяжении, как по простиранию, так и по падению, на глубину от 30 м до 100-150 м.

Границы залежи и составляющих ее отдельных тел на контакте с родоначальными первичными карбонатитами, как правило, извилистые, причем карбонатиты и штаффелитовые руды всегда разде-

лены зоной дезинтегрированных и активно выщелачиваемых карбонатов, мощность которой может колебаться от первых метров до нескольких десятков метров.

Границы штаффелитовых руд с боковыми силикатными породами – фенитами и фенитизированными гнейсами, амфиболитами и щелочными породами ийолит-мельтейгит-твейтозитового состава определяются характером границ родоначальных карбонатов. Резкие и четкие контакты карбонатов с вмещающими породами наследуются и штаффелитовыми рудами [1].

Апатит-штаффелитовые руды по механическому состоянию в недрах представлены плотными каменистыми и рыхлыми сыпучими разновидностями, а также широкой гаммой промежуточных образований – смесей каменистых и рыхлых руд. Разграничение разновидностей ввиду постепенных переходов весьма условно и основывается на глазомерной оценке соотношения рыхлого и твердого материала. В среднем на месторождении преимущественно рыхлые разновидности составляют 60 %, твердые каменистые – 40 %.

По содержанию пятиоксида фосфора апатит-штаффелитовые руды разделяются на богатые и бедные.

Богатые руды собственно апатит-штаффелитового состава в среднем содержат 25.0 % P_2O_5 , 8.3 % железа общего, 2.6 % окиси углерода. Они представлены плотными разновидностями, а также смесями рыхлых и каменистых руд, сформированных за счет мономинеральных карбонатов.

Бедные руды апатит-штаффелит-гидрослюдистого состава в среднем содержат 10.64 % P_2O_5 , 7.43 % железа общего и 1.7 % двуокиси углерода. Они представлены рыхлыми и плотными разновидностями, а также их смесями, содержащими значительное количество реликтов и ксенолитов боковых силикатных пород. Основными разновидностями пород, вмещающими фосфатное оруденение на месторождении, являются карбонаты и апатит-штаффелит-вермикулитовые породы, сформированные в результате гипергенных изменений первичных карбонатов. Остальные, преимущественно силикатные разновидности пород, встречаются на месторождении в подчиненном значении и заражены фосфором в результате его перераспределения в процессе выветривания исходных карбонатов. Вторичными карбонатными и фосфатными минералами залечены пустоты и трещины в этих породах, что объясняет повышенные значения содержаний пятиоксида фосфора в них.

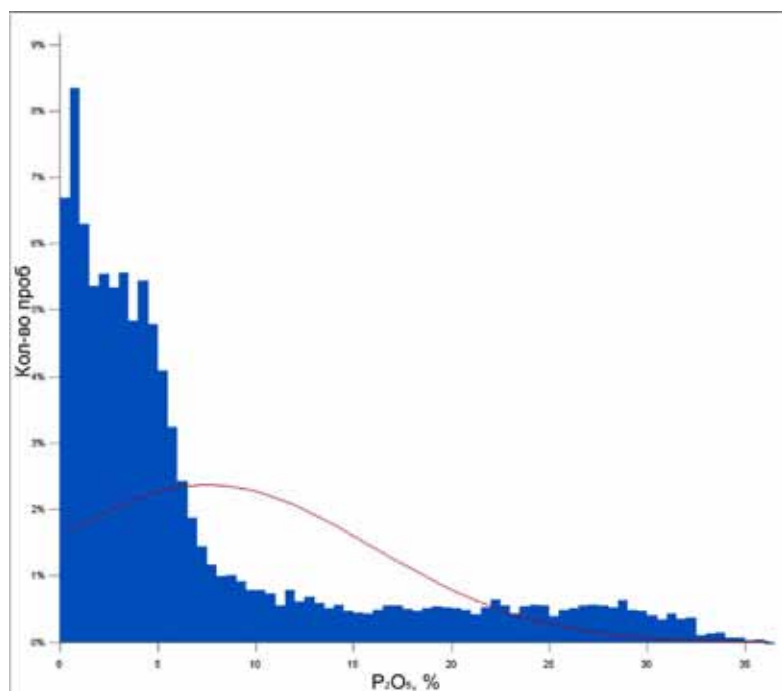


Рис. 2. Гистограмма распределения P_2O_5 в карбонатах и коре выветривания по ним (без учета силикатных пород).

является граничной для разделения пород на апатитсодержащие карбонаты (поле «1» на графике) и апатит-штаффелитовые руды (поле «2»).

Характерной особенностью апатит-штаффелитовых руд является наличие двух главных фосфатных минералов – апатита и франколита (штаффелита).

Апатит соответствует фторгидроксилапатиту с формулой $Ca_{10}(PO_4)_6(F,OH)_2$. По составу минерал аналогичен апатиту других месторождений Ковдорского массива – апатит-магнетитового и апати-

На рисунке 2 приведена гистограмма распределения P_2O_5 в карбонатах и коре выветривания по ним (без учета силикатных пород нормального распределения). Гистограмма имеет выраженную асимметрию за счет большого количества проб с низким содержанием P_2O_5 (до 7 %). На графике зависимости CO_2 - P_2O_5 (рис. 3) значения содержаний соответствующих компонентов в пробах образуют два поля точек. Поле «1» соответствует неизменным карбонатам, либо их слабоизменным разновидностям. Породы характеризуются низким содержанием P_2O_5 (до 10 % при средних значениях 4-5 %) и высоким содержанием CO_2 . Поле «2» соответствует полностью измененным карбонатам по которым развито апатит-штаффелитовое оруденение с содержанием CO_2 не более 5 %; P_2O_5 до 36 %. Величина содержания CO_2 в 5 %, в данном случае,

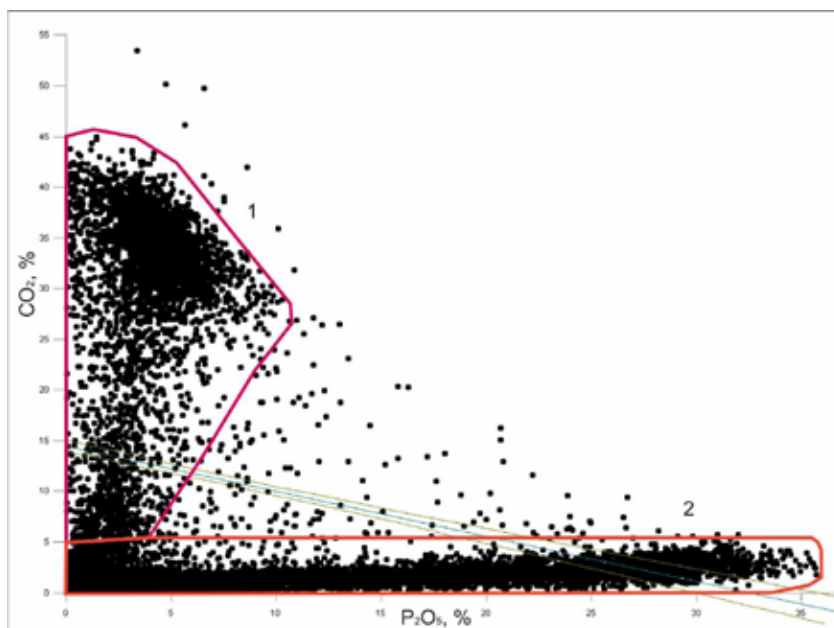


Рис. 3. График зависимости $\text{CO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$

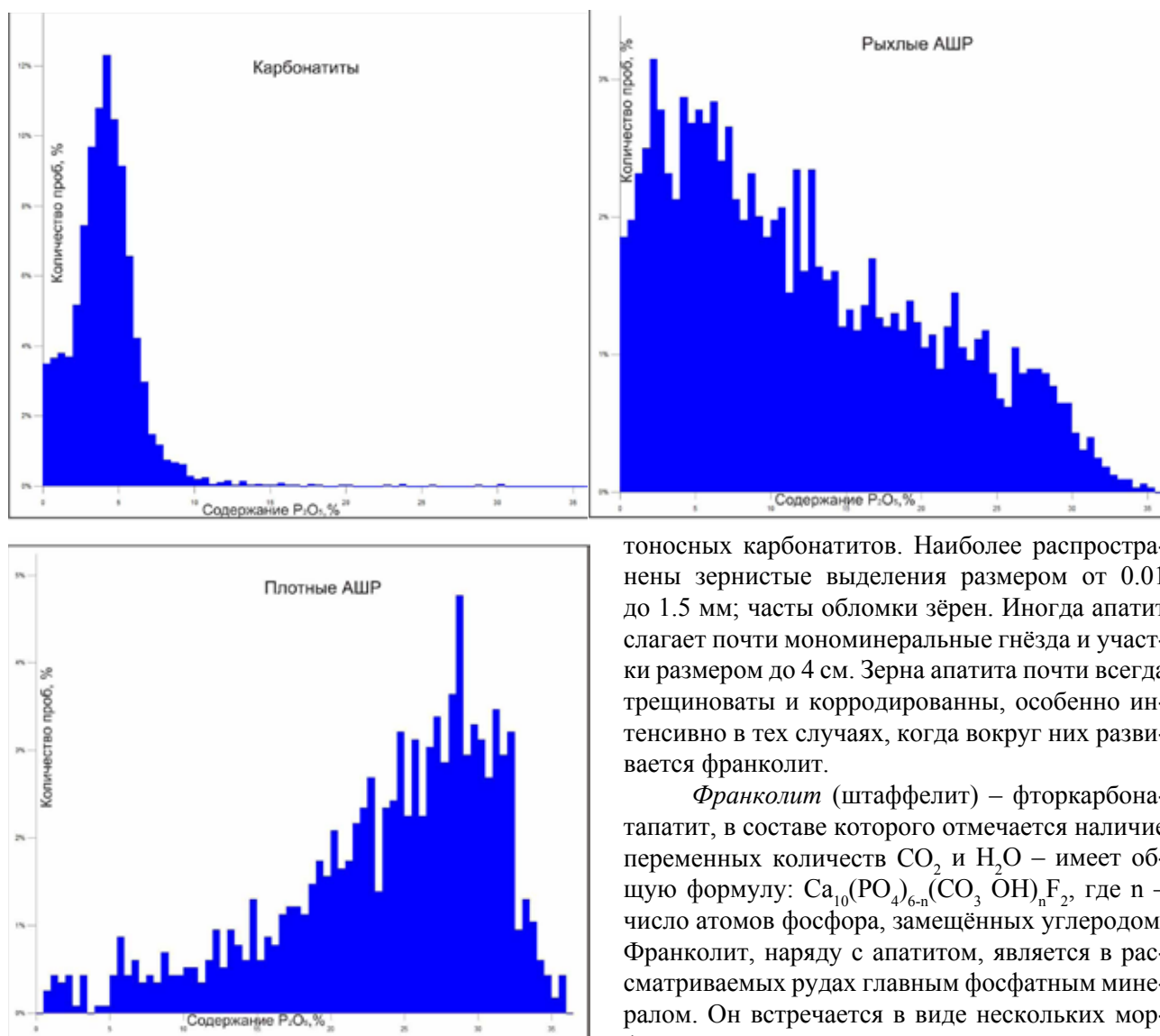


Рис. 4. Гистограммы распределения P_2O_5 в различных типах фосфатных руд.

тоносных карбонатитов. Наиболее распространены зернистые выделения размером от 0.01 до 1.5 мм; часты обломки зёрен. Иногда апатит слагает почти мономинеральные гнёзда и участки размером до 4 см. Зерна апатита почти всегда трещиноваты и корродированны, особенно интенсивно в тех случаях, когда вокруг них развивается франколит.

Франколит (штаффелит) – фторкарбонатапатит, в составе которого отмечается наличие переменных количеств CO_2 и H_2O – имеет общую формулу: $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_{6-n}(\text{CO}_3 \text{ OH})_n\text{F}_2$, где n – число атомов фосфора, замещённых углеродом. Франколит, наряду с апатитом, является в рассматриваемых рудах главным фосфатным минералом. Он встречается в виде нескольких морфологических разновидностей, различающихся по окраске, агрегатному строению, физическим свойствам и времени образования.

Наиболее распространены три морфологические разновидности франколита: игольчатый, микрозернистый и волосовидный. В плотных разновидностях руд франколит чаще всего образует радиально-лучистые сростки игольчатых кристаллов, которые слагают корочки, прожилки и почковидные образования, цементирующие породы.

В химическом составе франколита, по сравнению с апатитом, отмечается повышенное содержание F (2-3 %) и CO_2 (3-3.5 %) и пониженное содержание P_2O_5 (в среднем 38-39 %). Франколит характеризуется также более низкими показателями плотности (3.00-3.15 г/см³, против 3.18-3.20 г/см³ для апатита) [2].

На гистограммах по различным типам фосфатных руд (рис. 4) наблюдается четкая специализация пород на определенные классы содержаний P_2O_5 . Наиболее бедными являются неизменные апатитсодержащие карбонатиты – содержание пятиокси фосфора в них варьирует в узких пределах (от 0 до 7 %), что вероятно связано с равномерным характером распределения апатита в них. В рыхлых апатит-штаффелитовых рудах, сформированных при дезинтеграции и выщелачивании исходных карбонатитов, содержание P_2O_5 варьирует в более широких пределах за счет процессов перераспределения и накопления пятиокси фосфора – среднее содержание P_2O_5 в рыхлых АШР – 12.11 %

Плотные АШР сформированы агрегатами вторичных фосфатных минералов и, по сути, являются продуктом конечной стадии перераспределения фосфора в системе – среднее значение P_2O_5 в плотных разновидностях руд составляет 23.63 %.

Понимание типизации руд Ковдорского месторождения по механическому состоянию и вещественному составу обуславливает необходимость проведения при эксплуатации опережающего геолого-технологического картирования и позволит более эффективно вести отработку месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сулимов Б.И., Лесохин С.Б. Отчет о геологоразведочных работах за 1970-1977 гг., выполненных на Ковдорском месторождении апатит-штаффелитовых руд с подсчетом запасов по состоянию на 1 января 1977 г. Ковдор, 1977 г. (Фонды ОАО «Ковдорский ГОК», № 163).
2. Лягушкин А.П. Оценка апатит-штаффелитовых руд Ковдорского месторождения для целей геолого-технологического картирования. ООО «Агроэко», 2005 г. (Фонды ОАО «Мурманская ГРЭ», № 6266).

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НИЖНЕГО РАССЛОЕННОГО ГОРИЗОНТА (ЗАПАДНО-ПАНСКИЙ МАССИВ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Иванов А.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, aniva51m@mail.ru

История изучения нижнего расслоенного горизонта

В 1990 г. в результате геологического картирования в пределах нижнего расслоенного горизонта в западной части Панских тундр была выделена, опробована и прослежена на 11.5 км по простиранию зона платинометаллических руд малосульфидного типа – Северный платиноносный риф. После проведения этих работ интерес к Федорово-Панскому интрузиву значительно вырос.

Летом 1990 г. в ГИ КНЦ РАН под руководством Л.А. Виноградова была начата работа по составлению геологической карты нижнего расслоенного горизонта м-ба 1:10000. В 1991 г. под руководством А.У. Корчагина проводилось детальное изучение строения участков Восточный и Центральный Киевей (Панский массив), включавшее прослеживание платиноносных слоев буровыми скважинами глубиной 30-60 м. С целью более широкого развертывания поисковых работ, ускорения оценки уже выявленных рудопроявлений, поисков новых объектов и привлечения необходимых для этого инвестиций. Северный платиноносный риф был подтвержден поисковыми скважинами в средней части и на флангах Западно-Панского массива. В Геологическом институте КНЦ РАН была организована лаборатория анализа благородных металлов. В Геологическом институте КНЦ РАН петрологию Западно-Панского массива изучали М.И. Дубровский, В.В. Борисова, Р.М. Латыпов. Р.М. Латыповым изучены вопросы строения и генезиса нижнего расслоенного горизонта Западно-Панского массива на участке Марьок. Во время полевых работ 1995 г. Р.М. Латыповым и П.В. Припачкиным в пределах Западно-Панского массива (участки Марьок и Южный Каменник) проведено детальное кар-

тирование и опробование профилей через НРГ и ВРГ, включая тела магнетитовых габбро. Обработка этих материалов Р.М. Латыповым и С.Ю. Чистяковой послужила основой для построения петрологических моделей образования расслоенных горизонтов и тел магнетитовых габбро. В.П. Петров и З.М. Волошина исследовали метаморфизм интрузивных пород. Минералогию рудопроявлений исследовали Н.Л. Балабонин, В.В. Субботин, Ю.Н. Нерадовский и Д.А. Габов, Е.Э. Савченко. Было выявлено более пятидесяти минералов и фаз платиновых металлов. В.С. Докучаевой выявлены новые геолого-петрографические особенности интрузива, А.У. Корчагиным – изучены закономерности размещения оруденения в разрезе нижнего расслоенного горизонта.

Новая экономическая ситуация в России и инициатива акад. Ф.П. Митрофанова привели к созданию на базе ГИ КНЦ РАН инновационного предприятия «Пана». ОАО «Пана» в этот период стало безоговорочным лидером в исследовании ФПРК, координируя усилия научных и производственных организаций и проводя собственные работы. Благодаря созданию ОАО «Пана» к изучению и освоению ФПРК удалось привлечь крупных иностранных инвесторов – транснациональные компании «ВНР Minerals», «Barrick Gold Corporation» и др. В результате совместной работы геологов зарубежных и отечественных организаций поисково-съемочными исследованиями были охвачены все массивы ФПРК (Федоровотундровский, Западно-Панский, Восточно-Панский). Итогом этих работ стало выделение в каждом из массивов промышленно значимых платинометалльных объектов.

В 2000 г. ОАО «Пана» продолжало исследования (геологическая съемка 1:20000, буровые и геофизические работы) на участках Центральный Киевей, Южный Пешемпахк, Белая, Чурозерский. В 2001 г. ОАО «Пана» в пределах Северного рифа Западно-Панских тундр (участки Марьёк – Центральный Киевей) провело детальную геологическую съемку поверхности в масштабе 1:5000 и бурение 26 скважин. Проведенные работы доказали непрерывность Северного рифа, позволили выделить и изучить рудные тела, установить объекты, представляющие наибольший интерес. Одновременно с поисковыми и разведочными работами в ГИ КНЦ РАН выполнялись научные исследования по датированию интрузивных фаз ФПРК (Т.Б. Баянова, Е.А. Ниткина, П.А. Серов) и построению петрологических моделей отдельных массивов комплекса (М.И. Дубровский, Н.Ю. Грошев).

С 2011 г. и по настоящее время сотрудниками ГИ КНЦ РАН и ОАО «Пана» продолжают геологоразведочные работы на западном фланге (участок Северный Каменник) нижнего расслоенного горизонта в Западно-Панском массиве.

Характерные геологические черты участка Северный Каменник

В геологическом отношении участок Северный Каменник является составной частью крупного Федорово-Панского интрузивного комплекса, относящегося к формации расслоенных базит-гипербазитов нижнепротерозойского возраста, который расположен в центральной части Кольского полуострова. Комплекс в целом имеет плитообразную форму, вытянут в северо-западном направлении на расстояние более 90 км. Его ширина на современном эрозионном срезе достигает 6-7 км. Западно-Панский массив является наиболее мощной (почти 4 км) частью комплекса, протяженность его составляет около 25 км. Это пластообразное тело с выдержанным простираем отдельных слоев, падающих на ЮЗ под углом 25-35°. Наиболее яркой отличительной чертой Западно-Панского массива является присутствие здесь двух расслоенных горизонтов – Нижнего (НРГ) и Верхнего (ВРГ). Горизонты образованы тонким чередованием контрастных по составу пород: габброноритов, норитов, лейкократовых габбро, анортозитов и плагипроксенитов.

Нижний расслоенный горизонт, залегающий, примерно, в 600-800 м выше подошвы массива, фиксируется в геологическом разрезе появлением лейкократовых пятнистых габбро и анортозитов среди часто чередующихся разнотекстурных габброноритов, габбро, и выдержанных маломощных слоев норитов и пироксенитов. Эти породы и их разновидности образуют слои, ленты, вытянутые линзы мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Кроме того, на исследуемом участке отмечаются оливинсодержащие породы такие как оливиновые габбронориты, троктолиты и гарцбургиты, мощность которых начинается от первых сантиметров и достигает 1-2 м (мощность увеличивается с запада на восток). Лейкократовые пегматоидные пятнистые габброиды образуют местами раздувы неправильной формы мощностью до 15-25 м. Породы имеют субширотное простираие, падение – в южном направлении под углом 30-35°, с глубиной угол падения уменьшается до 25°. Мощность НРГ в центральной части массива порядка 100 м, к западу она сокращается до 40-50 м. С НРГ связан Северный платиноносный риф, общая протяженность которого более 20 км.

Одной из особенностей геологического строения массива является появление на уровне НРГ и выше по разрезу массива различных по размеру и форме тел тонкозернистых магнетитовых и магне-

титсодержащих габбро. Эти тела занимают согласное, субсогласное и явно секущее положение относительно общего простирания пород. НРГ представляет собой единое геологическое тело, простирающееся через весь Западно-Панский массив. Установленная мощность горизонта на участке Северный Каменник составляет 70-80 м, что практически вдвое превышает среднюю мощность НРГ на месторождении Киевей. Все это свидетельствует о большой вероятности того, что и Северный платиноносный риф здесь будет иметь геолого-экономические показатели близкие к таковым уже разведанного месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Латыпов Р.М. Природа ритмической расслоенности в интрузиве Панских тундр, Кольский п-ов // Докл. РАН, 1994. Т. 336. № 5. С. 643-647.
2. Латыпов Р.М. К происхождению анортозитов в расслоенном интрузиве Панских тундр, геологические данные (Кольский п-ов) // Геология и Геофизика, 1995. Т. 36. № 3. С. 55-63.
3. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 315 с. 9. Волошина З.М., Каржавин В.К., Петров В.П. Р-Т параметры околорудных метасоматитов Федорово-Панского платиноносного интрузива (Кольский п-ов) // Отечественная геология, 2000. № 4. С. 17-20.
4. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский п-ов): геология и платинометалльное оруденение // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2004. С. 175-186.
5. Припачкин П.В., Рундквист Т.В. Роль ученых Кольского филиала АН ССР и КНЦ РАН в исследовании и освоении Федорово-Панских тундр // Вестник КНЦ, 2011. № 1. С. 4-16.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ ОКТЯБРЬСКОГО Pt-Cu-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

Лохов Д.К.

ФГУП ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, dlkhv@yandex.ru

Рассматриваемый объект расположен в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья, близ юго-западной оконечности Хараелахских гор. В геолого-экономическом отношении Октябрьское месторождение расположено в пределах Талнахского рудного узла Норильского рудного района. В тектоническом плане объект приурочен к глубинному Норильско-Хараелахскому разлому, являющемуся основной рудоконтролирующей структурой данного района. Кроме того, Октябрьское месторождение расположено на стыке Хараелахской мульды, простирающейся субсогласно Норильско-Хараелахскому разлому, и Кайеркано-Пясинской антиклинали, которая в свою очередь имеет северо-западное простирание. Такая структурно-геологическая особенность является важным фактором при локализации месторождений Норильского типа [1].

В пределах Октябрьского месторождения (рис. 1) оруденение локализовано в силлоподобных телах сложного строения, залегающих в преимущественно карбонатных толщах ранне-среднедевонского возраста.

В частности, для западного фланга Октябрьского месторождения (рис. 2) характерно наличие в рудных горизонтах трёх промышленно-значимых типов руд – богатовкрапленных до массивных руд, тяготеющих к подошвенным частям рудоносных тел норильского типа (такситовые и пикритовые габбро-долериты); вкрапленных руд, локализованных в основном в центральных частях тел норильского типа (пикритовые габбро-долериты) и в подошвенных частях тел круглогорского типа (оливиновые габбро-долериты); густовкрапленных медистых руд, характерных исключительно для западного фланга Октябрьского месторождения и образующих матрицу в зонах брекчирования в кровельных частях тел норильского типа.

В целом, для западного фланга характерна локализация рудоносных тел на глубинах 300-600 м, и все указанные типы руд не локализованы в едином дифференцированном интрузивном теле. Последнее обстоятельство может указывать на наличие различных глубинных очагов дифференциации полезного компонента и ассимиляции корового вещества.

Центральная часть Октябрьского месторождения (рис. 3) примечательна наличием всего двух типов оруденения: вкрапленных и массивных сульфидных руд, причём концентрация полезного ком-

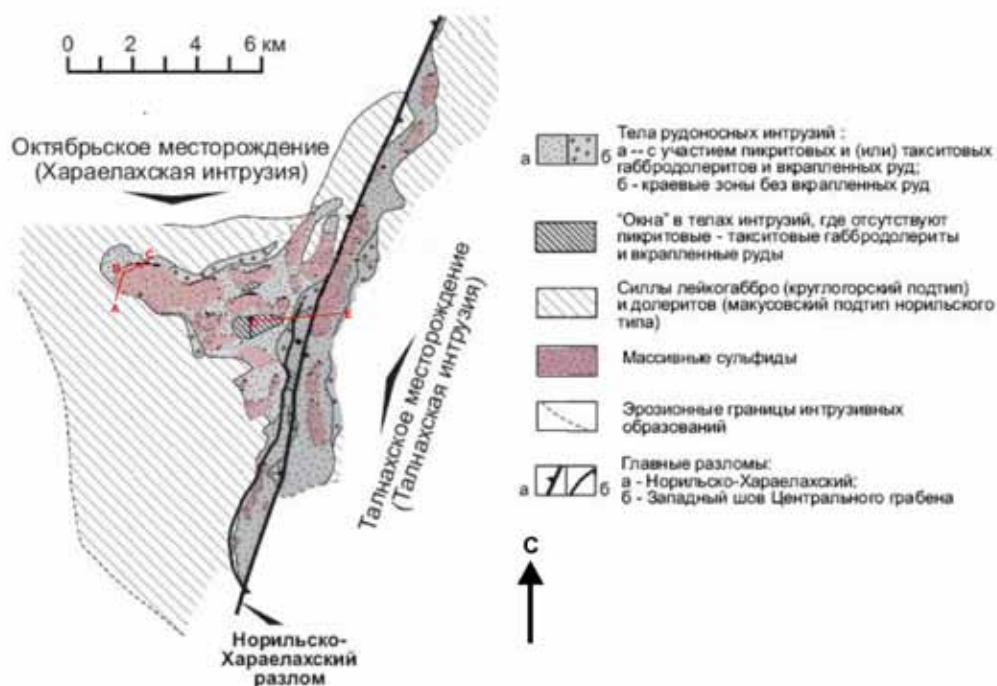


Рис. 1. Схема Талнахского рудного узла (обобщено по [2] и [3]).

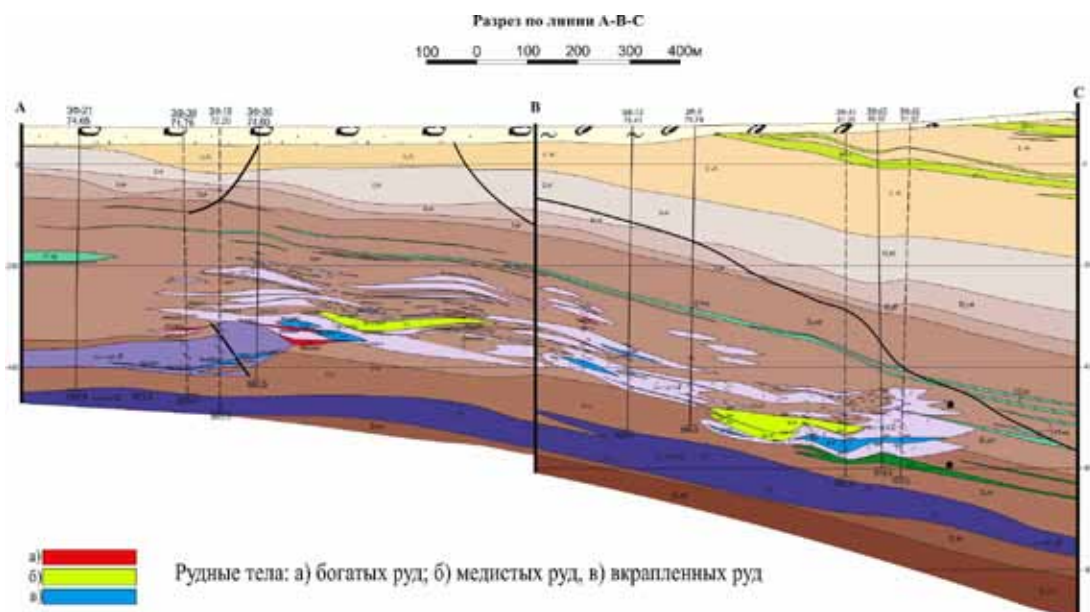


Рис. 2. Разрез по западному флангу Октябрьского месторождения [4].

понтента увеличивается с глубиной – от бедновкрапленных руд в кровельной части, до массивных руд в подошвенной части. Мощность последних составляет в среднем 10-20 м, но может достигать 50 м [2]. Еще одной характерной особенностью центральной части является большая, чем на западном фланге, глубина залегания рудоносных тел: они прослеживаются на глубинах 900-1100 м, а в некоторых случаях и более.

Исходя из имеющихся геологических данных, можно сделать следующие выводы: Октябрьское месторождение локализовано в синклинали, восточное крыло которой ограничено Норильско-Хараелахским разломом; отложения девонского возраста вряд ли могут являться источником серы для сульфидных руд Талнахского рудного узла; судя по отличиям в типах руд в разных частях месторождения, можно предположить, что движение дифференциатов происходило с востока (от Норильско-Хараелахского разлома) на запад (впервые предложено В.А. Радько в [5]).

В дальнейшем, для подтверждения некоторых вышеуказанных выводов, предполагается проведение следующих исследований:

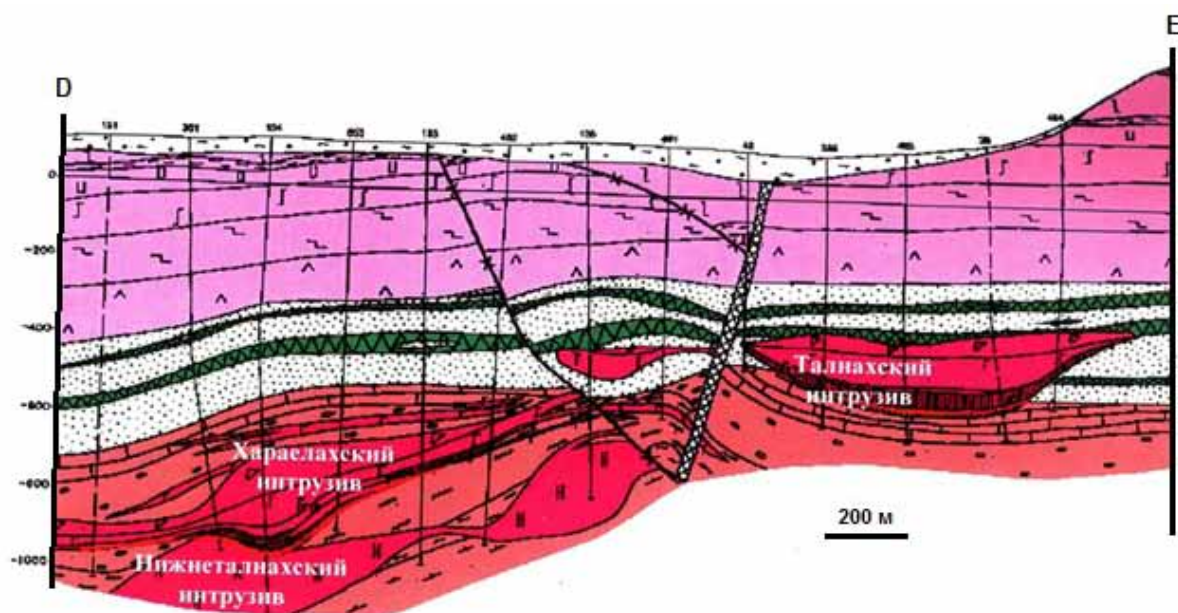


Рис. 3. Разрез через центральную часть Октябрьского месторождения, Норильско-Хараелахский разлом и Талнахское месторождение [4].

- геохронологических, для ответа на вопрос синхронны ли возможные глубинные источники дифференциатов;
- изотопно-геохимических, для определения типов источников дифференциатов и оценки их генетического единства, или разнообразия;
- определения изотопного состава серы сульфидов, для определения источника серы в рудах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Поисковые критерии сульфидных руд Норильского типа // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 418. Новосибирск: Наука, 1978. 165 с.
2. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб: Изд-во СПбГУ, 2003. 487 с.
3. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006.
4. Рабочие материалы ООО «Норильскгеология».
5. Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов СЗ Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19-27.

СКАРНОИДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦОВЫЕ ТУНДРЫ

Персиянов Е.В.

ОАО «Олкон», Оленегорск, ev.persyanov@olcon.ru

Введение

На участке месторождения Свинцовые тундры по данным разведочных работ установлено широкое развитие сульфидной минерализации, пегматитов и пород, относящихся к скарноидам. Последние развиты крайне неравномерно и образуют зоны мощностью от 5 до 35 м. Столь необычные мощности зон скарнирования вызвали интерес к исследованию условий их образования. По керну разведочных скважин были отобраны образцы по разрезу нескольких зон, из которых сделаны шлифы и аншлифы. По результатам петрографического изучения установлено 2 основных типа скарноидов: магнетито-клинопироксено-гранатовый, амфибол-гранатовый, а также несколько менее распространенных типов, которые, возможно, стоит отнести не к скарноидам, а к основным типам пород, такие как гнейсы и железистые кварциты.

Скарноиды

К скарноидам Оленегорского железорудного района относятся средне-крупнозернистые метасоматические породы, в которых главными минералами являются диопсид, магнезиальная роговая обманка, флогопит, гроссуляр-андрадит, клиноцоизит-эпидот, кальцит, магнетит и кварц. Образование скарноидов связывается с контактом пород, имеющих различную величину относительной щелочности, таких как железистые кварциты и гнейсы различного состава [1, 2]. Минеральный состав скарноидов близок составу обычных скарнов, но убедительных текстурно-структурных доказательств соответствия их условиям образования скарнам нет. По мнению ряда исследователей Оленегорские скарноиды образовались на регрессивной стадии метаморфизма, вызванного ребольской фазой тектогенеза, возраст которой 2.8-2.6 млрд. лет [1, 3]. Время образования скарноидов устанавливается в пределах 2645-2675 млн. лет [4].

В результате исследования скарноидов месторождения Свинцовые тундры установлено, что скарноиды иногда не имеют четкой привязки к границам пород, текстуры нередко полосчатые, зональные, признаки метасоматоза проявлены отчетливо. По минеральному составу выделяются четыре разновидности скарноидов: 1) магнетит-клинопироксен-гранатовые, 2) амфибол-гранатовые, 3) смешанные и 4) гранат-биотитовые.

Магнетит-клинопироксен-гранатовые скарноид приурочены к скарновой зоне аутигенной зональности [1, 5]. Доминирующей текстурой является полосчатая. Структуры: нематобластовая и гранобластовая, часто порфиробластовая, изредка лепидобластовая, а также сидеронитовая. Главными пороодообразующими минералами являются клинопироксен ряда диопсид-геденбергит (10-45 %), магнетит (10-15 %), а также гранат (0-45-60 %) и кварц (0-40 %). Причем в разновидностях с гранатом кварц отсутствует полностью и наоборот (рис. 1, 2). Распространение клинопироксена также зависит от состава – при наличии граната в шлифе количество первого падает до 10-20 %, в кварцевых же разновидностях клинопироксен достигает 30-45 % от общего объема. Кроме того, в некоторых шлифах в качестве основного минерала выступает актинолит, который является вторичным, замещающий клинопироксен. В таких шлифах его количество достигает 30 %. Второстепенными минералами являются: железистый амфибол грюнерит-куммингтонитового ряда (5-10 %), а также клиноцоизит, роговая обманка и пирротин (все до 5 %). В качестве редких выступают апатит, кальцит, халькопирит.

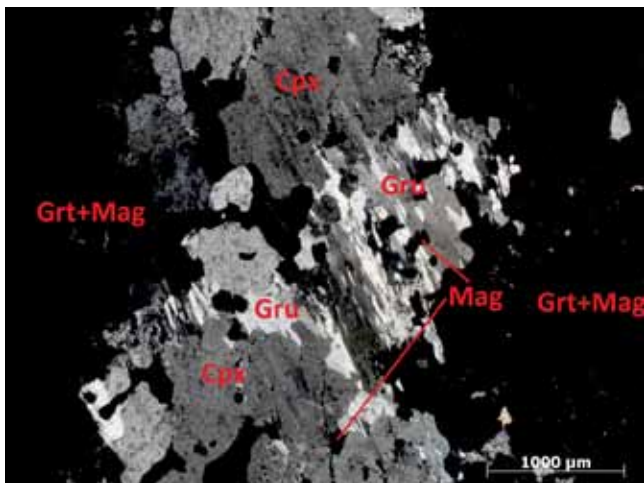


Рис. 1. Грюнерито-клинопироксеновый агрегат в магнетит-гранатовом цементе в магнетито-клинопироксеново-гранатовом скарноиде (скрещ. Николи).

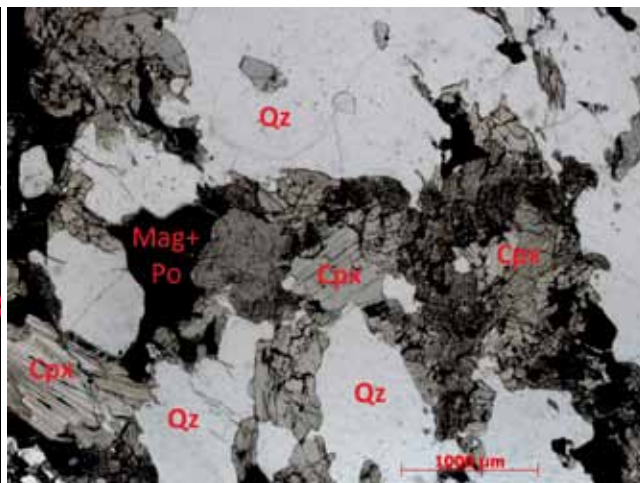


Рис. 2. Магнетито-клинопироксеновый кварцит.

Амфибол-гранатовые скарноиды приурочены к той же скарновой зоне, упомянутой выше. Преобладающими текстурами являются грубополосчатая и пятнистая. Структуры наблюдаются подобные структурам скарноидов первого типа. Основными пороодообразующими минералами в этом типе скарноидов являются гранат (60-85 %) и железистый амфибол грюнерит-куммингтонит ряда (10-30 %) (рис. 3). Второстепенными минералами выступают пирротин (5-10 %) и биотит (1-5 %). В виде отдельных зерен наблюдается кальцит, халькопирит.

Смешанный тип скарноидов наблюдается на границе первых двух типов. В их минеральном составе наблюдается как клинопироксен, так и железистый амфибол грюнерит-куммингтонит ряда, составляющие 20-35 % и 25-40 % соответственно (рис. 4). Количество граната уменьшается относительно

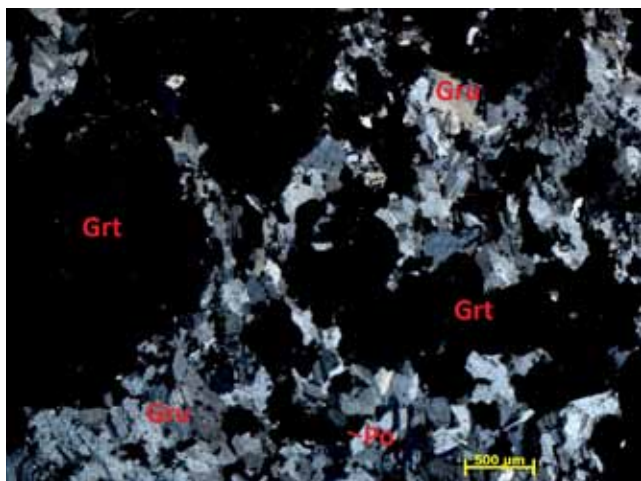


Рис. 3. Грюнеритовый агрегат среди порфиробласт граната в амфибол-гранатовом скарноиде (скрещ. Николи).

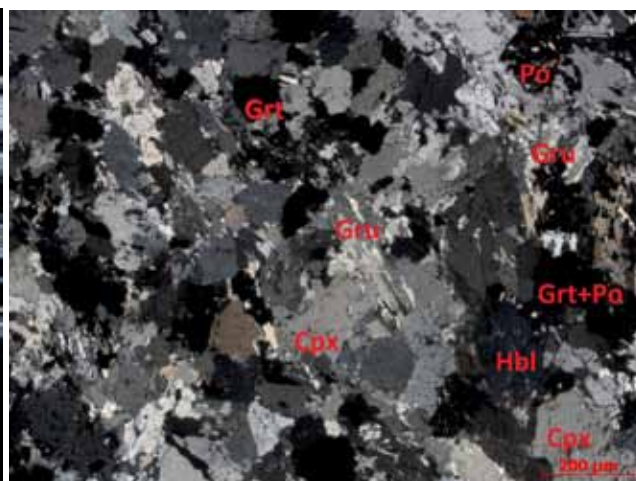


Рис. 4. Переходный тип скарноида (равное количество железистого амфибола и клинопироксена) (скрещ. Николи).

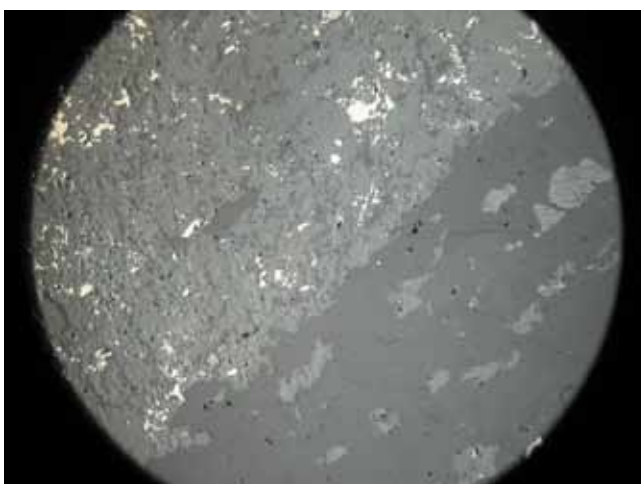


Рис. 5. Полосчатая текстура амфибол-грюнеритового скарноида (под биноклем).

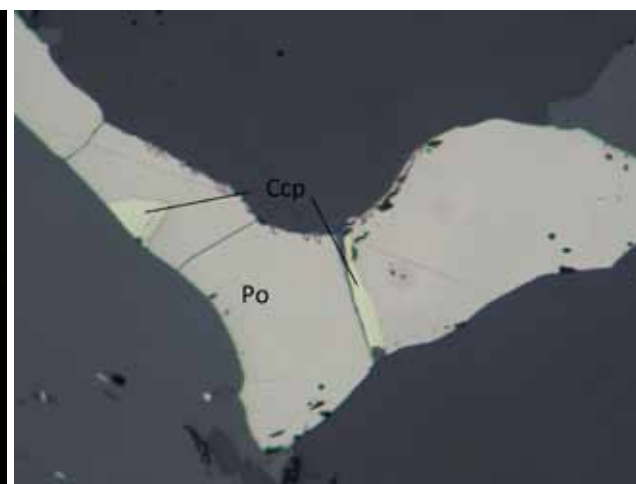


Рис. 6. Халькопирит, приуроченный к пирротину (в отраж. свете).

но обоих типов, достигая 5-40 %. В качестве основного минерала в отдельных шлифах также выступает амфибол актинолит-тремолитового ряда, но только в тесной ассоциации с клинопироксеном, замещающий последний. В качестве второстепенных минералов выступают пирротин (5-10 %), в отдельных шлифах роговая обманка (до 10 %), кварц (около 5 %), эпидот-клиноцоизит, биотит (оба около 3 %) и магнетит (примерно 1 %). Редкими минералами являются кальцит, хлорит, халькопирит.

Амфибол-биотит-гранатовый тип предположительно образуется на контакте железистых кварцитов со стороны гнейсов, но обнаружен в одной из скважин и в отрыве от контакта с кварцитами, между биотитовым и амфибол-гранатовым гнейсами. Минеральный состав его меняется от обогащенного биотитом и гранатом до скарноидов с повышенным содержанием роговой обманки и граната. Минеральный состав: биотит – 35-60 %, гранат – 35-60 % и кварц – 5-30 %, роговая обманка – 20-30 %, плагиоклаз – около 5 %. Наиболее распространенным рудным минералом в этом типе является ильменит. В виде редких и отдельных зерен также наблюдается магнетит и пирротин.

Рудные минералы составляют в среднем 5-15 % от всего объема. По данным минераграфических исследований основными рудными минералами, встречающимися в скарноидах Свинцовых тундр, являются пирротин, магнетит, халькопирит, в меньшей степени ильменит. Пирротин и магнетит составляют примерно 70-80 % и 20-30 % от общей рудной массы соответственно. Халькопирит занимает около 5 %, а ильменит – не более 5 %. Редкие минералы: пирит, марказит, молибденит, пентландит, арсенипирит. Количество магнетита увеличивается при приближении к контакту скарноидов с железистыми кварцитами, в магнетито-клинопироксеново-гранатовом скарноиде, достигая 80-90 % от общего количества рудных минералов.

Распространение пирротина и магнетита в некоторой мере зависит от текстуры. Так в скарноидах с вкрапленной текстурой оба этих минерала распространены практически равномерно, в виде отдельных зерен или в виде скоплений зерен. В то время как в полосчатых скарноидах пирротин и магне-

тит приурочен практически на 100 % к меланократовым полосам, сложенными в основном гранатом, клинопироксеном, амфиболами. Светлые полосы, очень часто кварцевого состава, практически не содержат рудных минералов (рис. 6).

Пирротин наблюдается в основном в виде неправильной формы зерен различного размера (от 0.01мм до 0.5мм в основной массе и до 1см в крупных прожилках) в интерстициях между нерудными минералами, зачастую гранатом. В некоторых образцах наблюдаются признаки замещения пирротина: замещение марказитом и пиритом пирротина в виде структур «птичьего глаза». Кроме того, пирротин зачастую сопровождается халькопиритом (рис. 5).

Магнетит обладает большим количеством форм зерен. Однако наиболее распространенной формой является аналогичная форме зерен пирротина – ксеноморфная, неправильная. Пространственное положение между зернами других минералов магнетит занимает такое же, как и зерна пирротина. Магнетит иногда обладает правильными, вытянутыми формами зерен. Различия между этими формами, скорее всего, кроются в разной генерации этих кристаллов, выделяясь как более древние и более молодые генерации.

Халькопирит развивается только по зернам пирротина, тяготея к краевым частям. Обладает правильной, изометричной формы кристаллами, изредка наблюдаются пластинчатые кристаллы.

Ильменит в породе в основном наблюдается в виде отдельных кристаллов овальной, вытянутой формы. Ильменит явно выступает вторичным минералом, зачастую распространение которого подчинено сланцеватости или развивается по спайности некоторых нерудных минералов.

Наличие пирита и марказита в аншлифах, развивающихся по пирротину, говорит либо о наличии зоны выветривания и дезинтеграции, либо о присутствии в непосредственной близости тектонических зон. Но небольшие количества этих минералов в аншлифах и большие глубины (глубже 50 м), говорит о слабой развитости зон выветривания.

Выводы

1. В результате макро- и микроскопического изучения пород в шлифах и аншлифах было установлено 4 типа пород, которые по различным признакам можно отнести к так называемым скарноидам.

Первым признаком является минеральный состав, соответствующий классическим скарнам, а именно наличие граната, клинопироксена и амфиболов [6].

Кроме того, стадийность образования минералов соответствует стадийности образования классических скарнов по Татаринovu. Согласно которой процесс скарнирования идет с понижением температуры, что наблюдается в виде замещения амфиболами клинопироксена, а также интерстиционное положение рудных минералов, указывающее на позднее выделение этих минералов, соответствующее последней стадии скарнообразования [7].

Все 4 типа по мнению автора относятся к скарновой зоне аутигенной зональности. Скорее всего, они занимают различное пространственное положение в этой зоне, выделяясь как бы в подзоны. Так, предположительно, магнетит-клинопироксен-гранатовый скарноид располагается ближе к железистым кварцитам, по сравнению к остальным выделенным породам. Остальные скарноиды пространственно располагаются следующим образом (в направлении от железистых кварцитов к гнейсам): гранат-диопсид-грюнеритовый – амфибол-гранатовый – гранат-биотитовый.

2. Согласно многим работам [8, 9, 10, 11] именно с этой зоной связана золото-серебряная минерализация. Но в скарноидах рудопроявления Свинцовые Тундры пока данной минерализации не обнаружено. Возможно, необходимо дополнительное изучение пород по данному вопросу. Однако в изучаемых породах наблюдается ореол медной минерализации, выражающийся в часто наблюдаемом парагенезисе пирротина и халькопирита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского п-ова. Л.: Недра, 1976. 147 с.
2. Шлафштейн Б.А., Горяинов П.М. Сводный отчет о работах на Заимандровском структурно-поисковом и геолого-съемочном объектах, проведенных в 1967-1977гг. (Мончегорский р-он Мурманской обл.) В 3-х т. Мончегорск, 1978.
3. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О. и др. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 329 с.
4. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Баянова Т.Б., Базай А.В., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Состав, происхождение и возраст редкоземельно-благороднометального оруденения в породах полосчатой железорудной формации Кольского п-ова // Тр. IX Всерос. (с междунар. уч.) Ферсмановской науч. сессии, посв. 60-летию ГИ КНЦ РАН. Апатиты, 2012. С. 235-238.

5. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Базай А.В., Пахомовский Я.А. Аутигенная зональность месторождений железистых кварцитов как результат окислительно-восстановительных метаморфических реакций // Тр. II Всерос. Ферсмановской науч. сессии Кольского отд. минерал. об-ва, посв. 140-летию со дня рождения В. Рамзая. Апатиты, 2005. С. 108-111.
6. Вахромеев С.А. и др. Краткий курс месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во «Высшая школа», 1967, 471с.
7. Татаринов П.М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. 2 изд. М. 1963.
8. Гавриленко Б.В., Горяинов П.М., Евдокимов Б.Н. Распределение золота в геологических образованиях железисто-кремнистых формаций центральной части Кольского п-ова // Докл. АН, 1976. Т. 231. № 1. С. 159-161.
9. Голиков Н.Н., Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н. Золотоносность железистых кварцитов Оленегорского месторождения (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. Т. 41. № 2. 1999. С. 162-170.
10. Базай А.В., Иванюк Г.Ю. Золотосеребряная минерализация околорудных скарноидов Оленегорского месторождения // Тр. III Ферсмановской науч. сессии. Апатиты: Изд-во K&M, 2006. С. 102-105.
11. Базай А.В., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Горяинов П.М., Яковенчук В.Н. Самородные элементы в породах полосчатой железорудной формации Кольского п-ова // Зап. РМО. Т. 137. № 5. 2008. С. 34-47.

ВЫДЕЛЕНИЕ ПРЕДПОСЫЛОК ДЛЯ ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОБЛИЦОВОЧНОГО КАМНЯ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Рязанцев П.А.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, chthonian@yandex.ru

Введение

Цель геологоразведочных работ на облицовочный камень – выделение из массива горных пород участков с показателями блочности, позволяющими при применяемой технологии вести добычу с положительным балансом экономики. Важно отметить, что невозможно рассматривать возникновение, характер и закономерности проявления блочности в горном массиве в отрыве от генезиса и морфологии образующих её трещин [1]. В предлагаемой работе исследуются геологические предпосылки для поиска месторождений облицовочного камня на Ропручейской интрузии габбродолеритов (Южная Карелия). Выделение факторов, влияющих на размещение месторождений, осуществляется за счёт комплексного анализа геолого-геофизической информации.

С горно-экономической точки зрения район расположен в пределах Шокшинского промышленно-сырьевого узла (ПСУ), который представляет собой ряд месторождений и камнеобрабатывающих предприятий, относящихся к производству каменных строительных материалов [2]. Он расположен вдоль западного берега Онежского озера, от ст. Деревянка до п. Каскесручей. В пределах этого района расположено 30 лицензионных площадей, большинство из которых относятся к месторождениям по добыче облицовочного камня (габбродолерита). Вследствие чего, выделение новых перспективных участков для поиска месторождений каменных строительных материалов является актуальной задачей для экономического развития региона.

Геология района

В геологическом отношении район работ расположен в пределах Южно-Онежской мульды, выделенной в Карельской геотектонической области. Южно-Онежская мульда имеет субовальную форму, протягивается от г. Петрозаводска в юго-восточном направлении на 120 км при ширине 50-70 км. В строении района принимают участие терригенные отложения вепсийского надгоризонта палеопротерозоя и интрузивные образования ропручейского плутонического комплекса. Вмещающими вепсийскими породами являются ритмично-слоистые кварцитопесчаники и алевролиты, относящиеся к петрозаводской и шокшинской свитам [3].

Главным объектом исследования является Ропручейская пластово-секущая интрузия габбродолерита палеопротерозойского возраста. По данным структурного бурения и геологического картирования общую площадь распространения габбродолеритов силла можно оценить в 9-10 тыс. км² при сред-

ней мощности 170 м [4]. С габбродолеритами Ропручейской интрузии связано большинство известных в районе месторождений и проявлений облицовочного и строительного камня. Все они располагаются в восточной части структуры, более ярко выраженной в орографическом отношении. Породы в восточном крыле характеризуются, в основном, юго-западным падением с углами падения от 0-10 ° до 25 °, залегают согласно с вмещающими осадочными образованиями шокшинской свиты и вместе с ними участвуют в складчатости. Габбродолериты слагающие силл представляют собой мелко-среднезернистую породу, с массивной текстурой (однородной, без значительных вторичных изменений).

Методика исследований

Методика исследований заключалась в создании прогнозной модели, при помощи комплексной обработки имеющейся информации о районе работ, а также привлечение новых данных, полученных в результате полевых наблюдений [5]. Для проведения исследований привлекались материалы включающие данные по: геологическому строению (рис. 1 А), геофизическим исследованиям (рис. 1 Б), результатам разведки месторождений полезных ископаемых. Это позволило установить основные отличительные черты строения интрузии габбродолеритов, а также характеристики вмещающих его образований. Далее, было выполнено тектоническое районирование (рис. 1 В). В результате чего определен ряд особенностей влияющих на расположение и характеристики месторождений облицовочного камня в его пределах.

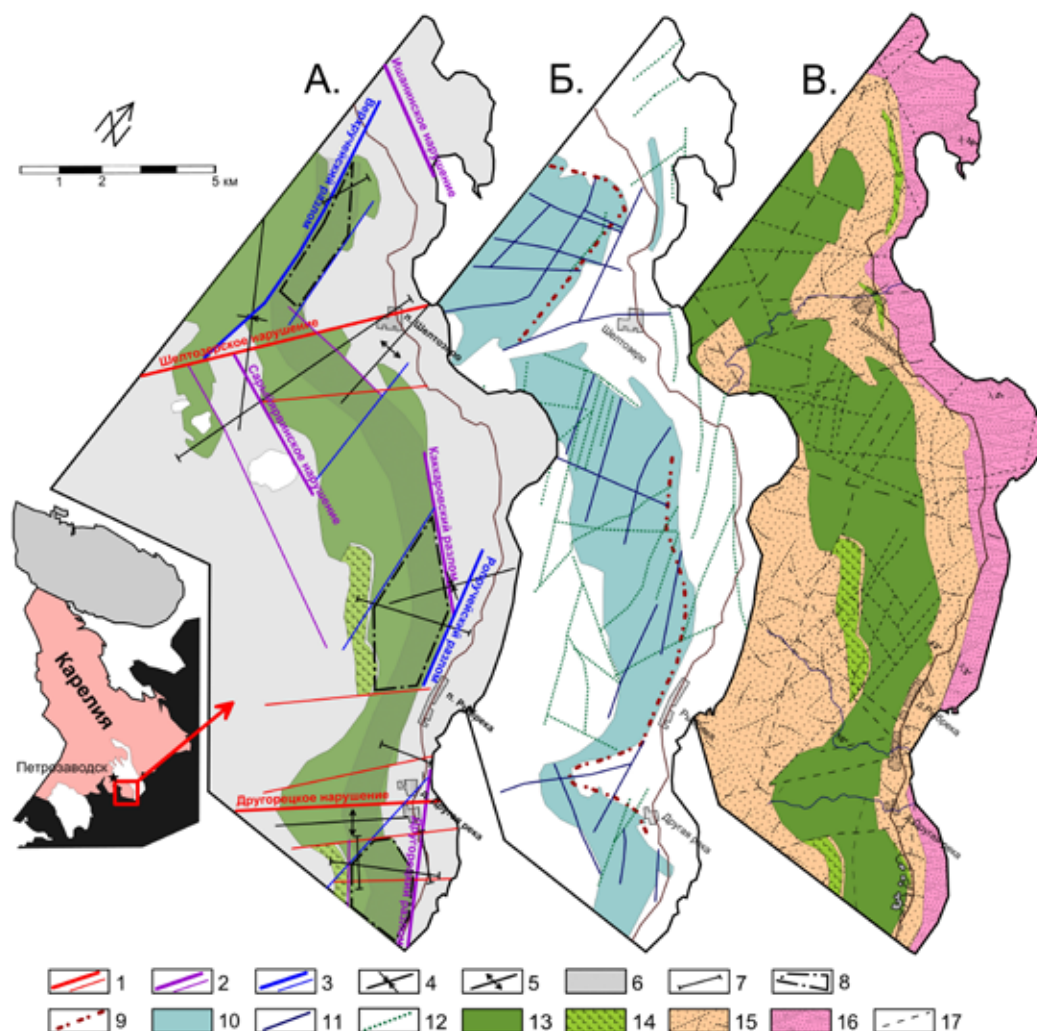


Рис. 1. Комплексная схема восточной части Шокшинского ПСУ, где: А – тектоническое районирование, Б – карта геофизических аномалий, В – геологическая схема.

Крупные тектонические нарушения, относящиеся к: Бураковско-Кожозерской зоне – 1, Прионежскому глубинному разлому – 2, субмеридиональным разломам – 3; оси складчатых структур: синклиналичных – 4, антиклиналичных – 5; Прионежский флексуообразный перегиб – 6; геофизические профили – 7; участки промышленной эксплуатации габбродолеритов – 8; зона градиента гравитационного поля – 9; области магнитных аномалий соответствующие габбродолеритам – 10; оси линейных отрицательных магнитных аномалий – 11; оси аномалий повышенной электропроводности – 12; габбродолериты – 13; мелкозернистые долериты – 14; кварцитопесчаники шокшинской свиты – 15; кварцевые сланцы и алевролиты петрозаводской свиты – 16; разрывные тектонические нарушения – 17.

Результаты

Совмещая геологические и геофизические данные, осуществлялась попытка получить новое, целостное отображение исследуемого района. Проведённые исследования позволяют выделить факторы, влияющие на распределение месторождений облицовочного камня и предпосылки для поиска новых в пределах Шокшинского ПСУ:

1. Глубинные разломные зоны – Прионежскую и Бураковско-Кожозерскую, выделяющиеся по геолого-геофизическим наблюдениям. Именно их воздействием обусловлены высокоамплитудные вертикальные смещения и синклинальная складчатость. В результате анализа установлено, что самые продуктивные области располагаются в пределах приподнятых и обособленных блоков горного массива.

2. Восточная часть Ропручейского силла представляет собой область пликативного нарушения представленного флексурообразным перегибом. Этот фактор необходимо учитывать, на стадии поиска месторождений при выделении средней части интрузива, так как она является наименее трещиноватой и наиболее выдержанной. Кроме того, наличие такого нарушения вносит свой вклад в общую картину трещиноватости массива габбродолеритов.

3. Верхняя часть силла, наблюдаемая в эрозионном срезе неоднородна, что выражается в различной степени трещиноватости и выдержанности по составу массива габбродолеритов. Это обусловлено процессами тектогенеза и выветривания. По полученным данным установлено, что наиболее продуктивные месторождения располагаются в областях, где верхняя толща силла уничтожена (срезана) ледниковой эрозией. Именно это позволяет разрабатывать наиболее перспективную – среднюю часть интрузива.

4. По результатам работ установлены основные направления развития тектонических нарушений. Существует ряд генеральных направлений определённого азимута (СЗ, СВ, субмеридиональный), характерных как для мегатрещин, так и микротрещиноватости горного массива. Их последовательный анализ позволяет выделять участки Ропручейского силла наименее подверженные нарушениям.

Заключение

В результате комплексных геолого-геофизических исследований Ропручейского силла габбродолеритов установлены главные структурные и тектонические факторы, контролирующие закономерности распределения месторождений облицовочного камня. Благодаря их учёту, выделены предпосылки, на основе которых необходимо проводить отбор площадей, для поиска и разведки месторождений облицовочного камня. Применение такого подхода позволит не только найти новые месторождения облицовочного камня, но и повысить общую достоверность проводимых геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакка Н.Т., Ильченко И.В. Облицовочный камень. Геолого-промышленная и технологическая оценка месторождений: Справочник. М.: Недра, 1992. 303 с.
2. Богатство недр России. Минерально-сырьевой и стоимостный анализ. Пояснительная записка к геолого-экономическим картам. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 550 с.
3. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогения) / Отв. ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
4. Гарбар Д.И. Стратиграфия. Верхний протерозой. Йотнийская серия, Верхнепротерозойские (постиотнийские) магматические образования // Геология СССР. Т. I. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М.: Недра, 1971. С. 64-81.
5. Поротов Г.С. Прогнозирование и поиски месторождений полезных ископаемых. Учебник. СПб: Санкт-Петербургский горный институт, 2005. 116 с.

Сафай А.А.

Геологический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург, amina5837@gmail.com

Несмотря на то, что железомарганцевые конкреции (ЖМК) Балтийского моря известны с давних времён, их систематическое изучение было начато лишь в середине двадцатого века. В работах многих морских геологов: М.В. Кленовой (1948, 1960), В.В. Калинин (1949), А.А. Кордикова (1952), Т.И. Горшковой (1957-1967), Ф.Т. Манхейма (1965), Н.Н. Куликова (1961, 1970), М. Холмса (1967), Н.А. Белова (1968), Ю.П. Семенова (1971), В.П. Русанова (1975) и других исследователей рассматривались параметры полей ЖМК, морфология, размеры и строение конкреций, батиметрические и литодинамические характеристики условий их залегания, представления о генезисе этих образований.

В результате проведённых в 70-х гг. зарубежных работ в Ботническом заливе на площади 200 км² на глубинах 35-115 м были установлены обширные поля сферических ЖМК с высоким содержанием марганца и высокой плотностью залегания (15-40 кг/м²). Ресурсы ЖМК Ботнического залива были оценены в 21 млн. тонн рудной массы.

В начале 80-х годов была высказана мысль о промышленной ценности ЖМК в качестве источника марганца.

В настоящее время установлены следующие основные районы распространения ЖМК Балтийского моря: а) Ботнический залив; б) Рижский залив; в) Финский залив; г) Центральный район Балтики (Гданьско-Клайпедский порог).

Систематические работы по изучению ЖМК Финского залива были начаты в 80-х годах XX века. В 1984-1999 гг. восточная часть Финского залива была охвачена среднемасштабной геологической съёмкой, выполненной морскими геологами ВСЕГЕИ. В результате была получена подробная информация о конкрециях и были оценены прогнозные ресурсы. С 1999 по 2008 гг. геологоразведочные работы на 5 лицензионных участках в восточной части Финского залива проводило ООО «Петротранс». ООО «Петротранс» проводило масштабные геологоразведочные работы, включая подъём крупнообъёмной технологической пробы, а также исследования по обогащению и переделу руды. Организация осуществила необходимые экологические исследования с оценкой воздействия на окружающую среду при реализации проектов разработки месторождений шельфовых ЖМК. К 2006 г. были разведаны и поставлены на государственный баланс четыре месторождения ЖМК, являющихся частями Восточно-Финского рудного района: Кургальское, Копорское, Вихревое и Рондо. Позже были открыты месторождения: Элеонора, Вигрунд, Родшер. В настоящее время геологоразведочные работы на ЖМК Финского залива приостановлены.

Железомарганцевые конкреции Финского залива залегают на поверхности морского дна в виде маломощного покрова с отдельными безрудными окнами. Наиболее значительные накопления ЖМК наблюдаются в Центральном и Восточном районах залива. Плотность залегания колеблется от 1 до 65 кг/м². Рудные тела занимают примерно 20-30 % площади дна залива, встречаются в диапазоне глубин 6-85 м, неоднородны по плотности залегания, форме и составу конкреций. В распределение этих особенностей установлена зональность, которую связывают с глубиной морского дна, на котором располагаются рудные залежи.

ЖМК обычно приурочены к ровному плоскому дну замкнутых и полузамкнутых котловин или морских террас, расположенных между островами и банками. Средняя мощность осадков, вмещающих ЖМК, составляет от 5 до 30 см. Осадки представлены глинами и глинистыми алевритами. Обычно ЖМК перекрыты наилком толщиной 1-5 мм, в котором присутствуют аутигенные марганцово-железистые стяжения, являющиеся зародышами конкреций. Значительная часть рудных слоёв перекрыта жидкими сапропелевидными илами чёрного цвета, мощностью от 1 до 60 см.

Скопления ЖМК преимущественно представляют собой сплошной покров шаровидных конкреций глобулярной (ежевичной) и гладкой текстуры. Кроме того, среди конкреций Финского залива выделяют монетовидные, дисковидные, корковидные, бобовые и дробовидные морфологические разновидности.

Содержание марганца в конкрециях Финского залива варьирует от 0.68 до 34.68 % (среднее 15.71 %). Выделяются два типа промышленных руд конкреций Финского залива: тип А, содержащий более 16 % марганца, и тип Б с содержанием от 8 до 16 % Mn. Содержание железа варьирует от 1.54 до 41.31 % (среднее – 20.66 %). Содержание фосфора в конкрециях в среднем составляет 1.75 %. Качество руд напрямую зависит от глубины их залегания. Наиболее богатые руды залегают на глубинах более 50 м.

Автору была предоставлена ООО Петротранс коллекция ЖМК из тридцати девяти конкреций, поднятых в районе месторождения Вихревое.

Все тридцать девять конкреций из представленной коллекции сходны по морфологии, цвету, структуре и имеют лишь различный размер. Образцы по морфологии представляют собой округлые и неправильной формы образования. Цвет конкреций чёрный, с буровой побелостью (окисленное железо). Текстура – скорлуповато-слоистая. Структура – оолитовая, сфероагрегатная. Размер конкреций варьирует от 2 до 0.3 см. Поверхность неоднородная, бугристая. Корочка конкреций более рыхлая, чем её ядро. Образцы сложены окислами и гидроокислами железа и марганца. Макроскопически об этом можно судить, исходя из цвета конкреций.

Для определения химического и минерального состава в лабораториях СПбГУ для образцов ЖМК были проделаны рентгеноспектральный (РСА) и рентгенофазовый (РФА) анализы. Результаты РСА приведены в таблице.

Средние содержания марганца и железа составляют соответственно 30.3 % и 38.7 %. Отмечаются повышенные содержания таких микроэлементов как титан (0.68 %), ванадий (0.37 %), молибден (0.02%) и цирконий (0.01%), никель (1.7 %).

По результатам РФА можно судить о присутствии в конкрециях кварца и пиролюзита. Основные минералы-носители Fe и Mn не были идентифицированы с помощью РФА, так как они представлены рентгеноаморфными разностями.

Интерпретация результатов анализов и выводы о полезных компонентах и вариантах использования ЖМК Финского залива будут представлены в докладе.

Таблица. Результаты рентгеноспектрального анализа ЖМК Финского залива.

Номер пробы	Ti, г/т	V, г/т	Mn, %	Fe, %	Sr, г/т	Ni, г/т	Zr, г/т	Mo, г/т
С-24 417	11917	7356	70.67	20.22	1106	1598	137	410
С- 24 417	11338	6929	69.50	19.89	1092	1603	124	403
С-24 445	8127	5092	46.58	29.54	1052	2005	105	181
С-24 445	7888	5020	44.04	27.96	973	1876	95	170
С- 27 139	7206	4305	32.46	38.95	978	2172	109	134
С-27 139	6015	3815	30.19	36.16	879	2001	91	108
С-27 170	6870	4016	41.22	33.01	850	2156	108	232
С-27 170	7688	4099	44.20	35.48	911	2387	131	246
В-13 679	8267	5213	43.05	35.30	753	2337	109	243
В- 13 679	8702	5994	46.47	37.98	829	2515	112	271
1	5005	2919	13.58	63.74	573	1335	247	116
2	6105	2929	17.26	77.14	587	1936	96	79
3	4864	1630	91.35	27.53	474	510	373	67
4	5297	1769	10.18	40.79	516	842	113	86
5	6649	3067	15.85	52.47	567	1346	280	112
6	8289	2584	29.90	46.56	601	2215	229	90
7	7143	3500	23.12	72.77	530	2501	66	143
8	4532	1491	10.49	33.68	464	751	125	120
9	4806	1637	81.36	45.76	524	628	185	83

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Балтийского моря / Под редакцией В.К. Гуделиса и Е.М. Емельянова. 1976. С. 307-348.
2. Иванова А.М., Смирнов А.Н., Рогов В.С. и др. Шельфовые железомарганцевые конкреции – новый вид минерального сырья. М.: Разведка и охрана недр, 2006.
3. <http://www.vipstd.ru/gim/content/view/104/197/>

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОСОПЧИНСКОГО МАССИВА: НОВЫЕ ДАННЫЕ

Чернявский А.В., Мирошникова Я.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Южносопчинский массив (ЮСМ) находится в южной части Мончегорского рудного района. В настоящее время большинство исследователей полагает, что ЮСМ представляет собой крупный апофиз или тектонический блок Мончетундровской интрузии, к которой он примыкает с запада [1, 2] (рис.1, врезка). Т.Л. Гроховская и соавторы [2] указывают, что по составу и характеру ритмичной, фазовой и скрытой расслоенности породы ЮСМ близки дифференциатам ритмично-расслоенной и ультраосновной зон центральной части Мончетундровской интрузии и могут быть фрагментами последней.

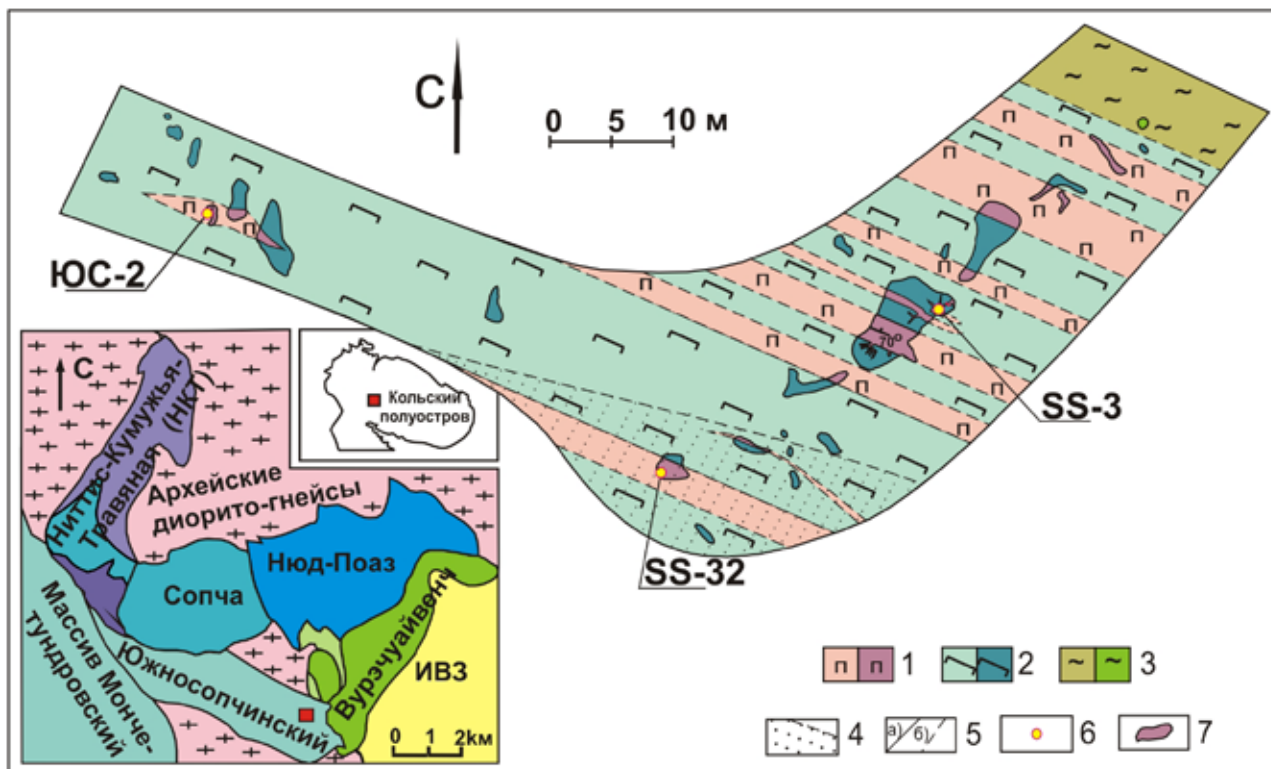


Рис. 1. Схема геологического строения детального участка в восточной части массива Южносопчинский. По [5], с изменениями.

Условные обозначения: 1 – жилы плагиоклаз-пироксенового состава интенсивно амфиболизированные, с магнетитовой и сульфидной минерализацией, 2 – метапироксениты средне-мелкозернистые, 3 – плагиоклаз-амфиболовые породы мелкозернистые, рассланцованные, 4 – зона интенсивного рассланцевания и амфиболизации, 5 – геологические границы а) наблюдаемые, б) предполагаемые, 6 – точки отбора проб, 7 – контуры коренных выходов. На врезке: положение детального участка показано красным прямоугольником; ИВЗ – вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга.

Начиная с конца 80-х годов XX в., все рудные объекты Мончегорского района обследовались на платинометальное оруденение. Одним из перспективных на платинометальное оруденение объектов Мончегорского района является ЮСМ. В конце 90-х годов в пределах ЮСМ поисковыми работами ОАО Центрально-Кольская экспедиция (ОАО ЦКЭ) была выявлена платинометальная минерализация, ассоциирующая с сульфидной вкрапленностью [3]. По данным Т.Л. Гроховской и ее соавторов [4], ЭПГ- минерализация связана с пегматоидными пироксенитами, которые образуют шилы и участки неправильной формы и жильные образования среди среднезернистых пироксенитов. Пегматоидные пироксениты содержат вкрапленность и шилы борнит-халькопирит-миллеритового состава. Оксидные вкрапленники сложены ильменитом и магнетитом, образующими структуры распада. К настоящему времени в ЭПГ-проявлениях ЮСМ установлено более 20 различных видов МПГ – висмутотеллуриды и арсениды палладия, сульфиды Pt и Pd [4]. В борнит-халькопиритовых рудах халькопирит по краям и трещинкам замещается халькозином и ковеллином, характерна картина распада твердого раство-

ра, наблюдаются пластинки халькопирита в борните, который в свою очередь замещается ковеллином и минералами системы $\text{CuS-Cu}_2\text{S}$. На контакте сульфидов и оксидов выделяются МПГ [4].

В ходе полевых работ 2009-2013 гг. нами были исследованы взаимоотношения породных разновидностей на детальном участке (рис. 1), расположенном в СВ части ЮСМ. В аншлифах, изготовленных из трех образцов, была изучена рудная минерализация. Это позволило дополнить имеющиеся данные по рудной минерализации ЮСМ. Исследования показали, что рудная минерализация на детальном участке связана с плагиоклаз-пироксеновыми жилами, которые залегают среди средне-мелкозернистых метапироксенитов. Мощные жилы имеют северо-западное простирание и крутое падение – от 70° на СВ до субвертикального, занимая, в целом, субсогласное положение по отношению к расслоенности метапироксенитов (рис. 1). Видимая мощность наиболее крупной жилы в пределах скального выхода достигает двух метров. Многочисленные апофизы, отходящие от мощных жил во всех направлениях, имеют сложную, извилистую форму и в большинстве случаев являются секущими по отношению к вмещающим метапироксенитам.

Минеральный состав жил изменчив – от преимущественно ортопироксенового до амфибол-плагиоклазового, общим для всех типов жил является присутствие магнетитовой вкрапленности. Наиболее мощные жилы в центральной части детального участка сложены черной на сколе, с зеленоватым оттенком, крупнозернистой массивной породой, где хорошо видны крупные выделения магнетита и более мелкая сульфидная вкрапленность. Содержание магнетита и сульфидов изменчиво – от единичных зерен до 3 об. %. По простиранию участки жил, образованные преимущественно амфиболизированным ортопироксеном, переходят в участки амфибол-плагиоклазового состава.

Образцы, исследованные в отношении рудной минерализации, были отобраны как из наименее измененных жильных пород (обр. ЮС-2 и SS-3), так и из жилы, расположенной в зоне интенсивной тектонической переработки (обр. SS-32).

Результаты изучения рудной минерализации и МПГ приведены в таблице 1.

Таблица 1. Рудные минералы в пегматоидных пироксенитах уч. Южносопчинский.

Минерал	Формула	Встречаемость	Минерал	Формула	Встречаемость
<i>Элементы</i>			<i>Группа галенита</i>		
Серебро	Ag	XX	Галенит	PbS	X
Медь	Cu	X	Клаусталит	PbSe	XX
<i>Сульфиды и их аналоги, сульфосоли</i>			<i>Сульфиды сидерофильных элементов</i>		
<i>Группа никелина</i>			Пирротин	Fe_{1-x}S	X
Котульскит	$\text{Pd}(\text{Te}, \text{Bi})_{1-2}$	XXX	Миллерит	NiS	XX
<i>Группа хрисстанлейита</i>			<i>Группа сфалерита-халькопирита</i>		
Сопчит	$\text{Ag}_4\text{Pd}_3\text{Te}_4$	X	Халькопирит	CuFeS_2	XXXX
<i>Группа куперита</i>			<i>Группа халькозина</i>		
Брэггит	$(\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Ni})\text{S}$	X	Халькозин	Cu_2S	XXXX
<i>Группа пирита</i>			Джирит	Cu_8S_5	XX
Сперрилит	PtAs_2	XX	Анилит	Cu_7S_4	XX
<i>Группа кобальтина</i>			<i>Группа ковелина</i>		
Холлингвортит	$(\text{Rh}, \text{Pt}, \text{Pd})\text{AsS}$	XX	Ковеллин	CuS	XXXX
<i>Несгруппированные арсениды</i>			Борнит	Cu_5FeS_4	XXXX
Палладоарсенид	Pd_2As	X	<i>Оксиды</i>		
Стиллуотерит	Pd_8As_3	X	Магнетит	Fe_3O_4	XXXX
Винцентит	Pd_3As	XXX	Ильменит	FeTiO_3	XXXX

Примечание. X – единичные находки, XX – редкий, XXX – часто встречающийся, XXXX – главный.

Диагностика минералов в связи с малым размером выделений и однородных участков индивидуальных основывалась на оценочных анализах при помощи энергодисперсионных спектрометров Röntec и Bruker X Flash-5010 к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450. Последний был также использован для получения изображений участков полированных шлифов в обратно-рассеянных электронах. Изучение рудных минеральных ассоциаций проводилось с помощью микроскопа Axioplan оснащенного соответствующей видеоаппаратурой, позволяющей проводить фотодокументацию исследуемых объектов.

Котульскит ($Pd(Te,Bi)_{1-2}$) – один из самых часто встречаемых минералов. Отмечен в виде каплевидных включений в халькопирите, но чаще всего находится в сростании с винцентитом и серебром на периферии зерен борнита или халькопирит (рис. 2 f). Редко, но иногда отмечаются и в силикатной части породы. Отмечено сложное сростание (метасома) с сопчеитом, палладоарсенидом, сперрилитом, и борнитом (рис. 2 с). Форма зерен неправильная. Размеры от 2 до 20 мкм. В ассоциации также отмечаются холлингуортит и халькозин. Химический состав Pd 40.08-42.25, Te 31.09-33.45, Bi 24.91-26.64 (мас. %).

Сопчеит ($Ag_4Pd_3Te_4$) – редкий минерал, встречен в составе метасомы в силикатной части породы (рис. 1 с). Размер индивида до 20 мкм, неправильной формы. В ассоциации с палладоарсенидом, сперрилитом, котульскитом, борнитом и магнетитом. Химический состав Ag 34.10, Pd 25.19, Te 40.71 (мас. %).

Брэггит ($(Pt,Pd,Ni)S$) – единичная находка. Зерно округлой формы размером 4 мкм, в силикатной части породы. В ассоциации с халькопиритом, борнитом. Сперрилитом и стиллуотеритом (рис. 2 d). Химический состав Pt 84.80, Pd 1.99, Ni 1.04, S 12.17 (мас. %).

Сперрилит ($PtAs_2$) – отмечен в нескольких случаях различных сростаний (рис. 2 с, d, f). Форма индивидов неправильная угловатая. Размер зерен от 2 до 25 мкм. В ассоциации с халькопиритом, борнитом, стиллуотеритом, брэггитом, холлингуортитом, сопчеитом, палладоарсенидом и котульскитом. Химический состав Pt 54.77-55.11, As 44.89-45.10 (мас. %). Отмечена примесь Pd 0.31 (мас. %).

Холлингуортит ($(Rh,Pt,Pd)AsS$) – редкий минерал, встречен в виде отдельных зерен, в силикатной части породы, и простых сростаний с холлинуортитом, на периферии зерен халькопирита (рис. 2 e, f). Размер зерен 4-6 мкм. В ассоциации с ковеллином, магнетитом и ильменитом. Химический состав Rh 20.62-46.26, Pt 3.87-17.09, Pd 0.85-1.71, As 30.27-32.34, S 12.78-15.88 (мас. %). В составе некоторых индивидов отмечается примесь Ir 1.95-18.10 (мас. %).

Палладоарсенид (Pd_2As) – единичная находка в виде метасомы, размером до 20 мкм (рис. 2 с). Форма неправильная. В ассоциации с сопчеитом, сперрилитом, котульскитом и борнитом в силикатной части породы. Химический состав Pd 74.25, As 22.50 (мас. %). В составе индивида отмечена примесь Hg 3.25 мас. %.

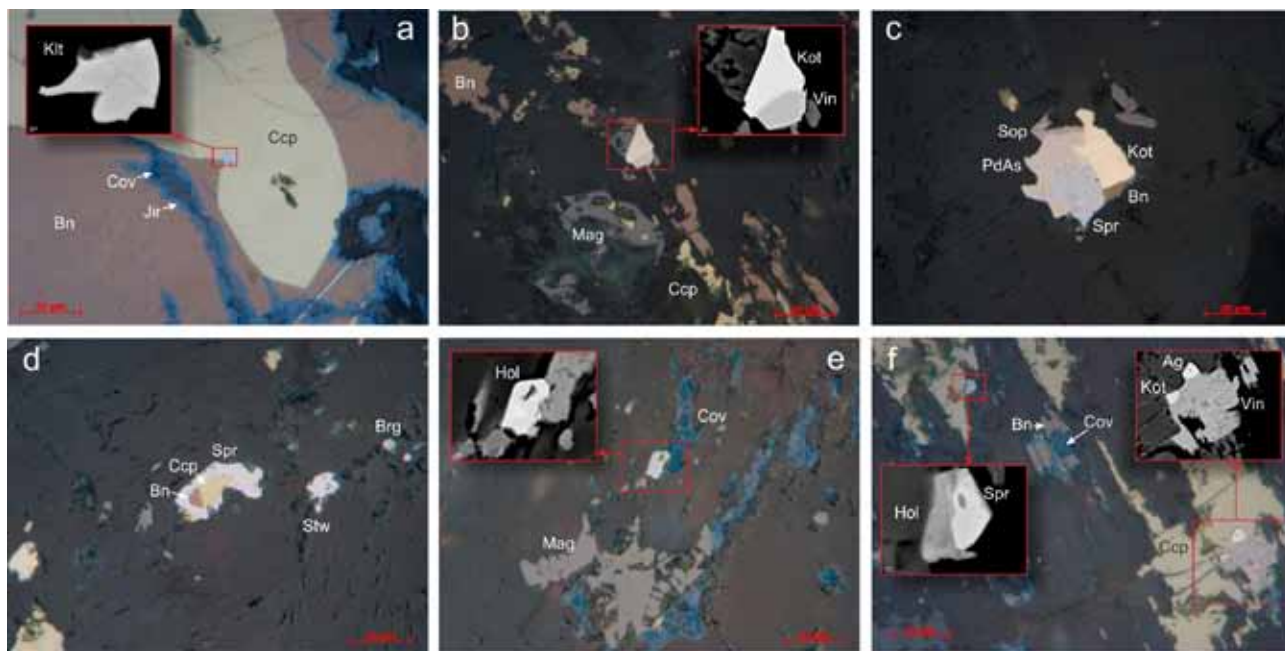


Рис. 2. Морфология МПГ в плагиопироксенитах Южно-Сопчинского участка.

а – клаустолит (Klt), халькопирит (Ccp), борнит (Bn), ковеллин (Cov), джирит (Jir); б – котульскит (Kot), винцентит (Vin), борнит (Bn), халькопирит (Ccp), магнетит (Mag); в – сопчеит (Sop), палладоарсенид (PdAs), сперрилит (Spr), котульскит (Kot), борнит (Bn); д – сперрилит (Spr), стиллуотерит (Stw), брэггит (Brg), халькопирит (Ccp), борнит (Bn); е – холлингуортит (Hol), ковеллин (Kov), магнетит (Mag); ф – холлингуортит (Hol), сперрилит (Spr), котульскит (Kot), винцентит (Vin), серебро (Ag), халькопирит (Ccp), борнит (Bn), ковеллин (Kov). Снимки в отраженном свете и обратно-рассеянных электронах.

Стиллуотерит (Pd_8As_3) – единичная находка в сростании со сперрилитом в силикатной части породы (рис. 2 d). Форма неправильная, размер до 5 мкм. В ассоциации с брэггитом, халькопиритом и борнитом. Химический состав Pd 77.97, As 21.90 (мас. %). Также отмечается небольшая примесь Ni 0.13 мас. %.

Винцентит (Pd_3As) – еще один из самых распространенных минерал наряду с котульскитом. Встречается как в виде самостоятельных зерен в силикатной части породы и на периферии зерен миллерита, так и в срастаниях на границах силикатной части с борнитом и халькопиритом (рис. 2 b, f). Самые частые срастания с котульскитом и серебром. Форма зерен встреченных индивидов каплевидная, включения в халькопирите, и неправильная угловатая. В ассоциации с холлингуортитом, халькозином и ковеллином. Химический состав Pd 72.14-79.74, As 17.92-21.38 (мас. %). В составе некоторых индивидов отмечаются примеси Te до 2.10, Sb до 0.61, Fe до 2.64, Ni до 2.74 и Hg до 5.62 (мас. %).

Клаусталит ($PbSe$) – отмечен нескольких случаях (рис. 2 а). В силикатной части породы, в виде включения на границе борнита и халькопирита и в виде каплевидных рассеянных включений в субпериферийной части халькопирита. Размер индивидов 1-7 мкм, округлой формы. В ассоциации с серебром, ковеллином и джиритом. Химический состав Pb 75.39-76.21, Se 22.12-23.79 (мас. %).

Рудная минерализация плагиопироксенитовых жил представлена главным образом борнит-халькопиритовым-миллеритовым типом минерализации, которая пространственно тесно ассоциирует с магнетит-ильменитовой минерализацией. На контактах Cu-Fe-Ni типа минерализации с водосодержащими сульфидами выделяется ЭПГ минерализация. Возможно, замещение титаномagnetита вторичными магнетитом и ильменитом под воздействием магматических флюидов привело к осаждению сульфидов борнит-халькопирит-миллеритового состава и МПГ. Для МПГ плагиопироксенитовых жил характерны арсениды и телуриды Pd и Ag. Очевидно, образование этих МПГ обусловлено локальным обогащением флюида Se, As, Te, Hg. Наличие постоянной примеси Hg в винцентите и наличие Se (клаусталит) говорит о низкотемпературном типе минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 1, 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004.
2. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. Т. 45. № 4. 2003. С. 329-352.
3. Иванченко В.Н., Давыдов П.С. Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сб. матер. проекта. Вып. II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 70-78.
4. Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ- минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология рудных месторождений. Т. 54. № 5. 2012. С. 416-440.
5. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (участок «Южносопчинский», Кольский п-ов) // Литосфера, 2012. № 3. С. 65-79.

*РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ,
ПЕПРОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА*

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ДОЛИНЫ РЕКИ ТУЛОМА (ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ДИАТОМОВЫМ ДАННЫМ)

Алексеева А.Н., Толстобров Д.С., Корсакова О.П.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, alexeeva@geoksc.apatity.ru

Введение

На основе литологических и микропалеонтологических данных проводилось изучение донных отложений озера, расположенного на высоте 23.0 м н.у.м. в долине реки Тулома, Кольский полуостров (рис. 1). Материалы были получены в ходе полевых исследований в 2012 г., а также использовались литературные данные [1, 2, 3, 4, 5, 6].

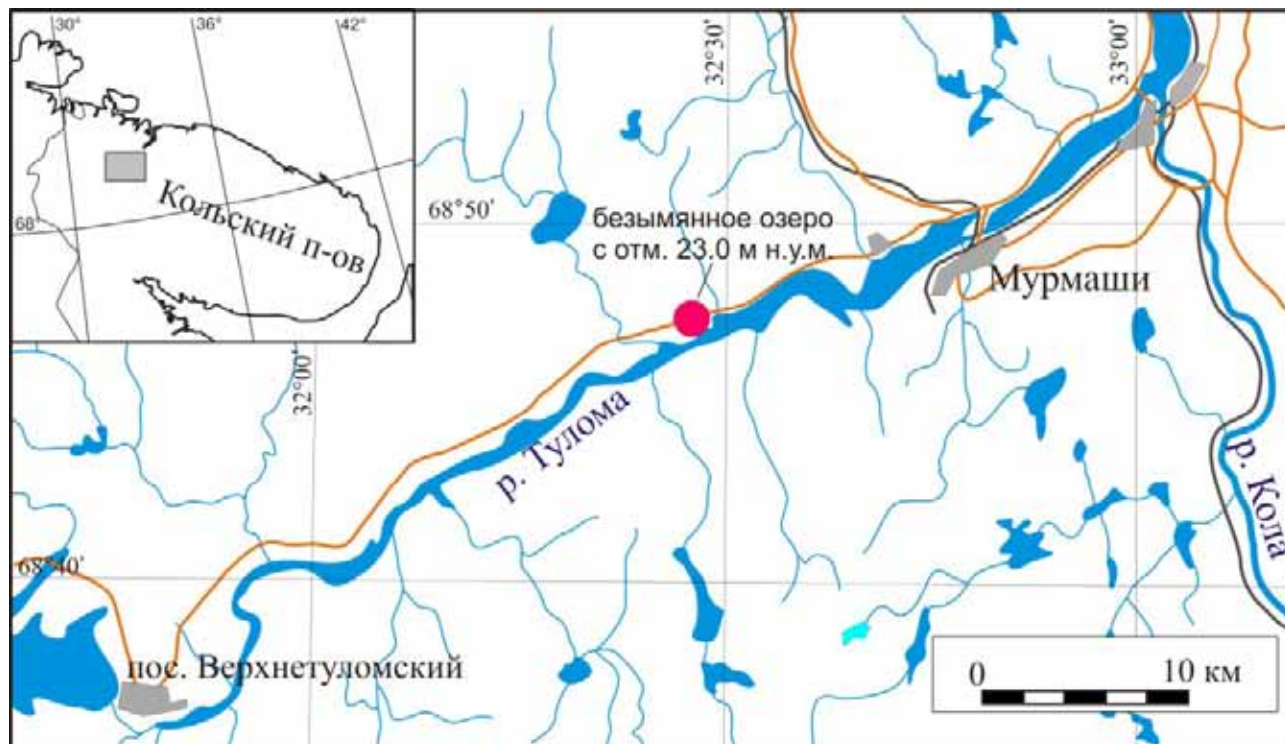


Рис. 1. Район исследования и положение изученного озера.

Фактический материал и полученные данные

Методом диатомового анализа была изучена осадочная последовательность общей мощностью 0.90 м. С помощью ручного бура был отобран керн разнофациальных осадков. Установлено, что в разрезе сверху вниз вскрываются следующие породы (указание глубины отбора ведется от поверхности воды в озере): 9.38-9.70 м – серая слоистая глина, 9.22-9.38 м – слоистая гиттия с единичными макроостатками растений, 8.80-9.22 м – неслоистая гиттия с большим количеством макроостатков растений.

Из разреза данного озера была получено и обработано 13 проб с интервалом опробования от 1 до 17 см на диатомовый анализ. При просмотре образцов было выявлено около 40 таксонов диатомовых водорослей (рис. 2).

В базальной части разреза, соответствующей слоистой глине, диатомовые комплексы представлены главным образом морскими (полигалобы), солоноватоводными (мезогалобы), пресноводно-солоноватоводными (галофилы) видами. Полигалобы (до 7 %) представлены *Cocconeis costata* Greg., *Cocconeis stauroneiformis* (W. Sm.) Okuno, *Pinnularia quadratarea* (Schmidt) Cl. Среди мезогалобов (до 60 %) следует выделить бентосные виды *Cocconeis scutellum* Ehrb., *Mastogloia elliptica* (Ag.) Cl., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Rhabdonema minutum* Kütz. и эпифит *Ctenophora pulchella* (Ralfs ex Kütz.) Williams et Round. Галофилы (34-48 %) представлены бентосными видами *Fragilaria schulzii* Brockm., *Opephora olsenii* Møller, *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) Williams & Round, *Tabularia fasciculata* (C.Ag.) Williams & Round и др. В интервале также присутствуют пресноводные виды – индифферен-

ты (до 3 %), представленные бентосными *Hantzschia amphioxys* (Ehrb.) Grun., *Navicula radiosa* Kütz., *Surirella brebissonii* Kram. & Lange-Bert.

В нижней части интервала, соответствующей слоистой гиттии, абсолютное господство принадлежит солоноватоводным видам (около 90 %), доминирует планктонно-бентосный вид *Paralia sulcata* (Ehrb.) Cl. Вверх по разрезу происходит смена условий седиментации с солоноватоводных на пресноводные, о чем свидетельствует значительное уменьшение количества мезогалобов (до 4 %) и увеличение численного состава галофилов (до 60 %) и индифферентов (до 13 %), появляются галофобы (8-27 %). Среди пресноводно-солоноватоводных видов доминирует *Fragilariforma virescens* var. *subsalina* (Grun.) Bukhtiyarova, выделяются *Opephora olsenii* Møller, *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) Williams & Round. Галофобы представлены: *Brachysira brebissonii* Ross, *Frustulia rhomboides* (Ehrb.) D.T., *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kütz. и др.

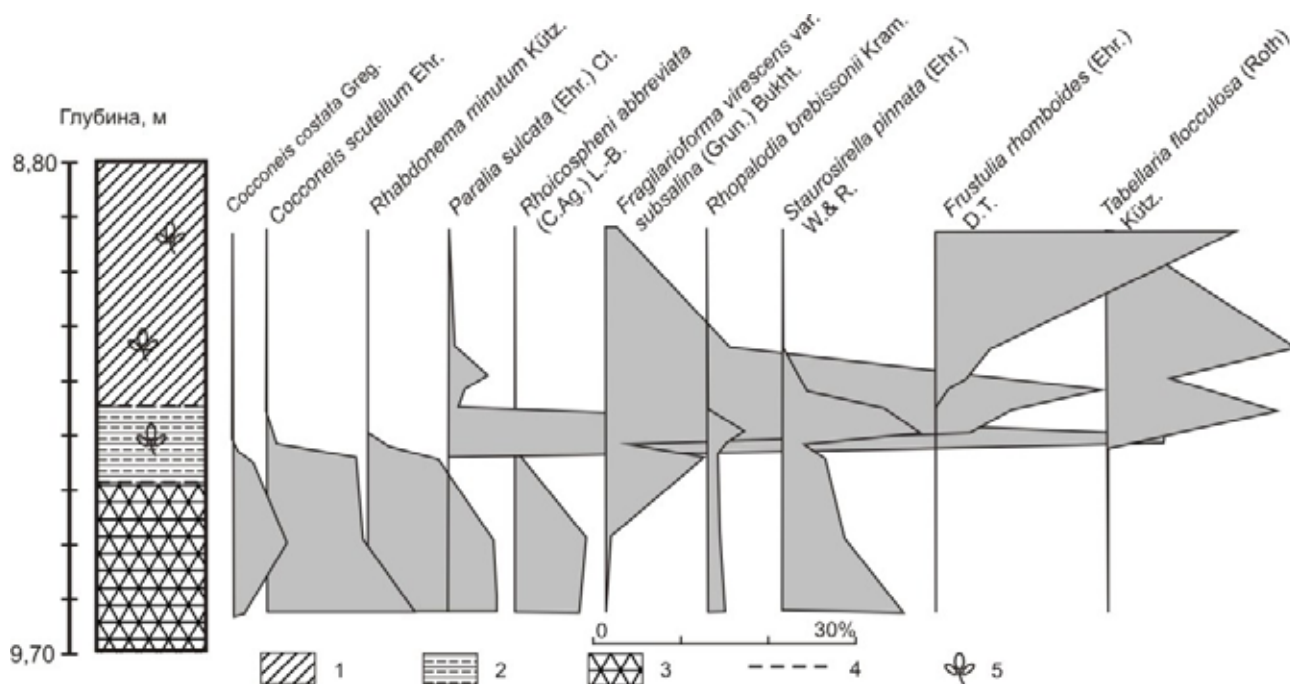


Рис. 2. Распределение диатомей в осадках озера с абс. отм. 23.0 м н.у.м.

Условные обозначения: 1 – неслоистая гиттия, 2 – слоистая гиттия, 3 – серая слоистая глина, 4 – постепенный переход, 5 – макроостатки растений.

Выше по разрезу в интервале неслоистой гиттии с органикой абсолютное господство принадлежит пресноводным видам (96.5-99.6 %). Количество галофилов (*Fragilariforma virescens* var. *subsalina* (Grun.) Bukhtiyarova, *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) Williams & Round) уменьшается до 1.5 % от общего числа видов, происходит увеличение доли галофобов (около 75 %), представленных *Frustulia rhomboides* (Ehrb.) D. T., *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kütz. и др. и индифферентов (8-37 %), представленных *Aulacoseira distans* (Ehrb.) Simons. и др.

Во время формирования интервала неслоистой гиттии с органикой установился пресноводный режим, так как в составе диатомовой флоры абсолютное господство принадлежит олигогалообам (96.5-99.6 %). Ближе к кровле содержание галофильных видов (*Fragilariforma virescens* var. *subsalina* (Grun.) Bukhtiyarova, *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) Williams & Round) снижается до 1.5 % от общего числа видов, и увеличивается количество галофобных видов до 75 % (*Eunotia exigua* (Bréb. ex Kütz.) Rabenh., *Frustulia rhomboides* (Ehrb.) D. T. и др.), содержание индифферентных диатомей варьирует от 8 до 37 % (*Aulacoseira distans* (Ehrb.) Simons., *Eunotia faba* (Ehrb.) Grun.).

Основные выводы

Изучение таксономического состава диатомовых водорослей в осадках озера с абс. отм. 23.0 м н.у.м. показывает, что условия осадконакопления в котловине менялись от морских к пресноводным по мере регрессии береговой линии моря. Присутствие морских и солоноватоводных диатомей в нижней и средней части разреза свидетельствует о проникновении по Туломской депрессии моря в позднеледниковье и возможно в начале голоцена.

Авторы благодарят заведующего лабораторией ГИ КНЦ РАН Кольку В.В. за помощь в полевых работах и подготовке доклада. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00791-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. An Atlas of British Diatoms /edited by P. A. Sims. Biopress Ltd., the Orchard, Clanage Road, Bristol, England, 1996.
2. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Naviculaceae. VEB Gustav Fischer Verlag. Jena, 1986.
3. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. VEB Gustav Fischer Verlag. Jena, 1988.
4. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. VEB Gustav Fischer Verlag. Jena, Stuttgart, 1991 (a).
5. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu, Navicula (Lineolatae) und Gomphonema, Gesamtliteraturverzeichnis. VEB Gustav Fischer Verlag. Jena, Stuttgart, 1991 (b).
6. Колька В.В., Демидова С.В., Феденя С.А. Новые данные о трансгрессии позднеледникового моря в пределах Туломской депрессии // Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности российского Севера: Тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф. (г. Мурманск, 15-17 марта 2005 г.). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. 180 с.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ РЕК ИЖМЫ И ВЫЧЕГДЫ

Буравская М.Н.

Институт геологии КНЦ РАН, Сыктывкар, buravskaya@geo.komisc.ru

Реки Ижма и Вычегда берут начало в южной части Тиманского кряжа, устремляя водные потоки в противоположном направлении. Ижма течет на северо-запад, являясь левым притоком р. Печоры. Вычегда, огибая возвышенность Джеджимпарма, протекает в южном направлении, а ниже устья р. Нем происходит переориентация её стока на запад и впадает она в р. Северная Двина [1]. Реки располагаются в различных геолого-геоморфологических и неотектонических обстановках, особенности которых влияют на аккумуляцию речных отложений.

Цель работы состояла в выявлении седиментационных условий осадконакопления аллювия, а также влияния их на строение и формирование фаций.

В верхнем течении р. Ижма (до д. Щель) имеет узкую долину с преобладанием донной эрозии в связи с неотектоническими поднятиями территории [2]. Русло реки слабо меандрирует. На стадии врезания реки, или глубинной эрозии, характерна инстративная фаза аллювиальной аккумуляции. Русловая фаза не подразделяется на субфации и представлена средне-, крупнозернистыми песками с большим содержанием крупнообломочного материала. Ниже д. Щель ширина русла увеличивается, скорость течения замедляется, появляются многочисленные острова и протоки. На данном участке аккумулятивные процессы протекают на стадии констративной динамической фазы при заполнении долины обломочным материалом в условиях обильного его поступления. Осадки русловой фации представлены среднезернистым песком с незначительными по мощности прослоями и включениями гальки и гравия.

Для Вычегды характерна широкая долина с сильно меандрирующим руслом. Образование излучин происходит при свободном их развитии, заканчивается прорывом шейки меандра, после чего остаются изогнутые староречья различных форм и размеров. Такая морфология речной сети свидетельствует о преобладании боковой эрозии над донной в стабильной неотектонической обстановке [2].

Для тектонически стабильного района долины Вычегды осадконакопление протекает по перстративному типу, т.е. происходит перемыв и переотложение аллювия примерно на одном уровне, что приводит к образованию сегментно-гивистой поверхности. Рельеф современной поймы Вычегды представлен мозаикой из значительного количества возникших в разное время гивистых пойменных сегментов.

Формирование русловой фации в меандрирующих руслах происходит в зоне плёса или стрежня реки у вогнутого берега при максимальных скоростях течения реки, а также в области прирусловой отмели у противоположного выпуклого берега, где скорости водного потока значительно уменьшаются [3]. В связи с различными гидродинамическими обстановками осадконакопления в долине р. Вычегды выделяются пристрежневая субфаза и субфаза прирусловой отмели. Пристрежневая субфаза

ция сложена серыми и светло-серыми разномерными песками с примесью гравия и мелкой гальки с крупнолинзовидной косою однонаправленной слоистостью [4]. Прирусловая отмель по сравнению с пристрежневой субфацией представлена осадками меньшей крупности, но с более высокой степенью сортировки. Текстуры отчетливо слоистые, преобладает тонкая диагональная слоистость и слоистость ряби волнения.

Аккумуляция и формирование поймы происходит за счет осаждения частиц взвешенных наносов при разливе паводковых вод. В долине верхнего и среднего течения р. Ижмы в условиях ограниченного развития поймообразующих процессов пойма образуется в виде узких полос и незначительна по мощности напластования (0.65 м). Пойменные осадки представлены светло-серыми средне-, мелкозернистыми песками с горизонтальной и наклонной слоистостью за счет переслаивания с суглинком темно-коричневыми. В нижнем течении реки пойма расширяется, мощность напластования увеличивается (2.15 м), имеет более тонкий песчано-суглинистый состав.

Долина Вычегды имеет широкую пойму, что обусловлено условиями свободного развития поймообразующих процессов. В зависимости от места осадконакопления в строении пойменного аллювия выделяются три основные субфации: прирусловых валов, приречной и внутренней поймы. Осадки прирусловых валов сложены хорошо сортированными светло-серыми мелкозернистыми песками с прослоями суглинка и незначительной примесью среднезернистого песка. Субфация приречной поймы представлена сезонным чередованием тонкого супесчаного материала и суглинка темно-серого, сформированного во время половодья и последующего спада уровня воды.

Осадконакопление субфации внутренней поймы протекает при наименьших скоростях потока в удаленных от действующего русла реки участках поймы. Отложения имеют алевритистый и суглинистый состав.

В условиях ограниченного развития поймообразующих процессов в долине Ижмы образование стариц происходит в нижнем течении реки в результате дробления русла на протоки. В дальнейшем одна из протоков превращается в затон, а в последующем образуется озеровидный водоем, где происходит накопление старичной фации аллювия. В долине Вычегды формирование старичных озер происходит через развитие меандра до критического состояния и прорыва его шейки.

Строение старичной фации рассматриваемых рек сходно. Озерно-речная субфация сложена средне-, мелкозернистыми серыми песками. Наблюдаются прослои, линзы алеврита и глины, образующие горизонтальную слоистость сезонно-ритмичного характера. Озерно-болотная субфация представлена алевритистой темно-серой глиной и торфом. Осадки плохо сортированы, обогащены растительным детритом.

Таким образом, в долинах рек Ижмы и Вычегды выделены динамические фазы аккумуляции аллювия, которые определяют условия седиментации осадков, состав и строение фации аллювия.

В долине р. Ижмы, в активной неотектонической обстановке, осадконакопление аллювия в верхнем и среднем течениях протекает на стадии преимущественно глубинной эрозии. Формируются грубые и довольно слабо сортированные отложения русловой фации. Пойма узкая, маломощная. В нижнем течении аккумуляция отложений происходит в условиях обильного поступления обломочного материала. Пойма расширяется, накапливаются разнообразные по строению аллювиальные осадки.

В долине р. Вычегды, в стабильных неотектонических обстановках, аллювий формируется в условиях постоянно меняющегося положения русла, что приводит к образованию широкой сегментно-гравийной поймы. В зависимости от места и скорости водного потока в строении аллювия четко выделяются субфации русловой и пойменной фаций. Образование старичных озер в долине Ижмы происходит в основном по типу старицы-протоки, в долине Вычегды – старицы-меандра, но в строении старичной фации этих рек различий не выявлено.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Республика Коми /Автор-составитель кандидат географических наук А. П. Ободков, Сыктывкар, 1995. 79 с.
2. Лысова В.Ф. Морфометрия и неотектоника Южного Тимана // Автореф. дис. к.г.-м.н. Сыктывкар, 2004. 23 с.
3. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. ИГН АН СССР. Сер. Геол. Вып. 55. Москва, 1951. 275 с.
4. Андреичева Л.Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 324 с.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Бурлаков П.С.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, asmat21@mail.ru

Работа направлена на выявление взаимосвязей между глубинными и поверхностными структурами на основе комплексного морфоструктурного анализа на примере модельного участка Юго-Восточного Беломорья (ЮВБ). В геолого-структурном отношении район исследования расположен на севере Русской плиты и представляет зону контакта Балтийского щита и Мезенской синеклизы. На современном этапе развития отмечается смещение Балтийского щита к плитной части платформы [1]. Фундамент территории рассечен на блоки, которые образуют систему сопряженных рифейских горст-грабеновых структур. Для территории ЮВБ характерны многочисленные проявления щелочно-ультраосновного магматизма позднепалеозойского возраста, входящие в состав Архангельской алмазonoной провинции.

Оценка параметров рельефа основана на цифровой модели рельефа (ЦМР), построенной по векторным картам горизонталей (высота сечений рельефа 10 м) с государственных топографических карт масштаба 1:100 000, отметок высот и урезов воды. Для построения ЦМР использовался метод интерполяции Natural Neighbor, реализованный в модуле Vertical Mapper 2.6 ГИС-пакета MapInfo 8.5. В качестве характеристик рельефа, отражающих связь с тектоническими структурами, были выбраны: изменение высот рельефа; ориентация линейных форм рельефа и элементов гидросети. Согласно [2], существенными признаками тектонических структур следует считать изменение высоты на 1/10 от средней высоты местности; смену ориентации линейных элементов ландшафта в равнинных условиях на 30 ° и более. Использовались данные по глубинам озер, опубликованные в работе [3]. Данные гидрографиче-

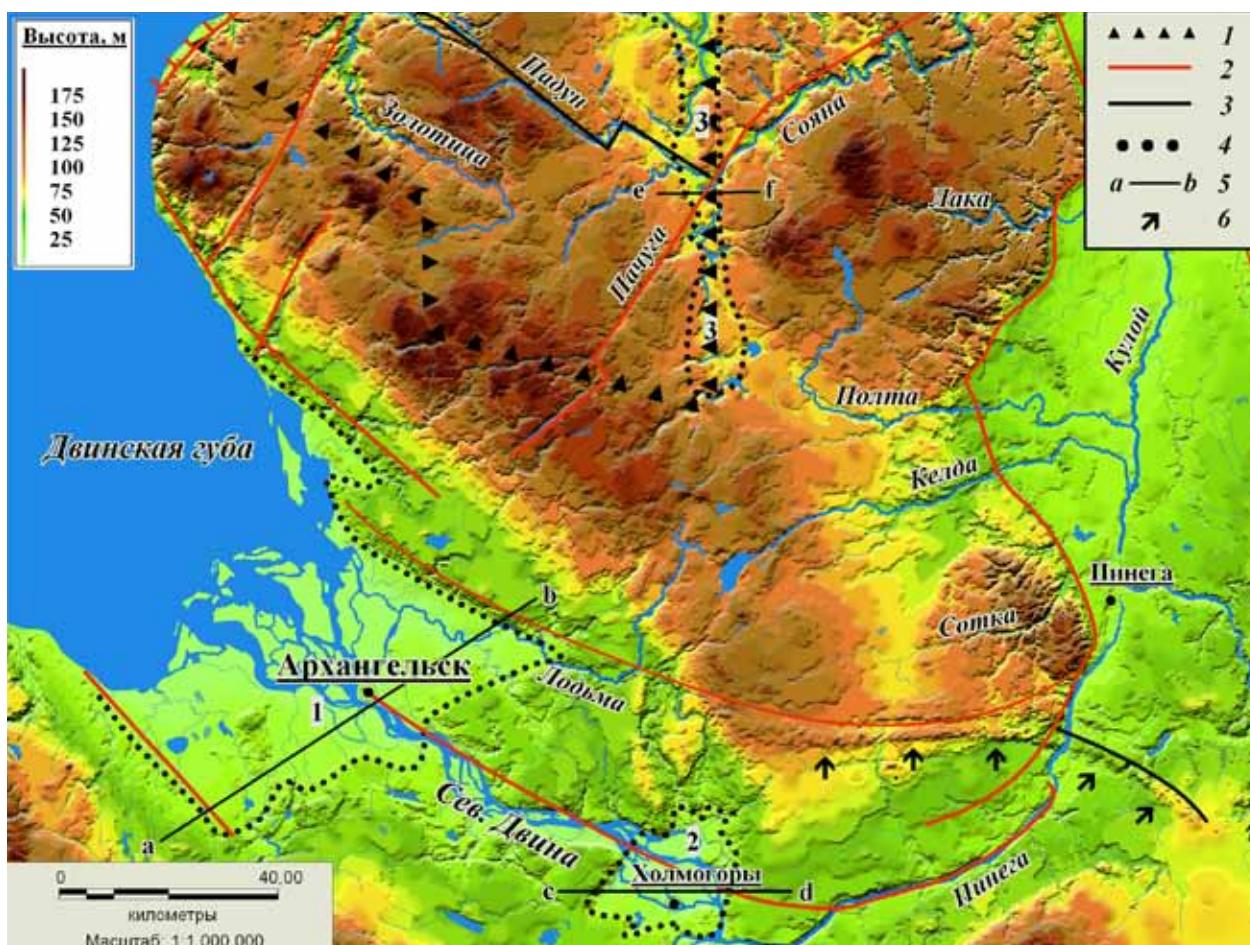


Рис. 1. Модель рельефа и структурные элементы ключевого участка Юго-Восточного Беломорья.

1 – граница склона Балтийского щита по [4], 2 – разломы активизированные на неотектоническом этапе по [5], 3 – древние разломы по [5], 4 – границы депрессий (1 – Архангельская, 2 – Холмогорская, 3 – Мегра-Кепинская), 5 – линии гипсометрических профилей, 6 – стрелками показана гряда Богачева.

ские характеристики вкупе с ориентацией линейных форм и геоморфологическими параметрами являются наиболее информативными косвенными признаками разломов и разрывных нарушений, отражающих структуры древнего заложения, а также неотектонический режим.

Одним из наиболее ярких геоморфологических признаков ЮВБ отражающих связь между поверхностными и глубинными структурами является структурно-денудационный уступ (высотой до 80 м) в восточной части Беломорско-Кулойского плато (БКП) (рис. 1). В юго-западной части БКП, а также в пределах Северодвинской низменности нами отмечена приуроченность эрозионных уступов (высотой 40-60 м) к активизированным разломам (рис. 1), которые ограничивают территорию Архангельской депрессии (рис. 2). Данная депрессия, площадью более 1500 км², расположена в приустьевой зоне р. Северная Двина и является частью крупной геоморфологической структуры севера Русской равнины – Северодвинской низменности. Депрессия отчетливо выражена в рельефе региона: при средних высотах 20-40 м, характерных для Северодвинской низменности, здесь преобладают высоты до 10 м. Выше по течению р. Северная Двина в районе с. Холмогоры расположена Холмогорская депрессия площадью около 400 км², высотная характеристика которой схожа с Архангельской депрессией.



Рис. 2. Гипсометрические профили.

В центральной части плато обособляется Мегра-Кепинская депрессия (рис. 1, 2), разделяющая Соянскую и Золотицкую возвышенности, являющиеся составными частями сложной геоморфологической структуры БКП. Депрессия представляет собой палеодолину, мощность четвертичных отложений здесь наибольшая на плато и достигает 250 м. Для территории характерен флювиогляциальный рельеф, представленный долинными зандрами с высотами 40-80 м. Депрессия наследует меридиональное простирание Мегра-Кепинской зоны разломов, которая охарактеризована в работе [6]. По данным [7] вышеназванная зона соответствует Мегра-Пинежской зоне повышенной трещиноватости, связанная с одноименной флексурой. В данной зоне расположены наиболее глубоководные озера (системы Кепинских и Мегорских озер), для которых характерны значительные глубины (30-60 м). Отличительной особенностью озер является слабо развитая литоральная зона, где глубины более 10 м начинаются вблизи береговой зоны (провальный тип озерных котловин). А.И. Малов [8] выделяет на данном участке несколько площадей развития подземных вод различного качества, контуры которых совпадают с геоморфологическими единицами: площадь развития соленых вод соответствует депрессии, которая разграничивает зону пресных кондиционных вод (территория Золотицкой возвышенности) от пресных некондиционных (Соянская возвышенность).

На территории БКП уверенно выделяются два линеамента, которые наиболее выражены на дневной поверхности: Пачугский (СВ ориентировка, длина более 50 км) и Падунский (СЗ ориентировка, длина более 80 км), приуроченных к долинам одноименных водотоков (рис. 2). Наблюдается существенное сходство их друг с другом: геоморфологически они представляют собой выположенные сквозные V- и U-образные долины со срезанным водоразделом, прямолинейные, с характерными резкими изменениями направления в виде коленчатых переломов на 90°, шириной от 500 до 1500 м и высотой бортов до 30 м, которые сочленяющихся в районе Мегра-Кепинской депрессии. Поэтому данные линеаменты можно считать диаклазовыми швами, представляющими собой особый тип платформенных разрывных структур, без существенного нарушения сплошности пород. Согласно работам [9, 10], диаклазовые швы Восточно-Европейской платформы дешифрируются по спрямленным ложбинам, которые заняты долинами ручьев и малых рек, и обладают сходными морфометрическими параметрами (ширина – первые сотни метров, длина – десятки км). К данным линеаментам также приурочены линейно вытянутые озера: глубоководное оз. Товское (максимальная глубина 58 м, Падунский линеамент) и Верхнее Пачозеро (батиметрическая характеристика отсутствует, Пачугский линеамент).

В южной части к БКП примыкает гряда Богачева, которая имеет дугообразную форму, длиной около 90 км, шириной 2-3 км. Простирание гряды согласуется с ориентировкой разломных структур. Так как гряда имеет свое продолжение на левом берегу р. Пинега (т. е. за общепринятыми границами геоморфологической структуры БКП), то, по нашему мнению, данный участок гряды следует считать частью плато. Четвертичный покров здесь представлен глинами и суглинками, мощностью от 2-5 до 35 м. Высотная характеристика гряды неоднородная. Наиболее возвышенная часть с высотами до 130 м расположена в верховьях р. Чуплега, а низменная, наиболее эродированная, с высотами 45-60 м, расположена между дер. Пепино и р. Шуной. Гряда Богачева названа нами в честь геолога Якова Терентьевича Богачева (1889-1937), который изучал гипсоносные отложения в бассейне Северной Двины и Пинеги и разработал схему стратиграфии этого района.

Таким образом, результаты комплексных региональных исследований территории ЮВБ показывают, что тектоническое строение региона проявляется в особенностях современного рельефа и гидросети, что говорит о наличии системной связи между глубинными и поверхностными структурами. Выделены ключевые геодинамические активные зоны (в понимании В.И. Макарова [11]), среди которых: Мегра-Кепинская депрессия, а также Пачугский и Падунский линеаменты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.
2. Ранцман Е.Я., Гласко М.П. Морфоструктурные узлы – места экстремальных природных явлений. М.: Медиа-Пресс, 2004. 224 с.
3. Козьмин А.К., Шатова В.В. Рыбохозяйственная характеристика озер Архангельской области. Архангельск, 1997. 80 с.
4. Головин Н.Н. Геологическое строение, минеральный состав и условия образования щелочно-ультраосновных пород Кепинской площади (Архангельская алмазонасная провинция) // Автореф. дисс. к.г.-м.н. М., 2004. 29 с.
5. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. Масштаб 1:1 500 000 / Гл. ред. М.Г. Леонов, Г.С. Казанин. М.: ГИН РАН, 2010.

6. Шварцман Ю.Г. Тепловой режим и новейшая геодинамика литосферы пограничных районов Мезенской синеклизы // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича. Матер. конф. 6-10 июля 2009. Екатеринбург, 2009. С. 560-565.
7. Губайдуллин М.Г. Основные сведения о геологическом строении восточной части Белого моря // Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря. М.: Научный мир, 2010. С. 4-58.
8. Малов А.И. Подземные воды Юго-Восточного Беломорья. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 232 с.
9. Воейкова О.А., Макаров В.И., Несмеянов С.А. Изучение приповерхностных новейших разрывных нарушений платформ при инженерных изысканиях // Геоэкология, 2007. №3. С. 267-280.
10. Несмеянов С.А. Перспективные направления инженерной геотектоники. М.: Научный Мир, 2005. 304 с.
11. Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М. Современные геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология, 2007. № 2. С. 99-110.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВА КИЖИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Дейнес Ю.Е.

ГИ КНЦ РАН, Петрозаводск, deines@krc.karelia.ru

Остров Кижь — жемчужина Севера России, находится в северо-западной части Онежского озера, примерно в 70 км от Петрозаводска. Музей-заповедник «Кижь» является частью природно-ландшафтного комплекса Заонежья, отличающегося от сопредельных территорий практически по всем природным параметрам: климату, геологическому строению, рельефу, почвам, флоре и фауне. Геологическую историю формирования этого района можно проследить, начиная с 2-х миллиардов лет. Коренные породы представлены осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканическими и магматическими породами заонежской свиты людикийского надгоризонта нижнего протерозоя. Это алевролиты, алевропелиты, кремнистые и карбонатсодержащие породы, шунгитоносные породы, туфы, базальты и габбродолериты.

Четвертичные отложения сформированы во время верхневалдайского периода оледенения за счет продвижения ледника и его таяния 12.5-11.3 тыс. лет назад [1]. Преобладают линейные формы флювиогляциальной аккумуляции — озы, дельты и конусы выноса, сложенные песчано-гравийными отложениями. В более поздний период образованы озерно-ледниковые отложения — ленточные глины, сохранившиеся в понижениях рельефа коренных пород; озерные отложения — илы и алевриты; современные болотные отложения.

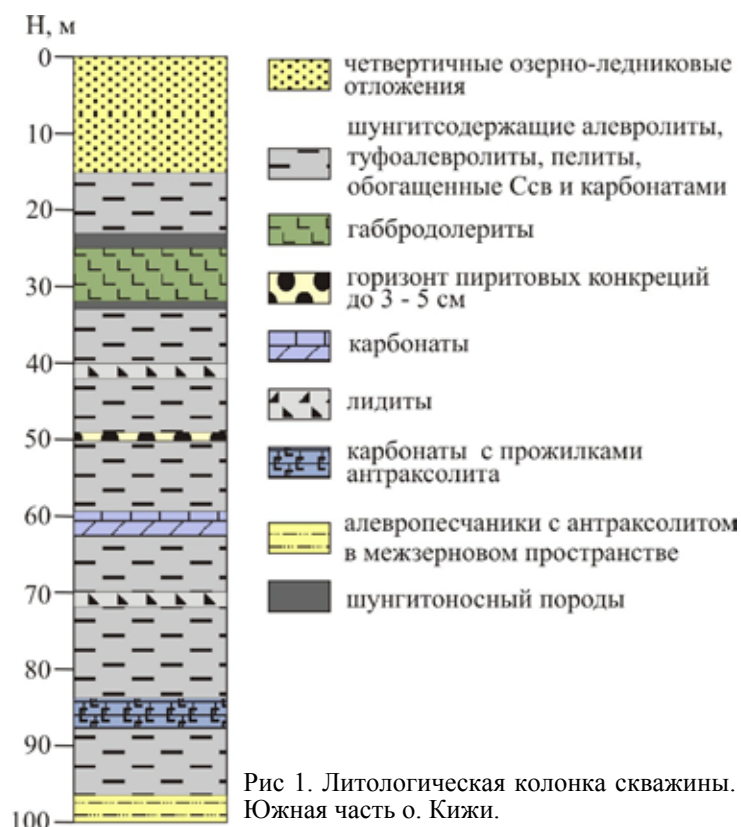


Рис 1. Литологическая колонка скважины. Южная часть о. Кижь.

Имеющиеся данные о геологическом строении протерозойского основания о. Кижь до последнего времени были весьма противоречивыми. Есть упоминание о том, что остров сложен углеродсодержащими породами заонежской свиты, и что на острове есть естественные обнажения таких пород [2]. Однако неоднократные обследования острова, в том числе и в 2001 г., когда уровень воды в озере был достаточно низкий, не подтвердили этого. Из геологической карты 1970 г. [3] следует, что остров сложен метаосадочными породами верхнезаонежской подсвиты. Из работы [4] следует, что остров сложен габбродолеритами и базальтами заонежской свиты.

Пробуренная в 2001 г. в районе административного здания музея «Кижь» скважина вскрыла разрез коренных пород до глубины 100 м (рис. 1): до 15 м — четвертичные отложения — озерные глины и перемытые моренные образования;

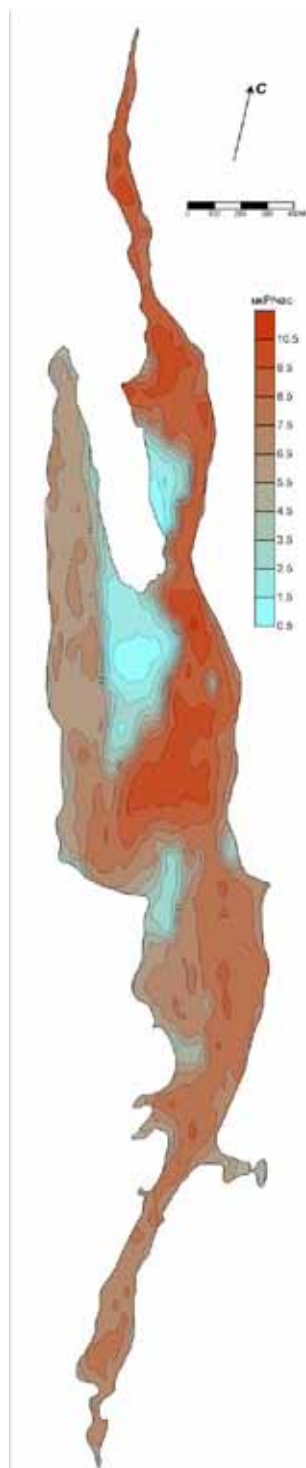


Рис. 2. План изолиний мощности естественного гамма-излучения о. Кижи.

в интервале 15-25 м – шунгитоносные породы, местами массивные; 25-30 м – маломощное тело основных пород, лавовый поток или силл габбро-долеритов; до глубины, примерно, 38 м вновь идут шунгитоносные и среди них высокоуглеродистые, часто массивные, породы, к концу интервала содержание шунгитового углерода в породах падает, и в них начинается проявление первичная слоистость; интервал 38-100 м – переслаивание алевролитов, алевропесчаников, туфоалевролитов, в разной степени обогащенных шунгитовым углеродом и карбонатным материалом. По всему разрезу встречаются выделения пирита. В верхних интервалах наблюдаются следы миграции органического вещества в виде блестящих примазок и тонких прожилков антраксолитов. Таким образом, скважина вскрывает достаточно мощный, преимущественно осадочный шунгитоносный горизонт заонежской свиты [5].

Исходя из вышеперечисленного, было сделано предположение о том, что остров Кижи находится в пределах Мунозерской (Мягрозерской) синклинальной структуры второго порядка, аналогичной Толвуйской синклинали, в которой развиты структуры третьего (антиклинали и синклинали) и четвертого порядка (купольные постройки). Для выявления этих структур был использован комплекс геофизических методов, который неоднократно показал свою эффективность по выявлению шунгитоносных горизонтов и купольных построек. В данный комплекс входили гамма-съемка, магнитная съемка и метод естественного электрического поля. В 2001 г. сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН были проведены наблюдения за радиационным полем с шагом измерения 20 м. Измерялась мощность экспозиционной дозы естественного гамма-излучения в дозиметрическом варианте, т. е. при условии, когда детектор находился на расстоянии 1 м от поверхности земли. Масштаб съемки 1:10 000. На рисунке 2 приведен план изолиний мощности экспозиционной дозы естественного гамма-излучения. Максимальные значения мощности дозы отмечаются на участках, сложенных четвертичными глинами флювиогляциальных дельт, и не превышают 12 мкР/час. Локальные повышения характерны для отдельных куч валунов, среди которых преобладают высокоуглеродистые (шунгитовые) породы. Кроме того, повышения доз фиксируются на тех участках дорог, где проведена подсыпка гранитным щебнем, завезенным на о. Кижи в 2001 г. Минимальные значения радиационного поля характерны для болот и заболоченных участков, которые занимают существенную часть площади острова. Карта радиационного поля в целом хорошо подчеркивает геоморфологическое строение острова: основную озовую грядку, северо-западную моренную грядку, флювиогляциальные дельты, гляциокарстовые воронки, болота. Можно констатировать, что карта никак не отражает геологическое строение протерозойского основания острова.

Для наблюдений геомагнитного поля использовался пешеходный магнитометр ММП-203. Измерения проводились по маршрутам с шагом 20 м. В результате измерений и последующей обработки полученных результатов был построен план изолиний модуля полного вектора индукции геомагнитного поля. Из полученных результатов следует, что региональное повышение магнитного поля на северо-запад направлено к центру Онежской региональной магнитной аномалии, и в пределах острова соответствует ~450 нТл. В осевой части острова поле имеет спокойный характер, что объясняется мощными ледниковыми отложениями (озовые гряды) четвертичного периода. Вдоль берега острова, где четвертичные отложения имеют относительно малую мощность, отмечаются понижения уровня магнитного поля, на фоне которого можно выделить локальные отрицательные аномальные зоны.

Из опыта ранее проводившихся исследований и по физическим свойствам пород, слагающих верхнюю часть разреза Онежского синклинория можно утверждать, что понижение магнитного поля связано с присутствием в разрезе осадочных шунгитоносных пород. Это дает основание интерпре-

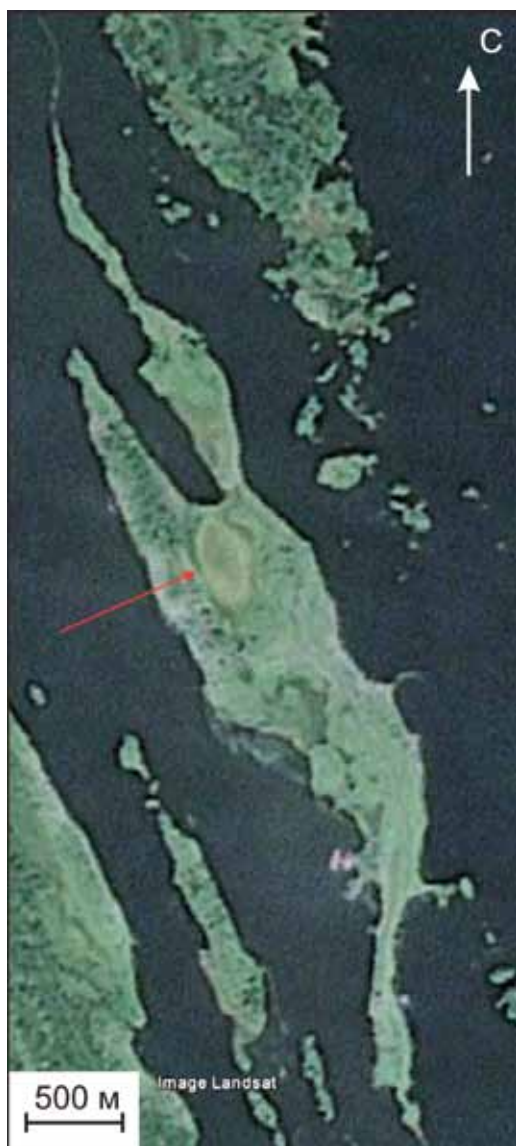


Рис. 3. Остров Кижь (Google Earth).

тировать локальные отрицательные аномалии как выходы шунгитоносных пород под четвертичными отложениями. Изометричный характер данных аномалий позволяет предполагать наличие в пределах острова куполов, сложенных шунгитами, подобных структурам, изученным в Толвуйской синклинальной структуре.

Шаг измерений методом естественного электрического поля составлял также 20 м. Проведены исследования на северной оконечности о. Кижь и маршрутные наблюдения вдоль восточного берега до д. Ямка. В 2013 г. были проведены дополнительные измерения по шести профилям и магистрали с шагом измерения 10 м. По результатам профилирования можно говорить о региональном понижении естественного электрического потенциала (ЕЭП) к северу, которое совпадает с направлением градиента региональной аномалии электропроводности [6]. Уровень потенциала ЕП наблюдаемый на о. Кижь, характерен для высокоуглеродистых шунгитсодержащих пород (до -800 мВ). Профилированием на севере острова отмечена локальная отрицательная аномалия ЕП, которая пространственно совпадает с локальным понижением магнитного поля. Фоновые значения естественного поля соответствуют измерениям, проведенным в пределах болота. К сожалению, невозможно говорить о геологическом строении болотной части острова, но было замечено, что она заболочена не одинаково: центральная часть болота менее обводнена и имеет форму эллипса, вытянутого в северо-западном направлении, что фиксируется и на космоснимке (рис. 3, стрелкой указано положение болота). Указание на более приподнятый центр болота и более низкие окраины, временами затопливаемые водами Онежского озера, можно также встретить в работе [7]. Можно предположить, что эллипсоидальная форма болота соответствует купольной шунгитоносной постройке, расположенной в пределах антиклинальной структуры третьего порядка. Средние значения

естественного поля, измеренные на границе болото-поле, предположительно соответствуют габбродолеритам, а отрицательная аномалия, фиксируемая в восточной части острова, скорее всего, характеризует вышележащий шунгитоносный горизонт. Западная граница болота слишком ровная, что предположительно связано с разломом, поэтому говорить о геологическом строении западной части острова более сложно.

Таким образом, наше предположение о том, что о. Кижь – это антиклинальная складка третьего порядка с купольной структурой четвертого порядка, западное крыло которой срезано тектоническим разломом, подтверждается геофизическими методами. Об этом косвенно свидетельствуют крупные неокатанные глыбы и валуны максовитов с характерными текстурными признаками на восточном берегу острова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демидов И.Н. Четвертичные отложения заказника «Кижские шхеры» // Тр. КарНЦ РАН. Серия «Биогеография Карелии». Вып. 1. Петрозаводск, 1999. С. 11-15.
2. Соколов В.А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.-Л., 1963. 185 с.
3. Подкопаев В.А. и др. Отчет о геолого-разведочных работах, проводимых Великогубской партией СЗТГУ в Медвежьегорском районе КАССР. Фонды ПГО «Севзапгеология». 1970.
4. Голубев А.И. Геологическое строение района заказника «Кижские шхеры» // Тр. КарНЦ РАН. Сер. «Биогеография Карелии». Вып. 1. Петрозаводск, 1999. С. 4-10.
5. Филиппов М.М. Естественные геофизические поля кижских шхер // 10 лет экологическому мониторингу музея-заповедника «Кижь». Итоги, проблемы, перспективы (Материалы научно-практического семинара). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 41-60.

6. Левин Г.М. и др. Отчет о результатах работ Карельской аэроэлектроразведочной партии за 1973 г. Л., 1974. 191 с.
7. Кузнецов О.Л., Бразовская Т.И., Стойкина Н.В. Флора, растительность и генезис болот в охранной зоне музея заповедника «Кижи» // Тр. КарНЦ РАН. Серия «Биогеография Карелии». Вып. 1. Петрозаводск, 1999. С. 34-41.

ПРОБЛЕМА СЕЙСМО-ИОНОСФЕРНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ДАННЫМ GPS-НАБЛЮДЕНИЙ ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ

Золотов О.В.

ФГБОУ ВПО МГТУ, Мурманск, ZolotovO@gmail.com

Введение

Исследование проблемы ионосферных предвестников землетрясений (ИПЗ) исторически связано с анализом вариаций параметров ионосферной плазмы по данным наблюдений наземных средств (преимущественно станций ионосферного зондирования) и космических аппаратов. При анализе собранного массива данных были обнаружены ионосферные возмущения, ассоциируемые с проникающими через толщу нейтральной атмосферы воздействиями от различных источников, – взрывов, до и после извержений вулканов, тайфунов, циклонов, землетрясений, цунами, техногенных катастроф и пр., а также особенностями тропосферной циркуляции и рельефа местности.

Безусловный интерес для исследователя представляют сами землетрясения, в отношении которых можно сформулировать два вопроса: (1) Могут ли землетрясения возмущать ионосферу? (2) Могут ли литосферные процессы, предшествующие сильным землетрясениям, возмущать параметры ионосферной плазмы?

В отношении первого вопроса в научном сообществе достигнуто согласие, т. е. сами воздействия установлены (как минимум – не отрицаются) и связываются с сейсмическими событиями. В отношении же ИПЗ ведутся активные дискуссии. В настоящее время нет сомнений в том, что некоторые ионосферные вариации, наблюдаемые перед землетрясениями, являются индикатором подготовительных сейсмических процессов в литосфере, однако механизмы наблюдаемых эффектов нельзя считать установленными.

Характерные особенности вариаций ПЭС, наблюдавшихся перед землетрясениями

Карты вертикального полного электронного содержания (ПЭС) ионосферы в настоящее время активно используются для анализа состояний ионосферной плазмы. В отличие от спутниковых *in situ* наблюдений, а также наземных средств, обеспечивается почти непрерывный по пространству и времени массив данных наблюдений. Пространственное разрешение этих карт составляет 5 ° по долготе и 2.5 ° по широте, соответствующее временное разрешение – 2 ч., погрешность 2-8 ТЕСу, где 1 ТЕСу = 1·10¹⁶ электрон/м² [1]. Наименьшая густота сети и точность глобальных карт вертикального ПЭС ионосферы – над океанами и в южном полушарии.

Ряд авторов выделяют следующий набор признаков [см. напр. 2-4; 5 и библиография в ней; 6]:

(1) аномальные сильные (>30-90 % и более отклонения от невозмущенного состояния) положительные и отрицательные модификации ПЭС перед землетрясениями с магнитудой $M \geq 5$, привязанные к околоэпицентральной области.

(2) Существует эмпирическая оценка зависимости размера зоны, занимаемой возмущениями сейсмической природы, от магнитуды землетрясения [7]:

$$\rho = 10^{0.43 \cdot M}, \quad (1)$$

где ρ – радиус области проявления предвестника (км), M – энергетическая оценка землетрясения (его магнитуда по шкале Рихтера). Оценка (1) получена для максимальных размеров зон деформаций земной поверхности. В типичном случае пространственные размеры ионосферных ПЭС-аномалий составляют более 1500 км по широте и 3500-4000 км по долготе. Форма и размер возмущенных областей в основном сохраняются в течение > 4 ч.

(3) Формирование локальных долгоживущих аномалий начинается от нескольких дней и часов до 1-2 недель до момента реализации землетрясения. Развитие предвестника в ПЭС может сопрово-

ждаться сменой знака аномалии на противоположный. Непосредственно перед землетрясением или за несколько часов до него может происходить ослабление аномалии вплоть до ее полного исчезновения (уничтожения). Время жизни сейсмогенного отклонения одного конкретного (положительного или отрицательного) знака составляет 4-6 час. и может достигать >12 час. в случаях очень сильных землетрясений.

(4) Положение максимума проявления аномалии не обязательно совпадает с положением эпицентра землетрясения, но находится в околоэпицентральной области и смещение от эпицентра обычно составляет не более 10-15 °.

(5) Сообщается об аномальных возмущениях ПЭС в магнитосопряженной к положению эпицентра землетрясения области.

(6) В случае сильных низкоширотных землетрясений наблюдаются эффекты, связанные с модификацией экваториальной аномалии $F2$ -области ионосферы: смещение «горбов» экваториальной аномалии вплоть до их полного смыкания, заполнение или, в некоторых случаях, углубление экваториального провала между гребнями аномалии [8].

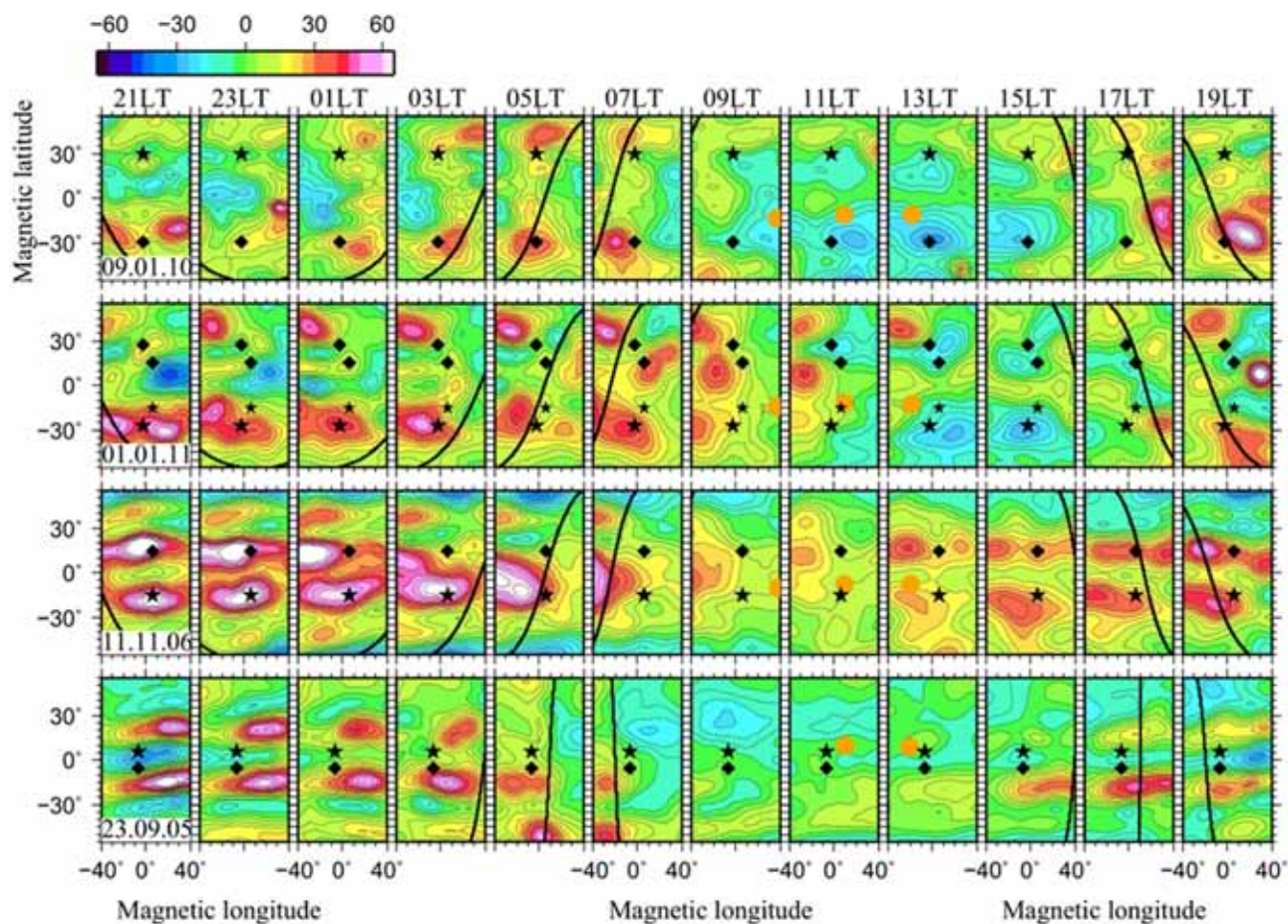


Рис. 1. Относительные возмущения (%) ПЭС ионосферы перед землетрясениями (сверху вниз):

(1) M7.0, 12 января 2010 г., Гаити; (2) M7.0, 1 января 2011 г., Аргентина и M7.1, 2 января 2011 г., Чили; (3) M6.8, 13 ноября 2006 г., Аргентина; (4) M7.5, 26 сентября 2005 г., Перу. Звезда – эпицентр землетрясения, ромб – магнитосопряженная точка. Желтый круг – подсолнечная точка. Чёрная кривая – линия терминатора. Метки дат (в белых прямоугольниках) приведены по универсальному времени (UT). Все карты выровнены по местному времени (в одном столбце одно и то же местное время).

Представленные в работах [9-10] исследования ряда частных случаев позволили расширить этот перечень двумя новыми признаками:

(7) «Запрещённым» окном для существования аномалий в околополуденные часы, выраженным в форме существенного ослабления относительных возмущений ПЭС ионосферы с приходом восходного терминатора, в т. ч. вплоть до их полного уничтожения с приходом подсолнечной точки.

(8) Восстановление аномалий с уходом заходного (закатного) терминатора.

Признаки (7)-(8) ранее другими авторами не назывались, и не являются единичными случаями. Иллюстрация эффекта «запрещённого окна» представлена на рис. 1 для 4 сильных сейсмических со-

бытий, где приведены карты относительных возмущений ПЭС ионосферы, упорядоченные по моментам местного времени.

Физический механизм формирования ПЭС-возмущений перед землетрясениями

Знание физического механизма формирования явления необходимо для понимания протекающих процессов и явлений, а также для обоснования надёжности (и определения границ применимости) строящихся на этих признаках системах моделирования и прогноза наступления сильных сейсмических событий. Без установления физического механизма осуществления связи «литосфера-атмосфера-ионосфера» все такие системы воспринимаются на уровне «чёрного ящика», достоверность результатов которого всегда под вопросом. К сожалению, на настоящий момент не существует общепринятого механизма «литосферно-ионосферного» взаимодействия, а выдвигаемые гипотезы являются предметом активной дискуссии. Выделяют преимущественно три канала проникновения сейсмогенного воздействия в ионосферу: электромагнитный, волновой (включая АГВ и ВГВ) и химический.

Намгаладзе [11] предложил следующий механизм формирования областей повышенных или пониженных значений ПЭС. Основной вклад в ПЭС ионосферы вносит $F2$ -область ионосферы. На этих высотах основные потери электронов происходят в результате взаимодействий с нейтральной компонентой. Значит, перемещение плазмы в области меньших (больших) концентраций нейтралов приводит к меньшим (большим) скоростям потерь электронов, и, как следствие, к формированию областей повышенных (пониженных) значений ПЭС. Для появления такого вертикального дрейфа плазмы $F2$ -области должно появиться зональное электрическое поле. В качестве причины появления такого поля может рассматриваться вертикальный электрический ток сейсмического происхождения, текущий между разломами и ионосферой.

Выводы

В настоящей статье представлены некоторые результаты исследований по проблеме ионосферных предвестников землетрясений, а также предложен физический механизм формирования возмущений ПЭС ионосферы, наблюдавшихся перед сильными сейсмическими событиями.

Отметим отдельно достоинства этого механизма – он способен объяснить перечисленные в пп. (1)-(8) особенности предсейсмических вариаций ПЭС ионосферы:

Магнитная сопряженность сейсмо-ионосферных эффектов: электрические поля, если появляются в одном из полушарий, легко распространяются в противоположное полушарие вследствие эквипотенциальности силовых линий геомагнитного поля. Силовые линии магнитного поля выступают в качестве «идеального» проводника с «бесконечной» проводимостью и таким образом, электрическое поле «моментально» передаётся на другое (второе) основание магнитной силовой трубки, т. е. в магнитосопряжённую область. Это приводит к одному и тому же электрическому потенциалу и электрическим полям в обоих полушариях, но эффекты такого поля не обязаны быть одинаковыми и могут отличаться из-за различий состояний нейтральной атмосферы и ионосферы.

Эффект терминатора и подсолнечной точки: электрические поля определяются локальной проводимостью. Приход освещённой Солнцем хорошо проводящей области ионосферы соответствует приходу области повышенной ионизации и повышенной проводимости, что, в свою очередь, должно приводить к ослаблению электрического поля вплоть до его полного исчезновения. Снятие поля приводит к исчезновению аномалий, возможно, с задержкой вследствие инертности ионосферы.

Модификация экваториальной аномалии (Эпплтона): экваториальная ионизационная аномалия определяется электрическими полями, т.о. появления дополнительного электрического поля сейсмического происхождения должно приводить к модификации аномалии Эпплтона как единой структуры (двух максимумов по обе стороны и провала над геомагнитным экватором совместно).

Локализация аномалии относительно географического положения: соответствует расположению источника сейсмогенного вертикального электрического тока, текущего над разломами между Землей и ионосферой в периоды подготовки сильных сейсмических событий.

Время жизни сейсмо-ионосферной ПЭС-аномалии соответствует времени действия сейсмогенного вертикального электрического тока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dow J.M., Neilan R.E., Rizos C. The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems // J. Geodesy. 2009. P. doi: 10.1007/s00190-008-0300-3

2. Liu J.Y., Chen Y.I., Chuo Y.J., Tsai H.F. Variations of ionospheric total electron content during the Chi-Chi Earthquake // *Geophys. Res. Letters*. 2001. V. 28. N. 7. doi: 10.1029/2000GL012511
3. Liu J.Y., Le H., Chen Y.I. et al. Observations and simulations of seismoionospheric GPS total electron content anomalies before the 12 January 2010 M 7 Haiti earthquake // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. doi:10.1029/2010JA015704
4. Plotkin V.V. GPS detection of ionospheric perturbation before the 13 February 2001, El Salvador earthquake // *Nat. Haz. Earth Syst. Sci.* 2003. V. 3. N. 3/4. P. 249-253. doi:10.5194/nhess-3-249-2003.
5. Pulnits S.A., Boyarchuk K. *Ionospheric Precursors of Earthquakes*. Springer: Berlin, Germany, 2004. 315 p.
6. Zakharenkova I.E., Krankowski A., Shagimuratov I.I. Modification of the low-latitude ionosphere before the 26 December 2004 Indonesian earthquake // *Nat. Haz. Earth Syst. Sci.*, 2006. V. 6. N. 5. P. 817-823. doi:10.5194/nhess-6-817-2006
7. Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Myachkin V.I. Estimation of the size of earthquake preparation zones // *Pure and Applied Geophysics*. 1979. V. 117. N. 5. P. 1025-1044. doi: 10.1007/BF00876083
8. Depueva A.Kh., Ruzhin Yu.Ya. Seismoionospheric fountain-effect as analogue of active space experiment // *Adv. Space Res.* 1995. V. 15. N. 12. P. 151-154. doi:10.1016/0273-1177(95)00036-E
9. Золотов О.В., Прохоров Б.Е., Намгаладзе А.А., Мартыненко О.В. Вариации полного электронного содержания ионосферы в период подготовки землетрясений // *Химическая Физика*. 2011. Т. 30. № 5. С. 84-87.
10. Zolotov O.V., Namgaladze A.A., Prokhorov B.E. Total electron content disturbances prior to Great Tohoku March 11, 2011 and October 23, 2011 Turkey Van earthquakes and their physical interpretation // *Proc. of the MSTU*. 2012. V. 15. N. 3. P. 583-594. arXiv: 1205.6118
11. Намгаладзе А.А. О возможных физических механизмах формирования ионосферных предвестников землетрясений // *Матер. междунауч.-тех. конф. «Наука и образование-2007»*. Мурманск: МГТУ, 2007 С. 358-362.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО/ЛАМПРОИТОВОГО МАГМАТИЗМА КОСТОМУКШИ (КАРЕЛИЯ, РОССИЯ) В ЭВОЛЮЦИИ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЦИКЛОВ

Каргин А.В.

ИГЕМ РАН, Москва, kargin@igem.ru

На сегодняшний день не существует общепринятых представлений ни об источниках кимберлитовых расплавов, ни о первичном составе этих расплавов, ни о механизмах их сверхбыстрого подъема к земной поверхности. С геодинамической позиции, для формирования алмазоносных кимберлитов и родственных им пород необходимо наличие мощной древней деплетированной литосферной мантии (литосферного корня), которая в последствие была переработана субдукционными или плюмовыми процессами, обеспечивающими привнос в зону магмогенерации обогащенного глубинного (нижнемантийного) или корового (субдукционного) материала [1, 2, 3 и ссылки в них].

Формирование, разрушение и метасоматическое преобразование литосферного корня, также как и образование источника глубинных щелочно-ультраосновных пород, контролируется суперконтинентальными циклами, включающими сборку и распад суперконтинентов [4, 5, 6 и др.]. Образование крупных орогенных поясов при коллизии континентальных масс обеспечивает либо поступление обогащенного корового вещества в мантию, где происходит его захоронение и дальнейшее участие в плюмовых процессах, и/либо непосредственно обогащение низов литосферной мантии в ходе субдукционных процессов. Процессы растяжения земной коры, происходящие в задуговых бассейнах, при распаде орогенов, или глобальный рифтогенез, приводящий к распаду суперконтинентов, обеспечивают приток астеносферного вещества, необходимого для генерации расплавов кимберлитов и родственных им пород. Интервалы, лишенные кимберлитового магматизма, коррелируются с периодами стабильности суперконтинентов, а эпохи глобального внедрения кимберлитов с периодами сборки и распада [4, 5].

В большинстве случаев, формирование обогащенного источника кимберлитов происходило задолго до их внедрения [например, 7, 8]. Геолого-геофизические исследования указывают, что большая часть алмазоносных кимберлитов мира (Южная Африка, Индия, Китай, Архангельская провинция и другие) приурочена не к стабильным внутренним частям кратонов, а к их краевым зонам, примыкающим к областям, испытавшим активную тектоно-термальную переработку (части древних континентов, литосферная мантия которых была переработана в ходе последующих орогенных событий) [8, 9, 10].

В данной работе рассмотрена геодинамическая позиция кимберлитового/лампроитового мезопротерозойского магматизма Костомукши-Лентииро-Кухмо с учетом эволюции протерозойских суперконтинентов.

Краткая геологическая и вещественная характеристика оранжейтов/лампроитов Костомукши-Лентииро-Кухмо

Щелочно-ультраосновные породы Костомукша-Лентииро-Кухмо, с возрастом внедрения 1.23-1.20 млрд. лет [11, 12], расположены на севере Восточно-Европейской платформы в пределах древнего архейского Карельского кратона.

Геохимический состав, особенности минерального состава характеризуют изученные породы как близкие к кимберлитам группы II Южной Африки (оранжеитам), в большей степени, чем к оливковым лампроитам [13] и отражают их внутриплитное глубинное происхождение в области устойчивости алмаза. Такой переходный от лампроитов к оранжеитам характер минерального состава даек Костомукши и Лентииро-Кухмо отмечался многими исследователями [12 и др.].

Геодинамическая позиция формирования источника оранжейтов/лампроитов Костомукши-Лентииро-Кухмо

Модельные Nd возрасты, интерпретируемые как время обогащения источника оранжейтов/лампроитов, составляют 1.9-2.3 млрд. лет [13]. Палеопротерозойский возраст источника подразумевает его формирование в ходе тектоно-термальных событий, связанных с орогенезом в Лапландско-Кольском и Свекофенском поясах, окружавших архейский Карельский кратон. Орогенные события начались ~2.1-1.9 млрд. лет назад [14, 15, 16], что соответствует начальным стадиям сборки мезопротерозойского суперконтинента Коламбия (Нуна, Хадсонленд) [6].

Эти тектоно-термальные события, связанные с субдукционными процессами под Карельский кратон, нашли свое отражение в образовании полосы щелочно-ультраосновного магматизма поздне-палеопротерозойского возраста (около 2.0 млрд. лет). Это кимберлиты Кимозера, лампрофиды Костомукши, карбонатиты Лавайоки и Кортаярви, карбонатиты и глиммериты Тикшозера (обзор в [13]). Сохранившиеся в литосферной мантии, после протерозойских эпизодов плавления, локальные жилы силикатно-карбонатного [17] состава могли служить источником для оранжейтов/лампроитов Костомукши-Лентииро-Кухмо, о чем свидетельствует изучение их Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем [13].

Геодинамическая позиция внедрения оранжейтов/лампроитов Костомукши-Лентииро-Кухмо

На время формирования оранжейтов/кимберлитов, около 1.25 млрд. лет назад, ВЕП входила в состав суперконтинента Коламбия, в котором граничила северной частью с северо-восточной окраиной Лаврентии (рис). Рубеж в 1.27 млрд. лет знаменует окончательным распадом Коламбии, которому способствовало формирование крупной внутриплитной изверженной провинции Маккензи на территории Лаврентии. В отличие от Лаврентии, каких-либо проявлений магматизма, связанного с этим эпизодом рифтогенеза на территории Фенноскандинавского щита обнаружено пока не было [6, 18, 19].

Синхронно с рифтогенезом (начиная с 1.31 млрд. лет), территория западных террейнов Фенноскандии была вовлечена в инициальные стадии формирования Свеконорвежского орогена, сопровождающегося проявлениями базитового, бимодального магматизма и тоналит-сиенитовых плутонов. Эти породы формировались в условиях растяжения задуговых бассейнов и на завершающих стадиях коллизии террейнов [20].

В частности, практически одновременно с оранжеитами/лампроитами Костомукши-Лентииро-Кухмо произошло внедрение Центрально-Скандинавской долеритовой группы даек и силлов (1.27-1.24 млрд. лет), базиты которой по своим геохимическим и геологическим характеристикам формировались в условия растяжения задугового бассейна [21]. По всей вероятности, данные процессы растяжения свекофенской литосферы спровоцировали деформацию подошвы литосферы под архейским Карельским кратоном, где в условиях подъема астеносферного вещества произошло выплавление расплавов оранжеит/лампроитового состава.

Таким образом, обладая признаками глубинного внутриплитного магматизма, щелочно-ультраосновные породы Костомукши-Лентииро-Кухмо были пространственно и хронологически сопряжены с формированием крупного орогенного пояса на западе (рис. 1).

Аналогичного рода процессы проходили на территории Лаврентии, где, также как на ВЕП, известны серии лампроитов (Sisimiut, Гренландия и Napoleon Bay Арктическая Канада, с возрастом 1250-1200 млн. лет [22]), которые находятся в пространственном и временном сочетании с базитами зон растяжения задуговых бассейнов [21], расположенных в тыловой части Гренвилльского орогена (рис. 1).

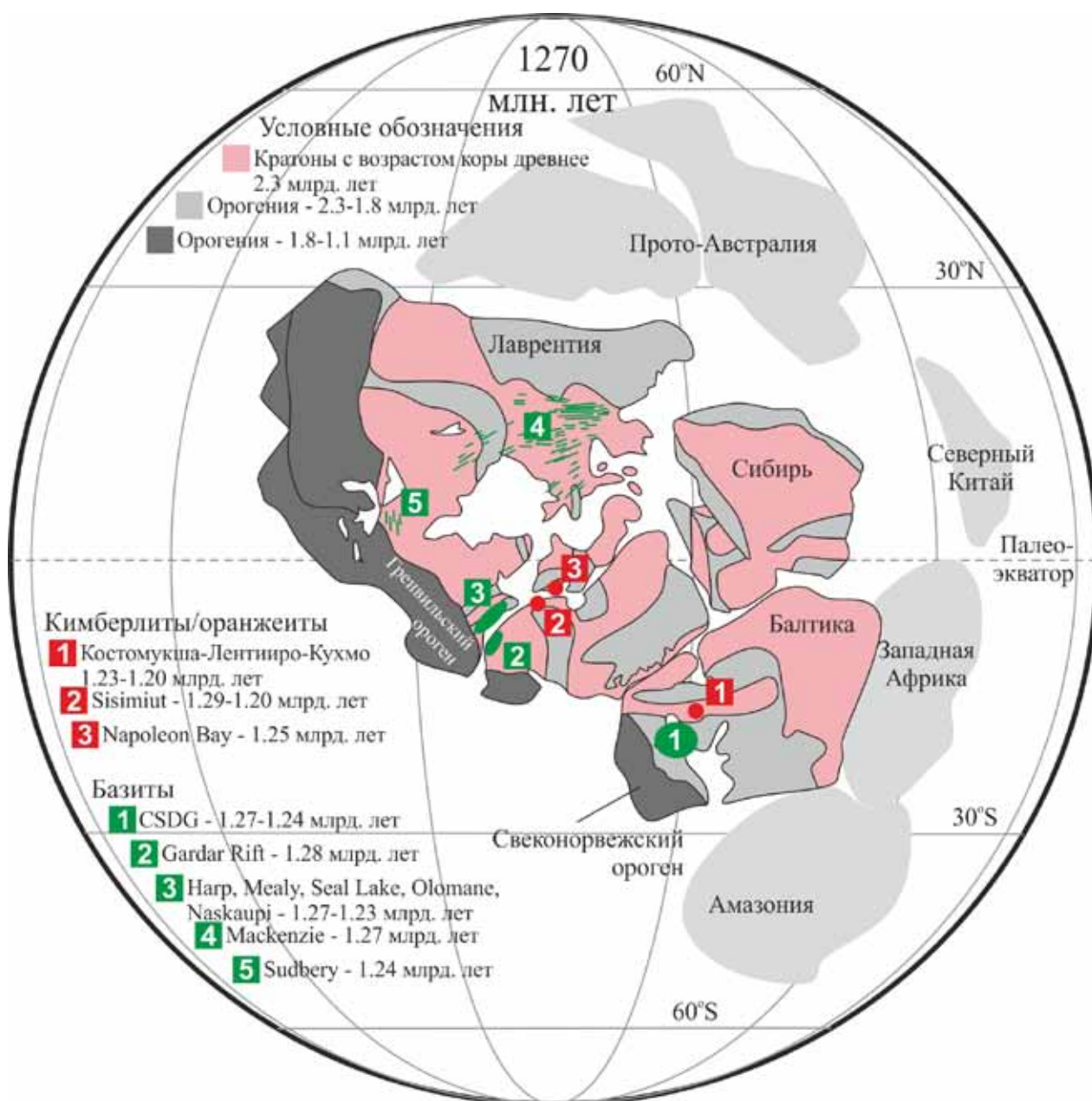


Рис. 1. Реконструкция суперконтинента Коламбия (Нуна) на период 1.27 млрд. лет по [18] с дополнениями, возраста пород по [11,12,18,21,22].

Выводы

Формирование источника и внедрение оранжеитов/лампроитов Костомукши-Лентииро-Кухмо были разделены во времени и приурочены к различным этапам суперконтинентальных циклов:

1. Формирование метасоматически обогащенного мантийного источника произошло в ходе Лапландско-Кольского и/или Свекофенского орогенных событий, которые соответствуют инициальным этапам сборки мезопротерозойского суперконтинента Коламбия (2.1-1.8 млрд. лет);

2. Внедрение оранжеитов/лампроитов, хотя и последовало после рифтогенной стадии окончательного распада Коламбии, проявленной в основном на территории Лаврентии, сопряжено по времени и геологической позиции с процессами задуговых растяжений при формировании Свеконорвежского орогена, которые трассируют начальные этапы сборки суперконтинента Родиния (начиная с 1.31-1.14 млрд. лет). В результате процессы растяжения способствовали поступлению астеносферного вещества в зону метасоматически обогащенной литосферной мантии, инициируя генерацию оранжеитовых/лампроитовых расплавов.

Подобного рода последовательность, вероятнее всего, имела места и на территории Лаврентии.

Работа выполнена при финансовой поддержки гранта Президента РФ МК-2723.2012.5 и гранта РФФИ 12-05-00418а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рябчиков И.Д., Гирнис А.В. Происхождение низкокальциевых кимберлитовых магм // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1223-1233.
2. Brey G.P., Bulatov V.K., Girnits A.V., Lahaye Y. Experimental Melting of Carbonated Peridotite at 6-10 GPa // J. of Petrology. 2008. V. 49. N. 4. P. 797-821.
3. Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Continuous Gradations among Primary Carbonatitic, Kimberlitic, Melilititic, Basaltic, Picritic, and Komatiitic Melts in Equilibrium with Garnet Lherzolite at 3-8 GPa // J. Of Petrology. 2005. V. 46. N. 8. P. 1645-1659.
4. Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G. Tectonic setting of kimberlites // Lithos. 2009. V. 112S. P. 155-165.
5. Nosova A., Kargin A. Kimberlites and lamproites of the Northern East European Craton: position in supercontinental cycles // Abstracts of Supercontinental Symposium 2102, University of Helsinki, Finland. 2012. P. 87-88.
6. Pesonen L.J., Mertanen S., Veikkolainen T. Paleo-Mesoproterozoic Supercontinents – A Paleomagnetic View // Geophysica. 2012. V. 48 (1-2). P. 5-48.
7. Nowell, G.M., Pearson D.G., Bell D.R. et al. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts; new constraints on their source regions // J. Petrology. 2004. V. 45. P. 1583-1612.
8. Becker M., Le Roex A. Geochemistry of S.African On- and Offcraton, Group I and Group II Kimberlites: Petrogenesis and Source Region Evolution // J. of Petrol. 2006. V. 47. N. 4. P. 673-703.
9. Begg G.C., Griffin W.L., Natapov L.M. et al. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution // Geosphere. 2009. V. 5. P. 23-50.
10. Самсонов А.В., Носова А.А., Третьяченко В.В. и др. Коллизионные швы в раннедокембрийской коре как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (север Восточно-Европейского кратона) // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 6. С. 796-801.
11. Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В., Левский Л.К. Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита. Геохимия. 1997. № 6. С. 658-662.
12. O'Brien H., Phillips D., Spencer R. Isotopic ages of Lentiira- Kuhmo- Kostomuksha olivine lamproite - Group II kimberlites // Bull. of the Geol. Society of Finland. 2007. V. 79. P. 203-215.
13. Каргин А.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О. и др. Петрогенезис мезопротерозойских лампроитов района Костомукши (Карелия): минералогические, геохимические и Nd-Sr изотопно-геохимические особенности // Петрология. 2013. (в печати).
14. Samsonov A.V., Tretyachenko V.V., Nosova A.A. et al. Sutures in the Early Precambrian Crust as a Factor Responsible for Localization of Diamondiferous Kimberlites in the Northern East European Platform // Abstracts of 10th International Kimberlite Conference. 2012. P. 10IKC35.
15. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans-crustal suture in the Lapland-Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2001. V. 105. P. 289-314.
16. Korja A., Lantinen N.R., Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 2006. V. 32. P. 561-578.
17. Andersson U.B., Eklund O., Frojdo S. et al. 1.8 Ga magmatism in the Fennoscandian Shield; lateral variations in subcontinental mantle enrichment // Lithos. 2006. V. 86. P. 110-136.
18. Evans D.A.D., Mitchell R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. V. 39. P. 443-446.
19. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 23-45.
20. Bingen B., Nordgulen Ø. A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia // Norwegian J. of Geology. 2008. V. 88. P. 43-72.
21. Soderlund U., Elming S., Ernst R.E., Schissel D. The Central Scandinavian Dolerite Group - Protracted hotspot activity or back-arc magmatism? Constraints from U-Pb baddeleyite geochronology and Hf isotopic data // Precambrian Research. 2006. V. 150. P. 136-152.
22. Secher K., Heaman L.M., Nielsen T.F.D. et al. Timing of kimberlite, carbonatite, and ultramafic lamprophyre emplacement in the alkaline province located 64-67° N in southern West Greenland // Lithos. 2009. V. 112S. P. 400-406.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД РАЗРЕЗА ТУЛОМОЗЕРСКОЙ И ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТ ОНЕЖСКОГО ПРОГИБА КАРЕЛИИ

Кацнельсон А.Б., Полеховский Ю.С.

СПбГУ, Санкт-Петербург, arka_94@mail.ru

Онежский прогиб является уникальным, в мировом плане,местилищем шунгитового углерода. В нем представлен наиболее полный на Балтийском щите разрез нижнепротерозойских образований от сумия до вепсия. И, наконец, здесь выявлены уран-благороднометалльно-ванадиевые месторождения – Космозерское, Средняя Падма, Весеннее и др. [1, 2].

Фактическим материалом является керн скважины С-5630, пробуренной на глубину более 800 м ПГО «Невскгеология». Описано 58 образцов керна, достаточно полно представляющих первые 400 метров скважины (снизу вверх) от верхов туломозерской до средней части заонежской свит. В этом разрезе скважины (снизу вверх) выделяется 6 пачек.

Первая пачка представлена доломитами туломозёрской свиты. Вторая – переходная от туломозёрской к заонежской свите - красноцветными кварцевыми алевродоломитами. Следующие 3 пачки образуют нижнюю подсвиту заонежской свиты и сложены соответственно алевролитами, шунгитсодержащими алевропелитами и пестроцветными сланцами. Последняя пачка относится к средней подсвите заонежской свиты, и представлена метавулканитами основного состава (подпачки 1, 3, 5) и туфогенно-осадочными образованиями, шунгитсодержащими сланцами (подпачки 2, 4) и доломитами (подпачки 6).

Нижние две пачки относятся к верхам ятулийского надгоризонта, а остальные характеризуют низы людиковийского надгоризонта. Эта граница характеризует смену преимущественно карбонатной седиментации нижнепротерозойского палеобассейна на высокоуглеродистую осадочно-вулканогенную.

Из эпигенетических изменений пород выделяются: секущие прожилки разного состава (карбонатные, карбонат-хлоритовые, карбонат-кварцевые и др.). Кроме того вторичным изменениям подверглись и исходные минералы. Эти изменения, вероятно, связаны с процессами регионального метаморфизма. Степень метаморфизма пород невысокая, (сохраняются реликтовые микротекстуры) и её относят к зеленосланцевой фации [3]. Наиболее распространённой в породах заонежской свиты является хлоритизация, а в породах туломозёрской – окварцевание.

Рентгенофазовым анализом идентифицированы в каждой из выделенных пачек следующие минералы. В первой (доломиты туломозёрской свиты) и второй пачках (переходная пачка от туломозёрской к заонежской свит) преобладают доломит и кварц. В 3, 4 и 5 пачках (нижняя подсвита заонежской свиты) - кварц и плагиоклаз. Кроме этих минералов в пачке 3 присутствует доломит, в пачке 4 - мусковит и клинохлор, а в пачке 5 биотит. В подпачках 1, 3, 5 последней 6 пачки (метавулканиты основного состава средней подсвиты заонежской свиты) преобладают клинохлор, кварц, плагиоклаз и мусковит. В подпачках 2, 4, 6 (туфогенно-осадочными образования, шунгитсодержащие сланцы и доломиты средней подсвиты заонежской свиты) преобладают плагиоклаз и кварц. Кроме этого в подпачке 2 и 4 присутствует мусковит и клинохлор, а в 6 подпачке доломит и пирит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков В.П., Полеховский Ю.С., Сергеев А.С., Тарасова И.П. Введение в металлогению горючих ископаемых и углеродсодержащих пород. Учеб. пособие. СПб: Издательство СПбГУ, 1997. 248 с.
2. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
3. Полеховский Ю.С., Тарасова И.П. Гидротермально-метасоматические процессы и минеральные ассоциации метасоматитов в нижнепротерозойских породах Онежского прогиба Карелии. В сб. тез.: Метасоматизм и рудообразование. Ч. 2. Л. 1987. С. 40-42.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИТОВ ХАУТОВАРСКО-КОЙКАРСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ НА УЧАСТКЕ ТАЛПУС (КАРЕЛИЯ)

Коваль А.В., Полеховский Ю.С.
СПбГУ, Санкт-Петербург, koval-geo@yandex.ru

Эльмусская площадь - одна из перспективных в республике Карелия в отношении поисков, оценки и возможной промышленной добычи золота. На этой площади выявлены месторождение Педроламппи и несколько рудопроявлений: Эльмус, Талпус, Орехозеро и др. Нашей целью было изучение особенностей геологического разреза участка Талпус с типизацией пород и разновидностей наложенных эпигенетических процессов, с которыми связано золотое оруденение.

Рудопроявление Талпус расположено в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе в пределах межблоковой Хаутоварско-Койкарской зоны разломов разделяющей Центральную-Карельский и Онежский геоблоки [1]. Фактическим материалом были образцы керна скважины С-303, глубиной 220.6 м. (ООО «Индустрия»), наиболее полно вскрывающей разрез на этом участке. При геологиче-

ском описании использовано 40 образцов, из 28 – изготовлены петрографические шлифы и выполнено 7 рентгенофазовых анализов минералов.

Согласно данным предшествующих работ [2] стратифицированные геологические образования на участке Талпус относятся к нижней – семчереченской и залегающей выше – бергаульской свитам лопийского комплекса верхнего архея. Первая из них сложена метадиабазами и хлоритовыми сланцами, вторая – кварц-серицитовыми сланцами с колчеданными горизонтами.

При геолого-петрографическом описании в составе изученного разреза выделено 7 пачек пород, представленных динамометаморфическими образованиями – тектонитами, которые различаются составом и структурно-текстурными особенностями. По классификации тектонитов зон разломов докембрийских щитов [3, 4] они представлены такими типами как брекчии, катаклазиты и милониты. Брекчии встречаются не часто и характеризуются наличием фрагментов пород, сцементированных мелкокластической массой близкого состава и посткинematическими образованиями, представленными кварцем, кальцитом и альбитом. Весьма распространены бластокатаклазиты, характеризующиеся наличием порфировкlast значительно деформированных минералов (обычно раннего плагиоклаза или кварца), сцементированных мелкозернистой полиминеральной массой с мусковитом, хлоритом и тонкогранобластическим кварцем (рис. 1). Не менее широко развиты бластомилониты (рис. 2), для которых типичен агрегатно-слюдистый состав (чаще мусковитовый, иногда с тальком и карбонатом), лепидобластовая структура и микрополосчатая текстура основной ткани.



Рис. 1. Линзовидно-очковый бластокатаклазит – кварц-карбонат-хлоритовый сланец. Шлиф 303/160.5; без анализ.

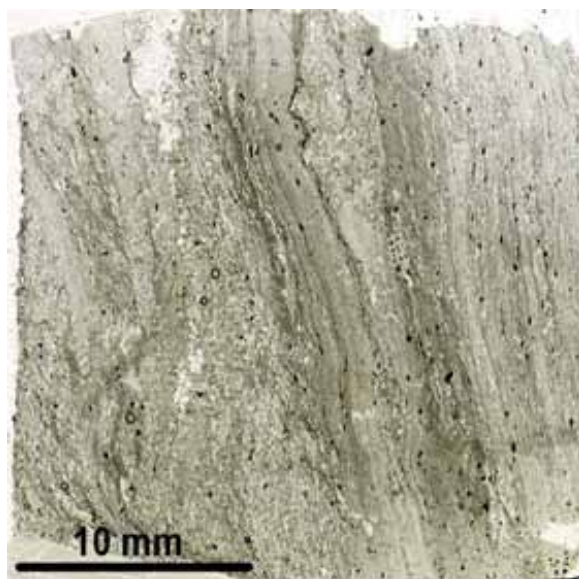


Рис. 2. Тонкополосчатый бластомилонит – хлорит-карбонат-кварц-серицитовый сланец. Шлиф 303/86.4; без анализ.

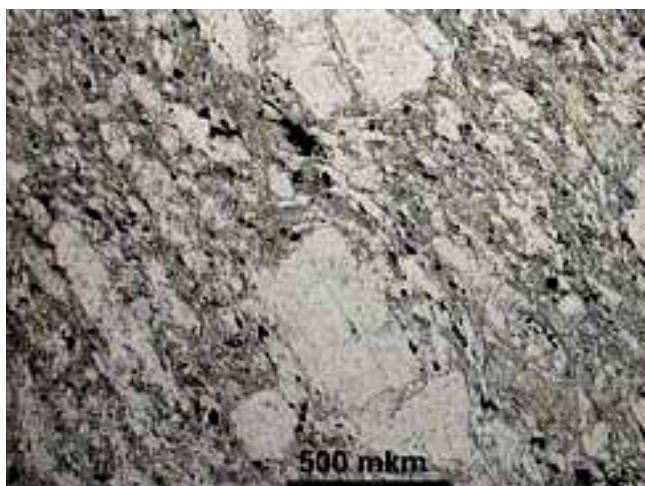


Рис. 3. Реликтовые порфировые вкрапленники плагиоклаза. Шлиф 303/123 м. Слева – без анализ., справа – с анализ.

Высокая степень тектонизации пород, а также син- и посткинематическая перекристаллизация не полностью уничтожили их первичные признаки. При петрографических наблюдениях иногда сохраняются деформированные вкрапленники плагиоклаза плагиопорфиров (рис. 3), в ряде случаев выявляются теневые реликты офитовой структуры метабазальтов, а в обломочных фрагментах бластобрекчий выявляется силицитовая основа метапороды (рис. 4). Все это позволяет считать, что изученные на участке Талпус тектониты Хаутоварско-Койкарской зоны разломов формировались большей частью по метавулканикам кислого и основного состава. Кроме того, в разрезе присутствуют прослои карбонатных, кремнистых и сульфидных образований.

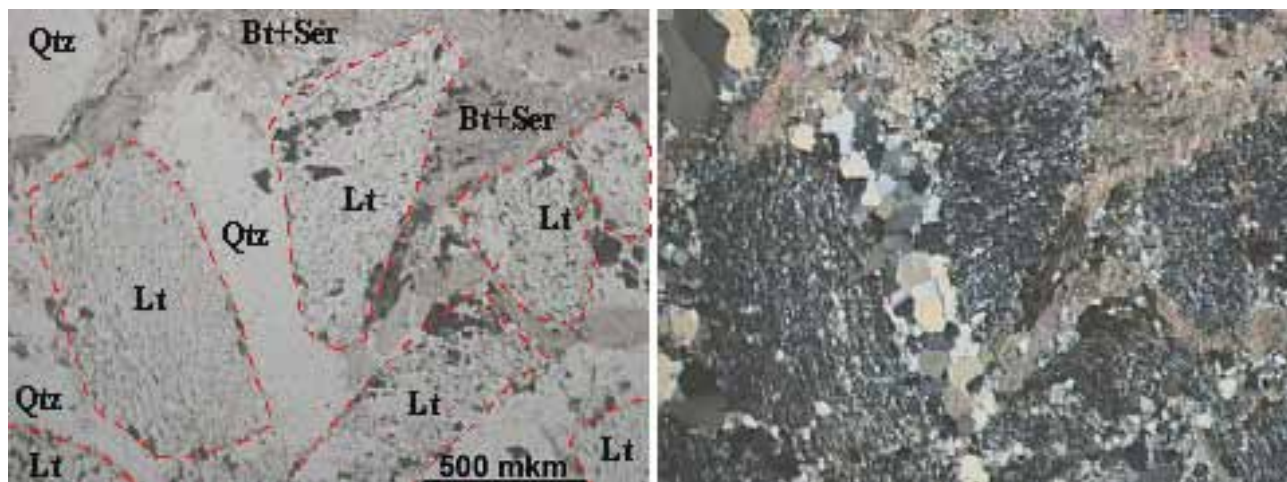


Рис. 4. Микробрекчии по лептиту (Lt); пунктиром выделены его фрагменты, в которых видна различная ориентировка метаморфической (ранней) сланцеватости этих пород. В цементе – агрегатные кварц (Qtz) и биотит +серицит (Bt+Ser). Шлиф слева – без анализ., справа – с анализ.

Из эпигенетических процессов в породах представлено окварцевание и карбонатизация, часто в виде секущих микропрожилков и жил до 0.5 м. Широко проявлены также хлоритизация и серицитизация, вплоть до образования хлоритовых и серицитовых сланцев. В существенно меньшей степени отмечаются альбитизация (лишь иногда до 10 % объема породы) и весьма слабая турмалинизация, которая сопровождает раннее окварцевание пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 229с.
2. Новиков Ю.Н. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на золото в Центральной Карелии на Эльмусской площади в 1992-1994 гг. Фонды ТФГИ. 1997. Инв. №448.
3. Полеховский Ю.С. Вопросы классификации и терминологии тектонитов зон разломов. Сов. геол. № 2. 1980. С. 96-101.
4. Дашкова А.Д., Полеховский Ю.С. Атлас структур и текстур тектонитов в зонах разломов докембрийских щитов. СПб: Изд-во С.-Петербургского университета, 1997. 64 с.

ОЦЕНКА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ Li-F ГРАНИТОВ ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТАМИ А-ТИПА, НА ПРИМЕРЕ САЛМИНСКОГО ПЛУТОНА, ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ

Коньшев А.А.^{1,2}, Васильев Н.В.³

ГЕОХИ РАН¹, ФГУП ИМГРЭ³, Москва

ИЭМ РАН², Черноголовка, konyshev@iem.ac.ru

Введение

Физико-химические условия образования Li-F гранитов генетически связанных с гранитами А-типа остаются слабо изученными, несмотря на длительную историю изучения, по сравнению с Li-F гранитами генетически связанными с гранитами I и S.

Li-F граниты являются наиболее поздними дифференциатами гранитной магмы и обогащены многими рудными компонентами. При этом они также являются наиболее низкотемпературными, что связано с накоплением в результате кристаллизационной дифференциации большого количества H_2O , F и Li во флюиде, понижающих температуру плавления.

Фтор – один из главных компонентов многих природных флюидов, играющий важную роль при миграции и осаждении рудных компонентов. Знание его количества во флюиде важно для расшифровки условий образования природных объектов. Количество фтора в породе не отражает его количество в равновесном с данной породой флюиде в момент образования, так как фтор является летучим компонентом и впоследствии большая его часть покидает систему. Часть фтора при кристаллизации с равновесным флюидом остаётся во фторсодержащих минералах, таких как слюды, топаз, апатит. При помощи экспериментально обоснованных геофториметров, зная состав этих минеральных фаз и T-P условия кристаллизации, можно оценить содержание F в равновесном флюиде. Такая оценка была проведена для изучаемых в данной работе образцов.

В 2010 г., после проведения XXI совещания памяти им. Кауко Оттовича Кратца состоялась экскурсия, посвящённая породам Салминского плутона и его окружения. Где, в ходе экскурсии были отобран образец Li-F гранитов и прилегающей к ним пегматоидной приконтактной части (т.н. штокшайдеры).

Кратко о Салминском плутоне

Салминский плутон представляет собой интерес прежде всего тем, что в отличие от сходных по времени анортозит-рапакивигранитных комплексов Феноскандии находится в зоне крупного разлома между Свекокарельской складчатой областью и Карельским кратоном, что, вероятно, обусловило наличие более длительного потока флюида по ослабленным зонам, приведшим в итоге к образованию месторождений и рудопроявлений в рассматриваемом районе. Источником магмы для пород Салминского рапакивигранитсодержащего плутона служила позднеархейская нижняя кора, в отличие от палеопротерозойской у других комплексов Феноскандии [1]. Возраст батолита 1547-1530 млн. лет. [2, 3], его породы позже не испытывали регионального метаморфизма.

Среди гранитоидных пород Салминского плутона выделяются три основные группы: 1) биотит-амфиболовые граниты и кварцевые сиениты, 2) биотитовые граниты, 3) топазсодержащие Li-F граниты [4, 1].

На сегодняшний момент, геологами считается, что Li-F граниты Салминского плутона являются его заключительным магматическим дифференциатом плюмазитового ряда и выступают в роли концентратора многих полезных компонентов. По мнению некоторых исследователей [5] именно к не вскрытым куполам Li-F гранитов приурочены Be-Sn-полиметаллические с флюоритом, и Sn-полиметаллические месторождения и рудопроявления Питкярантского рудного района, в то же время накопленная геологическая информация говорит об отсутствии прямых генетических связей с ними [6, 1].

Оценки P-T-X условий возникновения Li-F гранитов Салминского плутона по литературным данным

Для наиболее поздних (наиболее дифференцированных) Li-F гранитов Салминского плутона анализ включений в минералах показал температуру солидуса 640-680 и ликвидуса 770-830 °C при минимальном давлении 2 Кбар [7]. В более ранних работах даются другие оценки формирования интрузивных тел Салминского плутона, так в работе [8] глубина формирования плутона оценивается в 2-3.5 км, что будет соответствовать давлению в 0.5-0.8 Кбар. В работе [9] говорится, что многие включения вскрывались не достигнув температуры гомогенизации, и даётся оценка давления, необходимая для их формирования, как превышающая 1530 бар, а температура гомогенизации расплавленных включений составила 830-850 °C.

Для ранних интрузивных фаз Салминского батолита отмечается восстановительная обстановка, что отражается в наличии фаялита и ильменита среди ранних интрузивных фаз. В работе [10] показаны составы флюида из газожидких включений, включающие углеводороды, характерные для восстановительной обстановки, но при этом совершенно не говорится о наличии фтора во флюиде, в то время как в работе [9] упоминается наличие виллиамита во включениях. То есть фтор во флюиде был и находится в связанном состоянии в виде фторсодержащих минеральных фаз.

Zr/Hf отношение

Как было показано [11], растворимость Hf в гаплогранитной системе повышается при увеличении содержания Li, следовательно более поздние дифференциаты гранитной магмы будут обогащены

Hf и обеднены Zr. В качестве индикатора степени дифференциации гранитной магмы, можно использовать Zr/Hf отношение. Такие исследования были проведены в данной работе для Li-F гранитов Салминского плутона.

Методом микрозондового анализа (ИЭМ РАН) был изучен состав цирконов из отобранных образцов. Полученные данные показали, что Zr/Hf отношение в цирконе из Li-F гранитов Салминского плутона (т.н. «Уксинские») близко к 7-7.5, что приближается к отношению в Li-F амазонитовых гранитах на Орловском и Этыкинском Ta-Nb месторождениях в Восточном Забайкалье, где это отношение имеет значение от 7 до 2 [12].

Оценка F во флюиде при образовании Li-F гранитов Салминского плутона

При помощи экспериментально обоснованных геофториметров [13, 14] основанных на фазовом равновесии минерал-флюид, по составу слюды и топазов из Li-F гранитов Салминского плутона была определена концентрация фтора во флюиде. Анализы состава топаза и слюды, количество фтора определялась при помощи микрозонда, а содержание лития и микроэлементов в слюдах при помощи LA-ICP-MS, результаты анализов представлены в таблице 1-3.

Таблица 1. Составы топазов, вес. %.				
O	F	Al	Si	сумма
34.19	17.3	28.32	14.49	94.3
34.06	17	27.7	14.38	93.14
35.42	18.17	28.16	14.55	96.3
29.74	16.76	28.49	15.29	90.28
27.13	16.02	29.19	15.84	88.18
26.9	16.2	28.53	15.71	87.34
26.53	16.87	28.39	16	87.79
27.74	17.61	29	16.45	90.8

Таблица 2. Состав микропримесей и Li в слюдах.					
Весовые %					
Li	1.31	1.51	1.40	1.43	1.41
г/т (ppm)					
Zn	626.2	450.0	506.3	408.5	409.6
Rb	8007.7	8902.3	8209.9	8390.6	8139.4
Sr	<1	<1	<1	<1	<1
Nb	160.9	156.7	167.6	168.5	168.0
Sn	120.1	97.0	139.5	138.1	113.0
Cs	38.9	49.2	40.6	39.5	33.6
Ba	8.4	6.3	4.6	5.6	6.8
Ta	133.6	54.3	77.3	77.7	62.1
Tl	18.1	16.7	15.0	14.4	14.3
Pb	2.4	1.8	1.3	1.3	1.1

Таблица 3. Составы слюды, вес. %.								
F	Na	Al	Si	K	Mn	Fe	O	сумма
7.08	0.11	10.84	19.7	7.55	0.7	9.77	36.81	92.56
6.57	0.26	10.6	20.01	7.43	0.78	9.77	36.91	92.33
5.74	0.15	10.52	19.95	7.84	0.61	10.33	37.14	92.28
5.81	0	11.22	20.01	7.57	0.75	11.5	37.84	94.70
6.44	0.2	10.29	19.75	7.41	0.69	9.7	36.43	90.91
5.06	0.26	10.94	20.78	7.82	0.58	10.86	38.49	94.79
5.82	0.29	11.23	20.66	8.02	0.88	10.45	38.74	96.09
4.87	0.38	11.03	20.89	8.04	0.74	10.31	38.63	94.89
5.22	0.24	11.03	20.14	7.95	0.84	10.47	37.74	93.63
6.72	0.34	11.58	21.07	8.01	0.74	11.28	39.66	99.40
5.5	0.14	11.36	20.59	8	0.59	10.71	38.7	95.59
6.38	0.23	11.36	21.01	7.78	0.78	10.8	39.15	97.49
5.96	0.1	11.37	20.47	7.87	0.79	10.94	38.61	96.11
6.62	0.15	11.17	20.9	7.94	0.73	11.06	39.11	97.68
5.17	0.23	11.1	21.27	7.84	0.57	10.21	39.08	95.47
4.83	0.16	10.45	20	7.93	0.72	10.18	37.13	91.40
5.12	0.22	11.1	19.81	8.02	0.75	11.31	37.81	94.14
6.72	0.24	11.31	20.72	8.3	0.59	10.71	38.85	97.44

Фтор во флюиде, равновесном с этими минеральными фазами во время их образования для P-T значений солидуса и ликвидуса [7] определён по [13, 14], результаты показаны на рисунке 1. Все составы усреднялись и расчёт концентрации фтора происходил по одному среднему составу. В связи с

малым количеством анализов (один образец не отражающий в полной мере условия образования жилы Li-F гранитов), не до конца ясной ролью изоморфизма в составе данных слюды и топазе и его влияния на содержание фтора, а также кристаллизационных взаимоотношений этих фаз по времени – полученные данные следует принимать как предварительные.

Для минимальных Т-Р значений солидуса Li-F гранитов ($T = 640\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 2\text{ кбар}$ [7]) концентрация фтора во флюиде находился на уровне гранитов с Ta-Nb оруденением. Значение, определенное по геофториметру для литиевых слюд, составляет $0.55 m_{\text{HF}}$, а определенное по топазовому геофториметру имеет значение $0.2 m_{\text{HF}}$. Такие же значения фтора во флюиде, наблюдаются в гранитах на редкометальных месторождениях Орловка и Этыка в Восточном Забайкалье, правда давление при их образовании составляло 1 кбар.

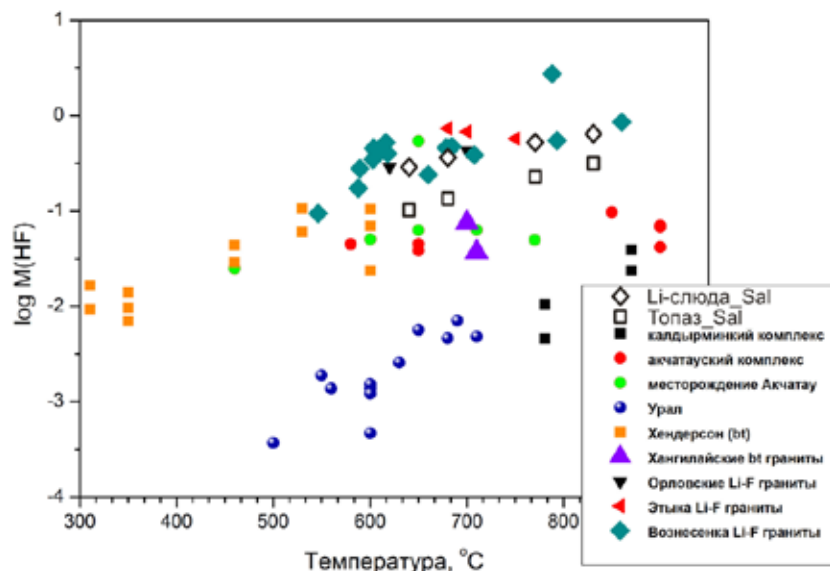


Рис. 1. Оценка содержания фтора в равновесном флюиде для Li-F гранитов Салминского плутона определённая по геофториметрам [13, 14] иллюстрация с оценкой содержания фтора для других объектов взята из [15]

Хочется отметить, что, судя по залегающим формам тел гранитов и их эрозионному срезу, купол батолита, мог находиться на несколько километров выше [9], к сожалению, наиболее продуктивные с рудной точки зрения породы были эродированы. Наблюдаемые в данном эрозионном срезе Li-F граниты являются

«корневыми» частями, в то время как на рудных объектах Восточного Забайкалья, Казахстана и Приморья, представлены, наоборот, только верхние части Li-F гранитных штоков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. С-Пб: Изд-во Наука, 2011, 402 с.
2. Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constrains on origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi Rapakivi Granite-Anorthosite Batholith (Karelia, Russia) // Mineralogy and petrology, 1994. v. 50. p. 173-193.
3. Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib Mineral Petrol 1997 127: 353-368.
4. Бескин С.М., Лишневский Э.Н., Диденко М.И. Строение Питкярантского гранитного массива в Северном Приладожье (Карелия) // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1983. № 3. С. 19-26.
5. Amelin Yu.V., Beljaev A., Larin A.M. et al. Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia // Geol. Surv. Finland / Eds I. Naapala, O.T. Ramo, P.T. Salonsaari, 1991. Guide 33.
6. Гавриленко В.В., Марин Ю.Б. Закономерности размещения и признаки крупных и уникальных месторождений олова и редких металлов // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13-14. с. 54-69.
7. Poutiainen M., Scherbakova T. F. Fluid and melt inclusion evidence for the origin of idiomorphic quartz crystal in topaz-bearing granites from the Salmi batholith, Karelia, Russia // Lithos. 1998. V. 44. P. 141-151.
8. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Фации глубинности магматических пород и магматических месторождений полезных ископаемых // Советская геология. 1963. № 8.
9. Руб М.Г., Хетчиков Л.Н., Котельникова З.А., Руб А.К. Включения минералообразующих сред в минералах докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья // Известия Акад. наук СССР. Сер. геол. 1986. № 1. с. 30-36.
10. Sviridenko L.P. The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi Pluton, Karelia, Russia // Mineralogy and petrology, 1994. v. 50. p. 59-67.
11. Linnen R.L. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melt with Li and Li + F: Constrains for mineralization in rare metal granite and pegmatite // Econ. Geol., 1998. V. 93. p. 1013-1025.
12. Zaraisky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udoratina O.V., Chevychelov V.Yu. Zr/Hf ratio as an indicator of fractionation of rare-metal granites by the example of the Kukulbei complex, Eastern Transbaikalia // Petrology, 2008. V. 16. N. 7. p. 710-736.

13. Аксюк А.М. (2002) Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. Т. 10. № 6. С. 628-642.
14. Aksyuk A.M., Konyshov A.A. (2006) Topaz geofluorimeter and estimations of HF and SiO₂ concentrations in some geological fluids // Understanding the genesis of ore deposits: To meet the demands of the 21st century. 12th Quadrennial IAGOD Symposium. 2006. Moscow. p. 1-4.
15. Aksyuk A.M., Konyshov A.A. Study of solidus parameters of the Yaroslavlka biotite and Voznesenka Li-F granites of the Primorye, experimental research. // Experiment in GeoSciences, 2012. V. 18. № 1. P.34.

МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОСТЕРСКОЙ ИНТРУЗИИ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ (СЕГОЗЕРСКО-ВЕДЛОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС, ВОДЛОЗЕРСКИЙ ДОМЕН, КАРЕЛИЯ) И ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Кучеровский Г.А.

ИГГД РАН, С.Петербург, zy92@yandex.ru

Водлозерский домен – крупный палео-мезоархейский фрагмент архейской коры Балтийского щита ([1], [2]) составляет ЮВ часть Карельской гранит-зеленокаменной области и характеризуется широким развитием пород, имеющих возраст цирконов (U-Pb) более 3.0 млрд. лет и неодимовый модельный возраст $T(DM)_{Nd}$ в интервале 3.3-3.4 млрд. лет [2-5]. К краевым частям домена приурочены разновозрастные зеленокаменные пояса. Характерной особенностью строения этих зеленокаменных поясов является наличие в них от двух до трёх этапов проявления магматической активности и в том числе базитового магматизма. Результатом первого этапа магматической активности является образование большого количества покровов коматиитов, базальтов, андезитов и комагматических им гипабиссальных интрузий с возрастом 3.02-2.91 млрд. лет [2]. Ко второму этапу относятся интрузии габбро, габбро-диоритов и габбро-анортозитов возраста 2.86-2.84 млрд. лет. Интрузии базитов второго этапа внедряются в деформированные и метаморфизованные породы раннего этапа и содержат их в виде ксенолитов.

Настоящая работа посвящена исследованию интрузий габбро-анортозитов Остерской зеленокаменной структуры расположенной на западной окраине Водлозерского домена.

В строении Остерской структуры выделяется два комплекса [6]. К нижнему комплексу относят метабазальты, метаандезиты, и плагиограниты и секущие их интрузии габбро-анортозитов. Верхний комплекс сложен теригенными породами, субвулканическим комплексом пород средне-кислого состава и прорывается гранитоидами и телами базитов и ультрабазитов.

Интрузии габбро-анортозитов находятся в западной части структуры, где слагают два массива размером 2*2 и 2*1 км, в толще вмещающих метаандезитов. Породы представлены крупно- и среднезернистым габбро, габбро-анортозитами и габбро-диоритами серого цвета с габбровой структурой, сложены зональным (№ 74-64) и однородным (№ 56-50) плагиоклазом и роговой обманкой с реликтами диопсида. Химический состав этих пород характеризуется при SiO₂ – 49-51 %, высокой магнезиальностью ($mg = 0.63-0.71$), низким содержанием титана (не более 0.5 % TiO₂), высоким содержанием глинозёма (17.5-21.5 % Al₂O₃) и кальция (9-12 % CaO). Так же для породы характерно повышенное содержание натрия (1.9-3.7 % Na₂O). Содержание стронция варьирует в пределах 164-342 ppm, иттрия – 5-13 ppm, циркония – 15-17 ppm, бария – 141-18 ppm, 126-549 ppm, 82-270 ppm. Спектр распределения РЗЭ для габбро-анортозитов имеет дифференцированный характер, причём (La/Sm)_n = 5-7, (Gd/Yb)_n = 1. Так же для породы характерны положительная европиевая ((Eu/Eu*)_n = 1.5) и отрицательная ниобиевая ((Nb/La)_n = 0.2) аномалии.

Было проведено изучение цирконов из габбро-анортозитов, а также их датирование с помощью современных локальных изотопно-геохронологических методов исследования единичных зёрен циркона. Изучение цирконов проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb методом на приборе SIMS SHRIMP-II. Метод описан в работе [3]. Из породы выделен один тип зёрен циркона (рис. 1, 2).

Цирконы представлены крупными (100-200 мкм) зёрнами идиоморфного габитуса. Зёрна слабо удлинённые, часто раздроблены, иногда незначительно трещиноваты. Все зёрна однородны и не имеют признаков наличия более древних ядер. В катодолюминесцентных изображениях видна осцилляторная зональность. Содержания урана в исследуемых цирконах варьирует от 51 до 273 ppm, тория –

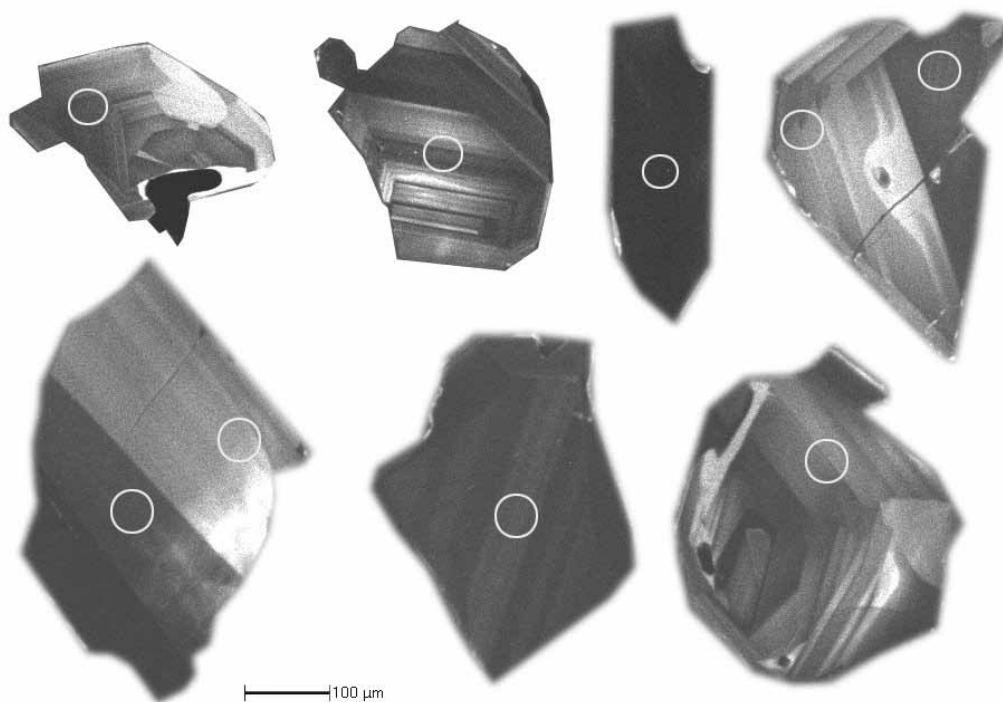


Рис. 1. Католюминесцентные изображения исследуемых цирконов.

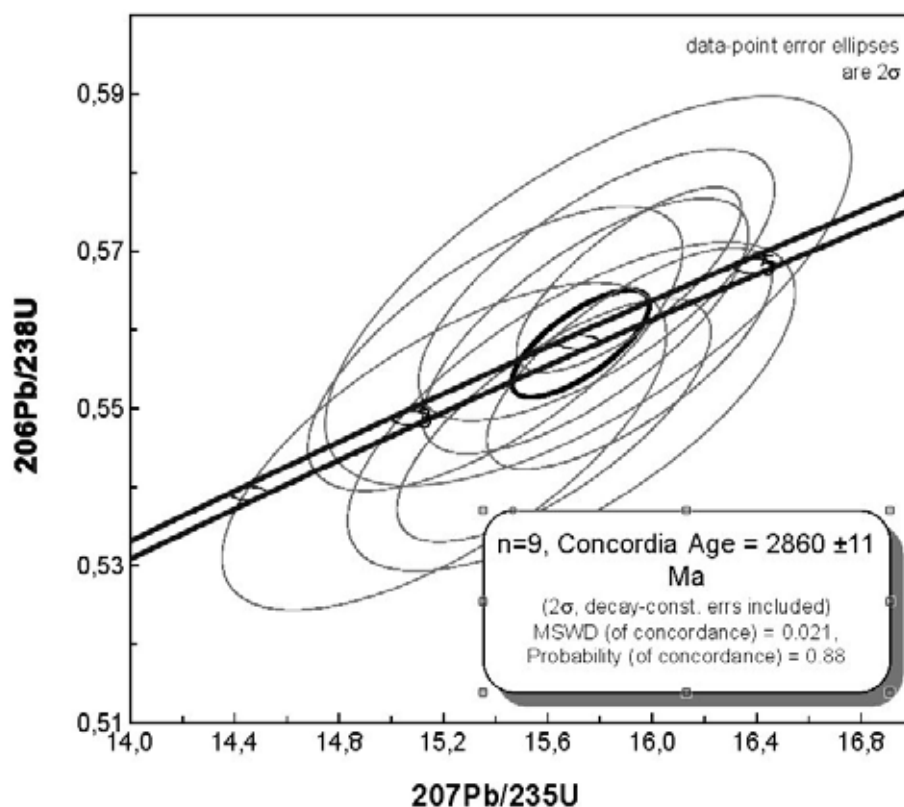


Рис. 2. Полученная конкордия.

от 39 до 288 ppm. Отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ изменяется в пределах от 0.5 до 1. Все девять проанализированных зёрен дали конкордантное значение возраста, в результате возраст породы был определён равным 2860 ± 11 млн. лет, при СКВО = 0.02.

Для подтверждения магматического происхождения зёрен цирконов в них были проанализированы содержания редкоземельных элементов. Анализ производился на приборе Cameca IMS-4F

в Институте Микроэлектроники и Информатики РАН. Исследованные цирконы обогащены тяжёлыми РЗЭ ($(\text{Lu/La})_n = 3000-4000$) и в них присутствует ярко выраженная положительная цериевая аномалия ($(\text{Ce/Ce}^*)_n = 12-26$), что указывает на их магматическую природу. Следовательно полученный возраст интерпретируется нами как возраст кристаллизации массивов.

С целью определения условий образования исходного расплава интрузий габбро-анортозитов было проведено численное моделирование их химического состава. За основу была взята рифтогенная модель Эшвела, предложенная им для анортозитовых интрузий зеленокаменных поясов [7]. Данная модель была выбрана потому, что описанные Эшвелом архейские анортозитовые интрузии занимают сходное геологическое положение с Остерсокой габбро-анортозитовой интрузией: в обоих случаях интрузии внедрялись в супракрустальные породы зеленокаменного пояса на позднем этапе его образования. Модель Эшвела предполагает образование анортозитовых магм в две стадии. В первую стадию при частичном плавлении мантийного субстрата образуется расплав коматиитового состава, во вторую стадию в промежуточной магматической камере происходит фракционирование оливина и ортопироксена, вследствие чего расплав становится более кислым и приобретает высокие концентрации глинозёма.

Изучение химического состава габбро-анортозитов позволяет сделать следующие выводы. Высокая магнезиальность габбро-анортозитового расплава говорит о его мантийном происхождении, гадолиний-иттербиевое отношение говорит о том, что в процессе фракционирования не принимал участие гранат ($P < 10$ КБар), отрицательное значение ξNd (-1.2) и низкое лантан-ниобиевое отношение указывают на контаминацию расплава коровым веществом.

Для расчёта количественной модели образования исходного расплава в качестве исходного субстрата (источника плавления) был выбран гранатовый лерцолит, состоящий на 60 % из оливина, 20 % ортопироксена, 10 % клинопироксена и 10 % из граната. Составы минералов использованные в расчётах были взяты из экспериментальной работы Вальтера [8] В результате расчётов, проведённых по главным и редким элементам можно предложить следующую модель: 23 % плавление гранатового лерцолита при давлении около 40 КБар, последующее фракционирование оливина (40 %) и ортопироксена (60 %) на 60 % в промежуточной камере при давлении менее 10 КБар и затем последующая 20 % контаминация полученного расплава тоналитом коры. В качестве контаминанта в расчётах был использован состав тоналита фундамента из соседнего района Палой Ламбы (обр. 132). В результате состав полученной модели габбро-анортозита незначительно отличается от состава реальных анализов породы, выходя за пределы вариаций химического состава только по содержанию натрия. Полученный в результате моделирования спектр распределения редкоземельных элементов также сохраняет все особенности спектра распределения редкоземельных элементов в реальных анализах пород интрузии (рис. 3).

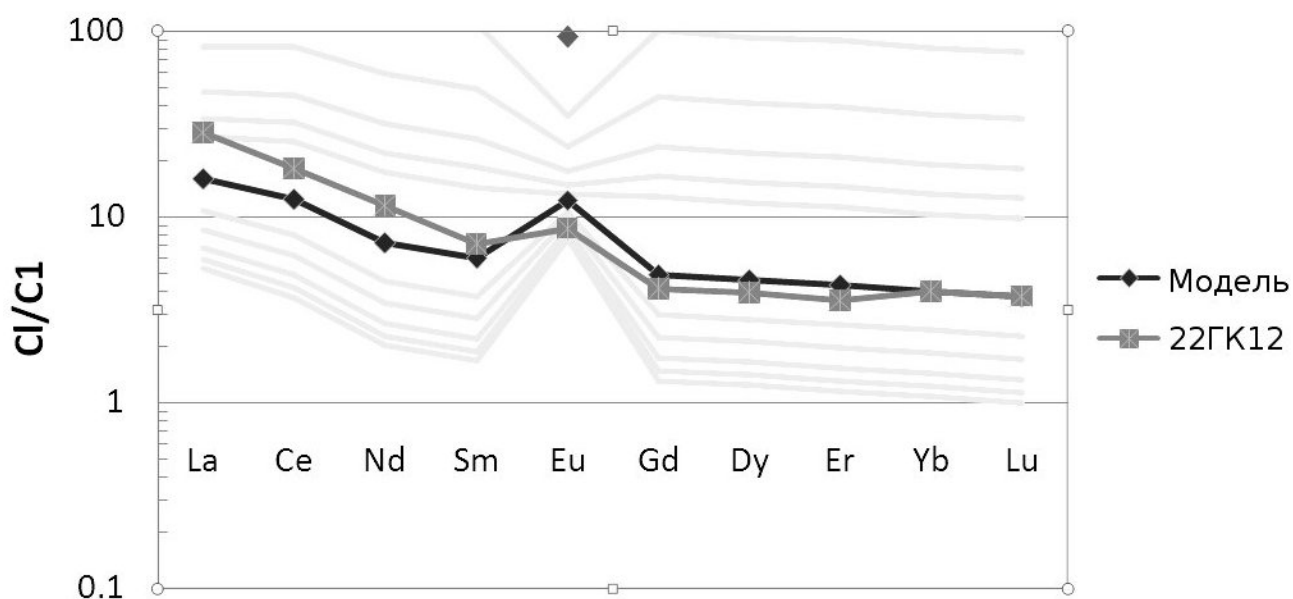


Рис. 3. Полученный спектр распределения РЗЭ.

Полученный в процессе численного моделирования результат позволяет говорить о правомочности применения двустадийной модели Эшвела к Остерской габбро-анортозитовой интрузии. Это, в свою очередь, позволяет предположить, что на поздней стадии развития Остерского зеленокаменного пояса происходило плавление мантийного вещества с образованием коматиитовых расплавов, и следовательно, на этом этапе мантия испытывала дополнительный приток тепла, возможно обусловленный плюмовой активностью. Кроме того, для этого участка земной коры в период 2.86 млрд. лет были характерны рифтогенные условия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 12-05-00678. Автор благодарит за помощь в проведении исследований и обсуждение полученных результатов Н.А. Арестову, В.П. Чекулаева и С.Г. Скублова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26-42.
2. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А. Глебовицкий. С-Пб.: Наука, 2005. 711 с.
3. Сергеев С.А., Бибикина Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Матуков Д.И. // Геохимия. 2007. № 2. С. 229-236.
4. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. № 2. С. 126-130.
5. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В., Кучеровский Г.А., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 1. С. 67-73.
6. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Гусева Н.С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Архейский магматизм СЗ окраины древнего Водлозерского домена, р-он оз. Остер (геология, геохимия, петрология) // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 138-167.
7. Ashwal L.D., Myers J.S. Chapter 8 Archean Anorthosites. In: K. C. Condie (Ed) Archean Crustal Evolution 1994. P. 315-355.
8. Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*. 1998. N. 39. P. 29-60.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ СТАНЦИЕЙ «ПЕТРОЗАВОДСК» ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ СОБЫТИЙ НА ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ И ЗА ЕЕ ПРЕДЕЛАМИ

Лебедев А.А.¹, Титова В.А.¹, Климовский А.В.²

¹ Институт геологии КНЦ РАН, stayxalert@gmail.com, v.mesher@list.ru

² ПГУ, Петрозаводск, klimava@gmail.com

Территория Карелии, как и весь Фенноскандинавский щит в целом, представляет собой область с проявлением слабой современной сейсмичности, в пределах которой интенсивность землетрясений обычно не превышает 2-3 баллов по шкале MSK-64. Однако макросейсмические данные свидетельствуют о проявлении в восточной части Фенноскандии землетрясений с интенсивностью 4-5 баллов, а по историческим данным установлено, что в западной части отмечено проявление землетрясений интенсивностью 7 и даже 8 баллов. Восточная часть Фенноскандинавского щита, куда относится территория Карелии, характеризуется низким уровнем сейсмичности, а сама сейсмологическая сеть состоит из пяти станций, с опорной сейсмостанцией «Петрозаводск», установленной в 2013 г. в Ботаническом саду ПетрГУ.

Сейсмичность Карелии считается незначительной и на картах землетрясений Фенноскандии прошлого века к востоку от государственной границы с Финляндией показываются единичные и притом только слабые события, как за период инструментальных наблюдений, так и за историческое время. В целом же частота землетрясений и их сила убывают с запада на восток и юго-восток и в пределах Карелии оказываются наименьшими. Также в силу исторических и экономических причин, территория Карелии не была обеспечена систематическими и целенаправленными наблюдениями на сейсмическими проявлениями [1].

Изучение же сейсмичности района делится на 3 этапа: изучение древнейших землетрясений, изучение исторических землетрясений, изучение инструментальных землетрясений. Первые в нашей ре-

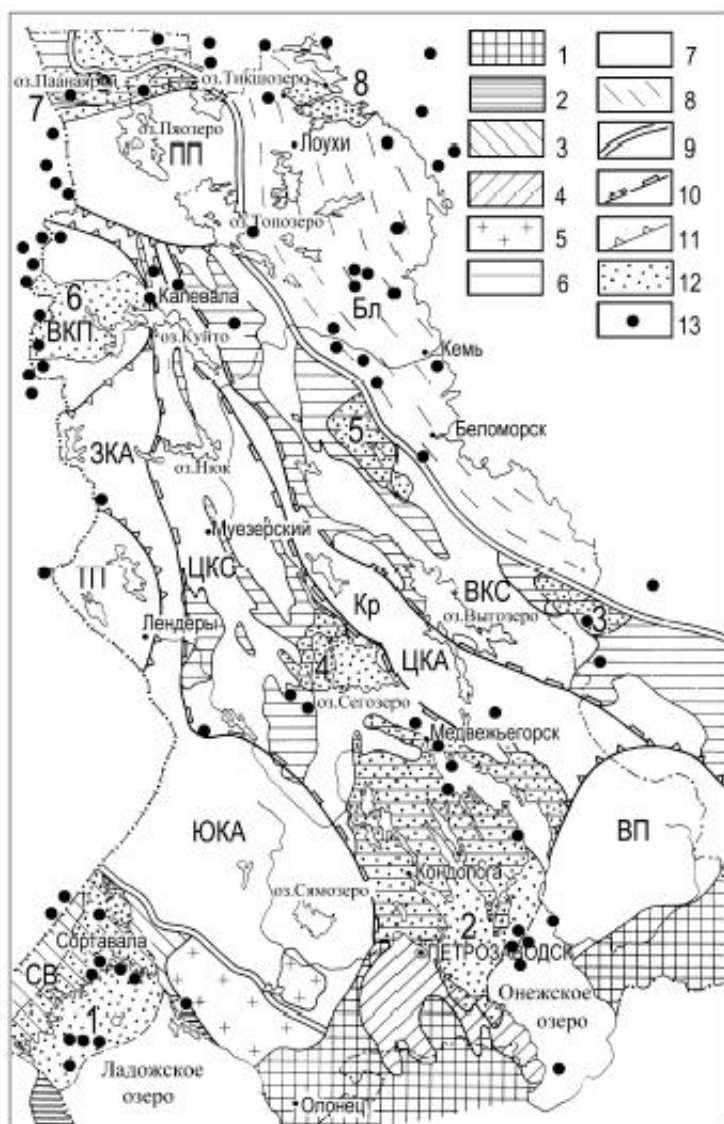


Рис. 1. Схема сопереженности палеосейсмогенных структур с древним структурным планом (по Ю. Сыстра, 1991).

Условные обозначения: 1 – палеозойский платформенный чехол, 2 – рифейские осадочно-вулканогенные комплексы ладожского грабена, Нижнепротерозойские структуры; 3 – свекофенский прогиб, 4 – вепсийская синклинали, 5 – массивы гранита рапакви, 6 – сумийские, саралийские, ятулийские наложенные прогибы, мульды, грабен-синклинали; 7 – архейский фундамент, 8 – складчатые структуры беломорид, 9 – границы структурных областей, 10 – границы структурных зон карелид, 11 – границы поднятий; 12 – участки развития палеосейсмодеформаций: 1 – Ладожская, 2 – Онежская, 3 – Нюхчинская, 4 – Сегозерская, 5 – Лехтинская, 6 – Куйтижская, 7 – Паанаярвинская, 8 – Беломорская; 13 – эпицентры современных землетрясений.

Для разделения природных и техногенных сейсмических событий широко распространен метод, использующий статистический подход, который позволяет разделять сейсмические события по таким параметрам, как время события и место проявления, а также по глубине сейсмического источника — взрыв происходит на поверхности, а естественное землетрясение происходит на большей глубине, чем техногенное. Сейсмические события, регистрируемые на территории Карелии: взрывы на карьерах республики и приграничных территорий, местные землетрясения, морозобойные удары.

24 мая 2013 г. в 09:53 по местному времени станциями было зарегистрировано сильное землетрясение магнитудой 8.2, произошедшее в Охотском море на глубине 601 км (рис. 4). На территории Карелии ощущались толчки интенсивностью 3.5-4 балла (магнитуда 2). Опасности для жителей республики нет, а повторения такого глубокофокусного землетрясения не ожидается, т. к. произошла разрядка

в республике начали проводиться в 1986 г. и были выделены 8 эпицентральных зон [2] с палеосейсмогенными структурами — Ладожская, Онежская, Нюхчинская, Сегозерская, Лехтинская, Калеваальская, Паанаярвская, Кандалакшская (рис. 1). Изучение геодинамического режима палеосейсмогенных и современных сейсмогенных структур позволило выявить сходство основных их особенностей.

Сейсмическая станция «Петрозаводск» 2013 г. расположена на базе геофизической обсерватории ПетрГУ. Кодовое имя в сети PTRZ. В настоящее время запущены и регистрируют события два типа сейсмоприемников: один из которых это новый для территории Карелии тип, широкополосный цифровой сейсмометр CMG-6TD, второй также компактный, широкополосный и высокочувствительный сейсмометр CMG-3ESP — оба являются разработкой Guralp Systems Ltd, Великобритания.

Сейсмологическая станция «Петрозаводск» на данный момент подходит для проведения мониторинговых сейсмологических наблюдений природной и техногенной событий на территории Карелии, благодаря своему расположению относительно основных горнодобывающих, промышленных и геологических объектов. Наличие непрерывной передачи данных в прямом времени в лабораторию геофизики ИГ КарНЦ РАН и их последующей обработкой, построение ежедневных волновых форм (dayplot) с целью визуального и аналитического контроля регистрируемых станцией событий (рис. 3), при этом регистрируя телесеизмические землетрясения и слабые региональные события. Обработка сейсмических данных производится с помощью программного комплекса WSG, который является совместной разработкой Геофизической службы РАН (ГС РАН) и ООО «НПП Гео-

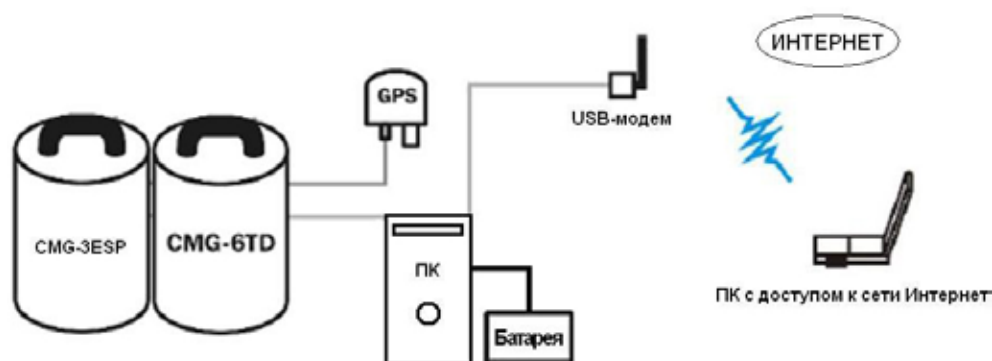


Рис. 2. Схема передачи данных от станции «Петрозаводск» до центра обработки в 2013 г.

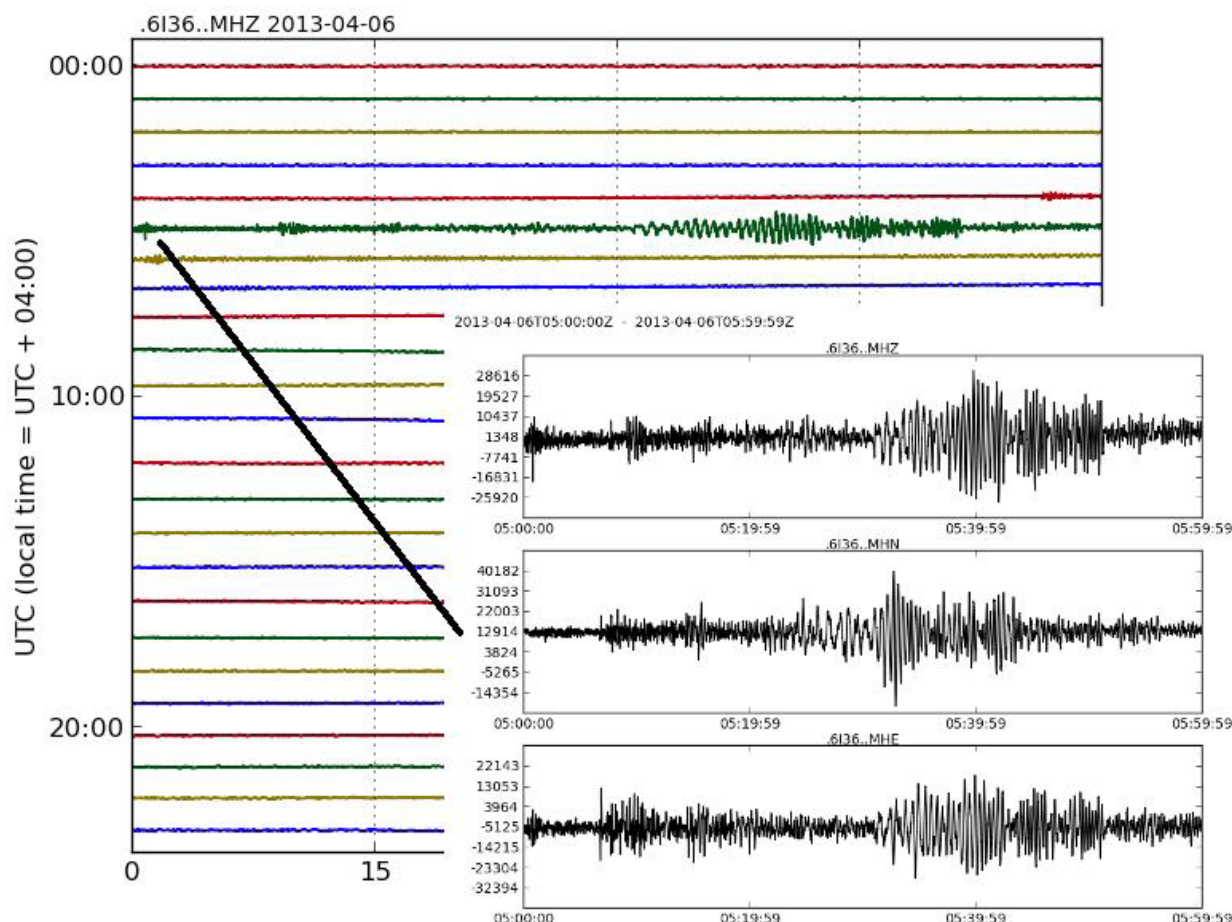


Рис. 3. Пример dayplot зарегистрированного события 06/04/2013, Индонезия, М 7.0.

напряженного состояния литосферы Дальневосточного региона. Обработка события была произведена по опорной станции PTRZ.

Эпицентр землетрясения находился в точке с координатами 54.86° с. ш. 153.41° в. д. в акватории Охотского моря у западного побережья полуострова Камчатка, в 560 км к западу от Петропавловска-Камчатского. Гипоцентр подземного толчка находился на глубине около 600 км. Угроза цунами не ожидается. Из-за большой глубины очага, землетрясение ощущалось на большей части территории России, особенно на верхних этажах высотных зданий, при этом в некоторых крупных городах люди были эвакуированы из таких зданий.

Карельская сейсмологическая сеть, состоящая на данный момент из пяти сейсмостанций, расположена на уникальном для территории России, и мира в целом, древнем Фенноскандинавском щите. Территория Карелии занимает его восточную часть и в связи с незначительной мощностью осадочного чехла, а в каких-то местах и его полного отсутствия, это позволяет развернуть целый полигон для наблюдений как природной, так и техногенной сейсмичности. Сейсмическая опасность республики Карелия,

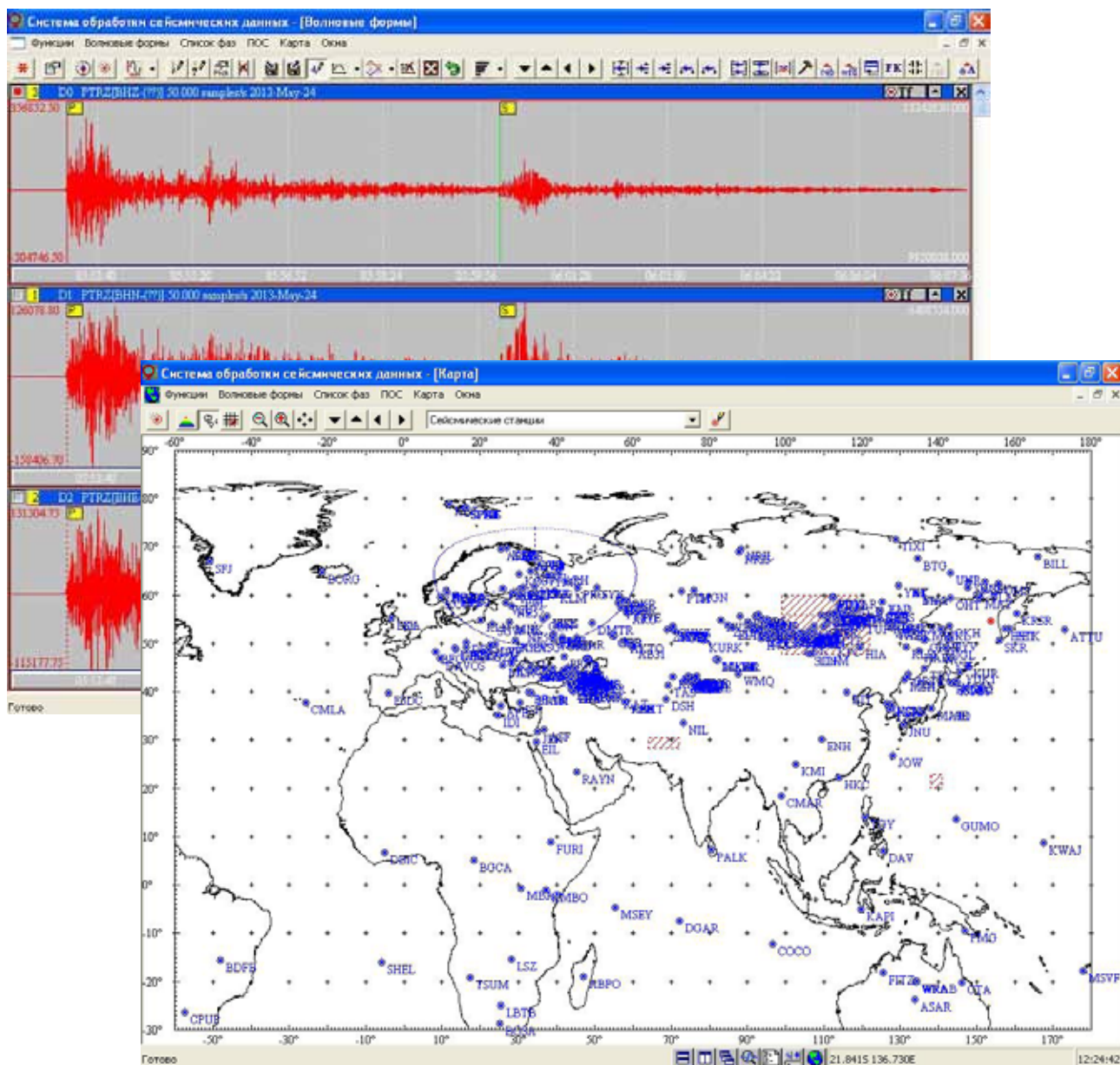


Рис. 4. Землетрясение в Охотском море 24/05/2013, зарегистрированное станцией PTZR.

определяется уровнем сейсмической активности в пределах палеорифта Кандалакша-Двина и Ладожско-Ботнической шовной зоны, которые протягиваются, как установлено, на расстояние до 500 км в северо-западном направлении с максимально возможной магнитудой событий 5. Протяженный глубинный разлом разделяет Беломорский и Карельский геоблоки [3]. Именно к этой зоне в последние века приурочены сильнейшие землетрясения Карельской части щита (с интенсивностью до 8 баллов). Восстановленная в 2013 г. сейсмостанция «Петрозаводск» является опорной для всей группы станций, и оперативная обработка событий производится по данным, полученным в реальном времени именно с нее.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.
2. Лукашов А.Д. Неотектонические движения // Геология Карелии. 1987. С. 125-129.
3. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина // Землетрясения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 381 с.

РТ-УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПИРОКСЕНИТОВ В СОСТАВЕ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Максимов О.А.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, olemaximov@mail.ru

Беломорский подвижный пояс – одна из наиболее сложных структур Фенноскандинавского щита, что во многом определяется длительным полициклическим развитием земной коры этой провинции. В его пределах был установлен древнейший в мире архейский комплекс, который содержит эклогиты [1]. Гридинский эклогитсодержащий комплекс – важнейший объект для изучения геодинамических процессов в архее. Он представляет собой интенсивно мигматизированный меланж, в значительной степени преобразованный наложенными процессами деформаций и метаморфизма. Матрикс меланжа сложен метаэндербитами, гнейсами и гнейсогранитами [2]. Обломочная составляющая представлена неравномерно распределенными в матриксе многочисленными телами линзовидной либо угловатой формы. В гридинском меланже выделяются области пород с высокой концентрацией обломочного компонента. Эти узкие вытянутые зоны простираются в северо-западном направлении. Значительная доля изученных обломков сложена породами основного состава, преобразованными эклогитами, амфиболитами и габброидами. Менее распространены обломки пироксенитов, цоизитов, кианит-гранат-биотитовых гнейсов.

Данная работа посвящена минералого-петрологическому изучению метапироксенитов Гридинского эклогитсодержащего комплекса, с целью воссоздания этапов метаморфической эволюции пород.

Остров Прянишная луда (рис. 1) расположен в 3 км к югу от с. Гридино. Основную часть острова слагают серые среднезернистые метаэндербиты, среди которых обнаруживаются многочисленные ксенолиты линзовидной формы. Для северной и южной частей острова характерно наличие цепочек

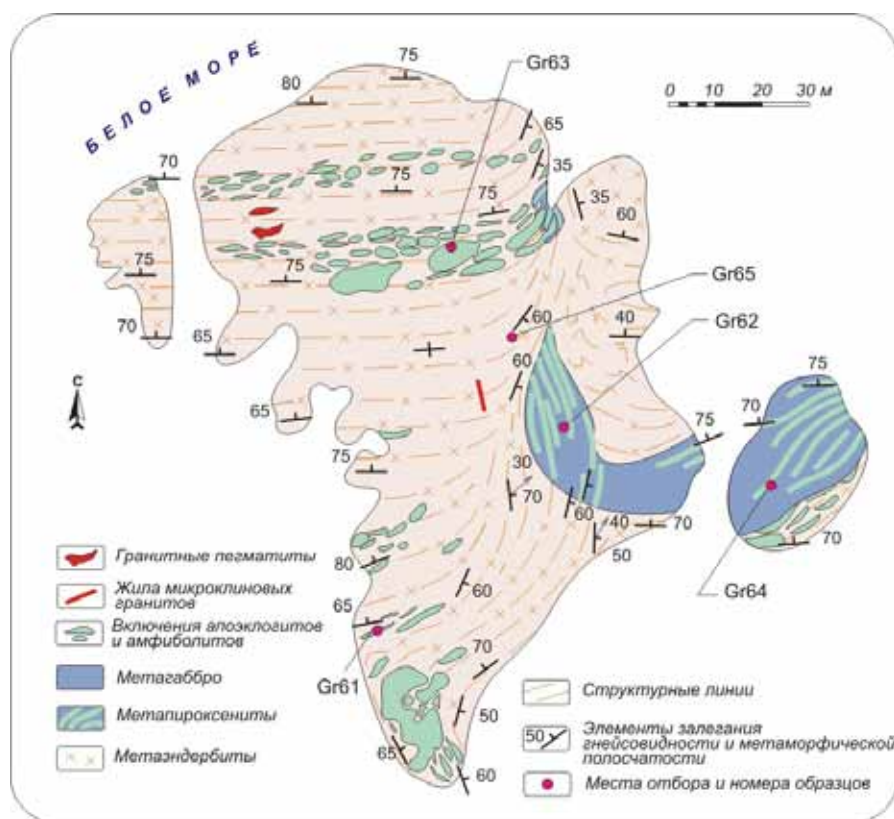


Рис. 1. Схема геологического строения о. Прянишная луда (составил Сибелев О.С.).

линзовидных обломков, которые представлены амфиболитами и апоэклогитами. Объектом настоящего исследования является крупное (75×25 м) тело габбро-норитов в восточной части острова. Сложное мозаичное строение тела обусловлено дезинтеграцией вещества под влиянием неоднократного внедрения мигматитовых инъекций эндербитового материала. В центральной части встречаются крупные

(3-5 м) угловатые обломки преимущественно габброидного состава. На границе с вмещающими породами обнаружены обломки эллипсовидной формы (размеры не превышают 1 м), которые по составу отвечают метапироксенитам.

Ранее исследовалась центральная часть тела габброидов [3]. По симплектитовому Grx-P1 [4] характеру основной массы и находкам включений клинопироксена в гранате с содержанием жадеитового компонента до 42 %, установлен высокobarический режим метаморфической переработки габброидов. Однако меньшее внимание было уделено метапироксенитам в краевой части тела. Наличие гранат-ортопироксеновой минеральной ассоциации в этих породах является перспективной для определения РТ-параметров метаморфизма породы, именно поэтому гранатопироксениты стали предметом пристального изучения.

Гранатопироксениты. Массивная среднезернистая порода темно-зеленого цвета с включениями розового граната. Структура гетеробластовая, пойкилобластовая. Порода имеет преимущественно гранат-ортопироксеновый состав, причем в ходе исследования обнаружены непосредственные контакты их зерен без каких-либо реакционных соотношений (рис. 2 А). Вторичные минералы представлены амфиболом, биотитом, плагиоклазом и кварцем.

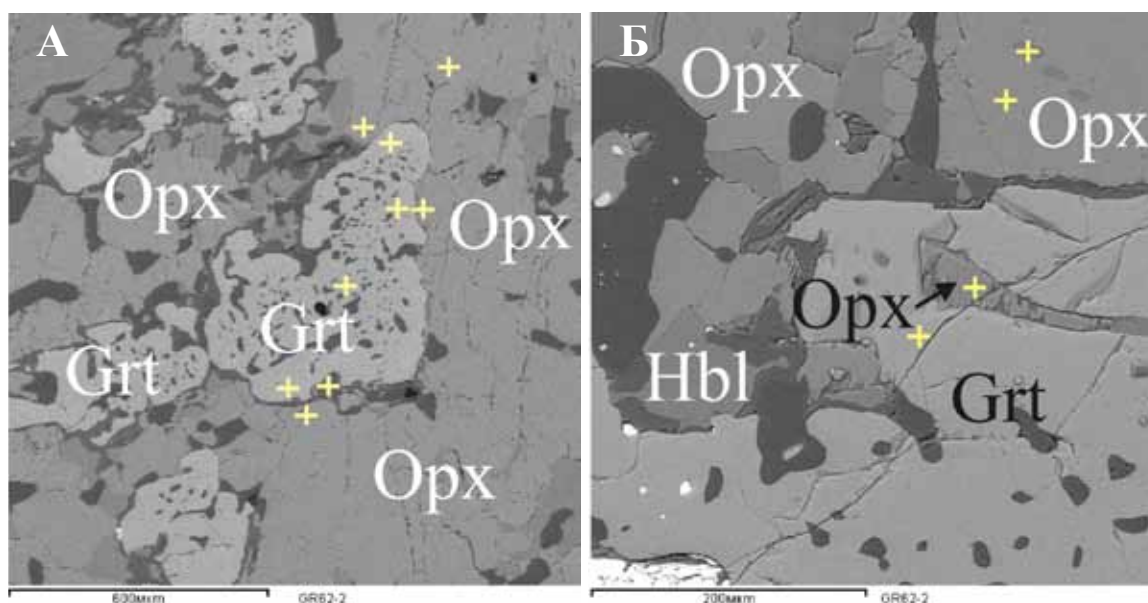


Рис. 2. А – Прямой контакт пойкилобласта граната и ортопироксена. Б – Включение ортопироксена в краевой части граната (изображения в отраженных электронах; крестами обозначены точки определения химического состава минералов).

Гранат встречается в виде крупных (до 3 мм) порфиробластов с обилием включений. В центральной части содержится множество мелких зерен кварца и плагиоклаза. По мере приближения к краевой части их количество сокращается, однако появляются включения ортопироксена (рис. 2 Б), магнезиальной роговой обманки и единичные зерна диопсида (содержание жадеитового компонента до 7 %). Крупные кристаллы граната обладают слабовыраженной химической зональностью. На границе кристаллов граната довольно часто прослеживается узкая кварцевая либо плагиоклазовая кайма.

Кристаллы ортопироксена (до 5 мм) обычно имеют неправильную форму с сохранением частей вытянутых идиоморфных граней. Следует отметить довольно крупные (до 0.7 мм) включения магнезиальной роговой обманки, кварца и плагиоклаза в краевой части. Согласно международной классификации I.M.A [5] ортопироксены соответствуют энстатиту (железистость 29-32 %).

Амфибол в породе является поздним минералом, на это указывает его гипидиоморфная форма зерен в матриксе. Встречается в виде включений в краевой части зерен граната и ортопироксена (в форме прорастаний?), а также образует каймы на границе ортопироксена и граната. Согласно классификации Б. Лика и др. (1997) изученные зерна попадают в поле магнезиальной роговой обманки и эденита.

Термобарометрия. Определение параметров метаморфизма является первостепенной задачей для установления этапов преобразования метапироксенитов. По равновесным минеральным ассоциациям, используя зональность кристаллов и включения в них, можно реконструировать Р-Т параметры метаморфического преобразования породы. Для оценки РТ-условий метаморфизма метапироксенитов использовались Grt-Opx геобарометр и геотермометр Harley [6] и Grt-Opx термобарометр Aranovich,

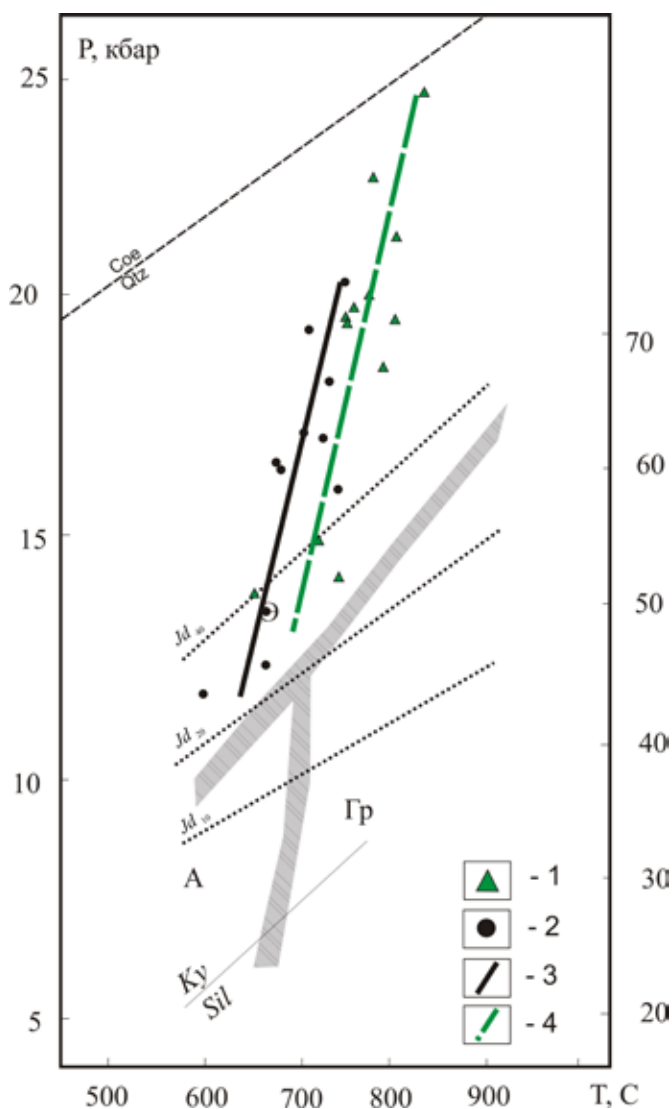


Рис. 3. РТ-диаграмма эволюции метапироксенитов.

1, 2 – точки термобарометрических расчетов для Орх-Грт минеральной ассоциации (1 – Harley, 1984; 2 – Aranovich, Podlesskii, 1989); 3, 4 – тренд вариации условий образования для пары Грт-Орх (3 – Aranovich, Podlesskii, 1989; 4 – Harley, 1984). Изоплеты равных содержаний Jd в Срх приведены по: Holland, 1980; линия Ky-Sil по: Holland, Powell, 1990; линия Coe-Qtz по: Bohlen, Boettcher, 1982; границы эклогитовой (Э), гранулитовой (Гр) и амфиболитовой (А) фаций по: Cloos, 1993 [8-11].

Podlesskii [7]. В термобарометрии использовались химические составы краевых частей кристаллов (рис. 2), которые имеют прямой контакт друг с другом. Расчет химического состава минералов осуществлялся на микроанализаторе INCA Energy-350 на базе сканирующего микроскопа VEGA II LSH (Оператор А.Н. Сафронов).

В результате проведенных расчетов было установлено, что РТ-параметры метаморфизма большинства составов из краевой области имеют значительные вариации (рис. 3): 1) $P = 12.5-20.3$ кбар и $T = 660-750$ °С по Harley; 2) $P = 14.1-24.5$ кбар и $T = 722-830$ °С по Aranovich, Podlesskii. Наличие высоких показателей температуры и давления, является прямым доказательством того, что формирование минерального парагенезиса Грт-Орх происходило в условиях эклогитовой фации. Рост краевой части минералов, возможно, происходил на этапе ретроградного метаморфизма породы во время эксгумации обломков со снижением РТ-условий.

Таким образом, получены две независимые, достаточно близкие по значениям, оценки РТ-параметров метаморфизма по методам Harley и Aranovich, Podlesskii. В обоих случаях расчеты показали высокие давления (до 24.5 кбар) и температуры (до 830 °С) образования гранат-ортопироксеновой минеральной ассоциации. Из выше сказанного можно сделать вывод, что образование гранатовых ортопироксенитов происходило в условиях эклогитовой фации при наличии РТ-параметров метаморфизма близких к области перехода кварц-коэсит.

Автор благодарит О.И. Володичева, О.С. Сибелева за помощь в проведении исследования.

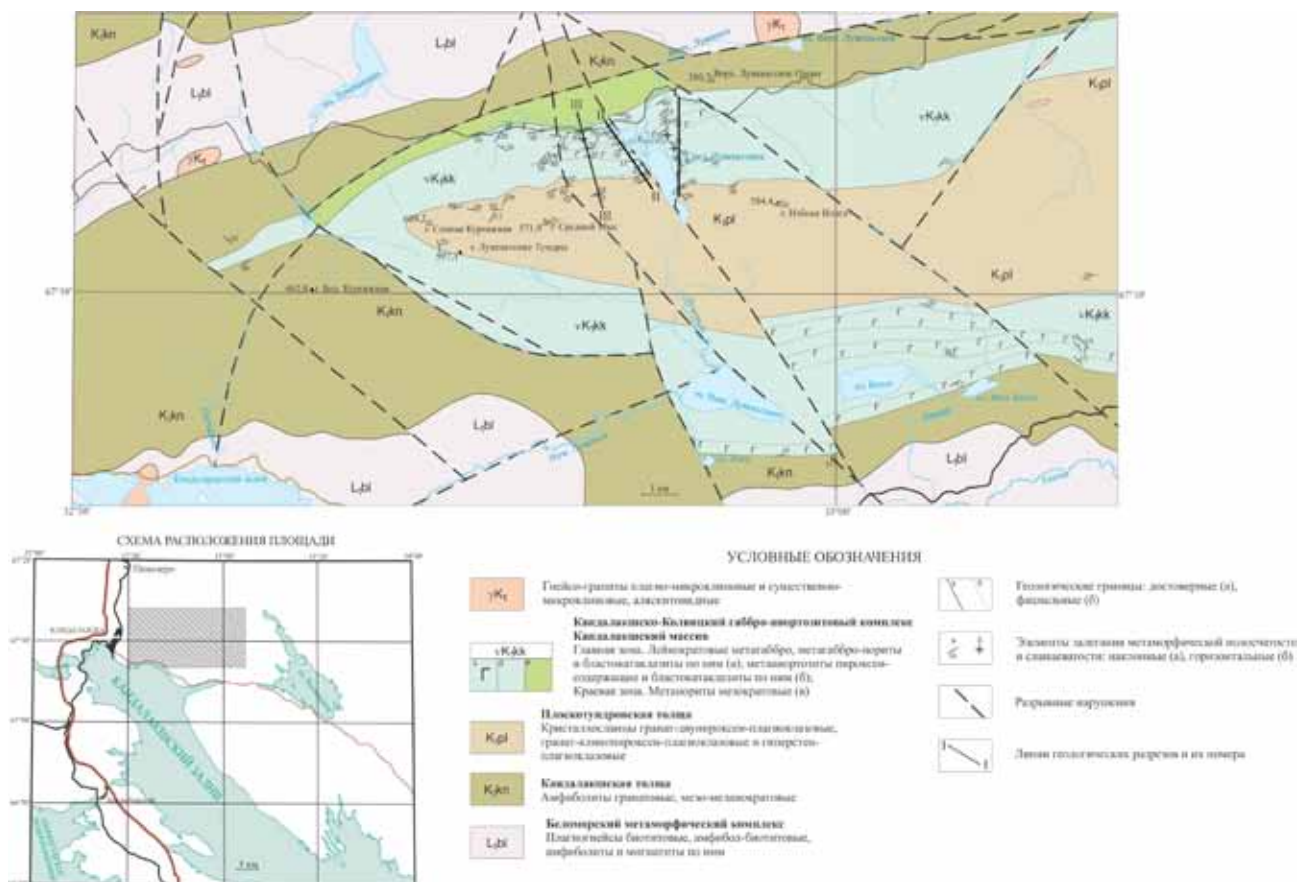
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Володичев О.И., Слабунов А.И. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004. С. 609-629.
2. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
3. Володичев О.И., Слабунов А.И. Суперпозиция двух возрастных и генетических групп эклогитов в районе с. Гридино Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Матер. науч. конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск, 2011. С. 46-48.
4. Kretz R. Symbols for rock-forming mineral // American Mineralogist, 1983. V. 68. P. 277-279.
5. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K. and Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // American Mineralogist, October 1988. V. 73. P. 1123-1133.
6. Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // J. Petrol., 1984. V. 25 (3). P. 665-696.

- # КАНДАЛАКШСКИЙ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ МАССИВ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ

² ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Кандалакшский массив габбро-анортозитов является частью Кандалакшско-Колвицкого габбро-анортозитового комплекса и расположен в юго-восточной части Кольского полуострова. Он приурочен к фрагменту, вероятно, некогда единого Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса и находится на крайнем северо-западе входящей в его состав Кандалакшско-Колвицкой зоны. Массив залегает на



69

породах кандалакшской толщи, представленной преимущественно гранатовыми амфиболитами и перекрывается гранат-пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами плоскотундровской толщи. Он представляет собой пластинообразное тело, деформированное в синформную складку и имеет субширотное простирание. Общая длина массива составляет 28 км. В процессе полевых работ сезона 2013 г. была изучена западная, большая его часть протяженностью 25 км. В плане массив образует два крыла мощностью от 0.5 до 4 км субширотного простирания, образующих центриклинальное замыкание на западе (рис. 1).

Геологическое строение и петрографическая характеристика массива

В строении Кандалакшского массива участвуют краевая и главная зоны. Фрагмент краевой зоны был выявлен в северной части северного крыла (приблизительно в 2-3 км от западного берега оз. Урси́ха на северо-запад) в обнажении, размеры которого составляют порядка 2.5×6 м. Здесь был выявлен контакт между породами краевой и главной зон массива. Краевая зона представлена массивными и рассланцованными ортоамфиболитами, протолитом которых, по-видимому, служили либо мезократовые нориты, либо габбро-нориты. В зоне контакта с породами главной зоны мощностью 0.3-0.5 м ортоамфиболиты становятся более тонко рассланцованными. Непосредственный контакт резкий, слабо извилистый, ориентирован в северо-восточном направлении с падением на юг под углом 80-85°. Порода́ы главной зоны на контакте также рассланцованы в зоне мощностью 0.3-0.5 м, постепенно переходя в сравнительно массивные разновидности. Эти наблюдения свидетельствуют о тектонизированном характере контакта между породами краевой и главной зон.

Главная зона составляет большую часть объема интрузии. В целом, породы этой зоны слабо дифференцированы - в основном она выполнена анортозитами с прослоями лейкократовых габброидов, в различной степени испытавших изменения, выраженные в метаморфизме, катаклазе, милонитизации. Несмотря на значительную степень преобразования пород главной зоны, в пределах последней встречаются фрагменты относительно свежих пород, несущих в себе признаки исходного вещества и сохранившие реликты первичных структур. К таким образованиям относятся лейкогаббро, мезократовые нориты, лейкократовые оливиновые габбронориты, в которых оливин практически нацело замещен боулингом но с сохранившимися орто- и клинопироксенами, а также гранатовые габбронориты с коронитовыми микроструктурами, сходными с таковыми в друзитовых габброидах.

Петрохимическая характеристика пород

В основу петрохимической характеристики пород Кандалакшского габбро-анортозитового массива были положены результаты химического анализа 23 проб основных породных разновидностей массива. Для сравнительного анализа были привлечены данные по химическому составу пород некоторых архейских (Потчеварек, Цагинский, Ачинский) и палеопротерозойских (Колвицкий, Волчье-тундровский, Пыршин-Уайвиш) анортозитовых интрузивов Кольского региона [Химические анализы..., 1982].

На классификационной диаграмме SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) фигуративные точки пород Кандалакшского массива расположились в полях как субщелочных габброидов, так и габброидов нормального ряда (рис. 2). Для эволюции состава пород характерно отчетливое увеличение содержания суммы щелочей по мере возрастания содержания кремнезема.

На диаграмме АФМ фигуративные точки пород Кандалакшского массива полностью располагаются в поле пород известково-щелочной серии. Они характеризуются значимым трендом, который выражается в уменьшении доли магния и железа (от 40 до 5-15 отн. %) и увеличении доли щелочей (от 10 до 80 отн. %).

Помимо вышеназванных диаграмм, были построены бинарные диаграммы Al_2O_3 -оксиды. Привлечение этих диаграмм в качестве петрохимической характеристики пород Кандалакшского габбро-анортозитового массива связано с наиболее значительными вариациями содержания глинозема в породах массива (содержание Al_2O_3 колеблется в диапазоне 17.65-30.35 мас. %) по сравнению с такими оксидами, как MgO (0.29-9.88) и SiO_2 (45.89-52.40). Производилось сравнение изменения петрогенных компонентов ($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$, TiO_2 , SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, MgO , CaO) относительно вариаций содержания глинозема. Исходя из полученных данных породы Кандалакшского массива по мере увеличения содержаний глинозема характеризуются закономерными снижениями содержаний $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ и MgO , слабо повышенными содержаниями CaO и практически не меняющимися содержаниями SiO_2 , TiO_2 и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$.

Породы Кандалакшского массива обнаруживают наибольшее сходство состава с палеопротерозойскими анортозитовыми массивами, особенно с полями фигуративных точек Колвицкого массива

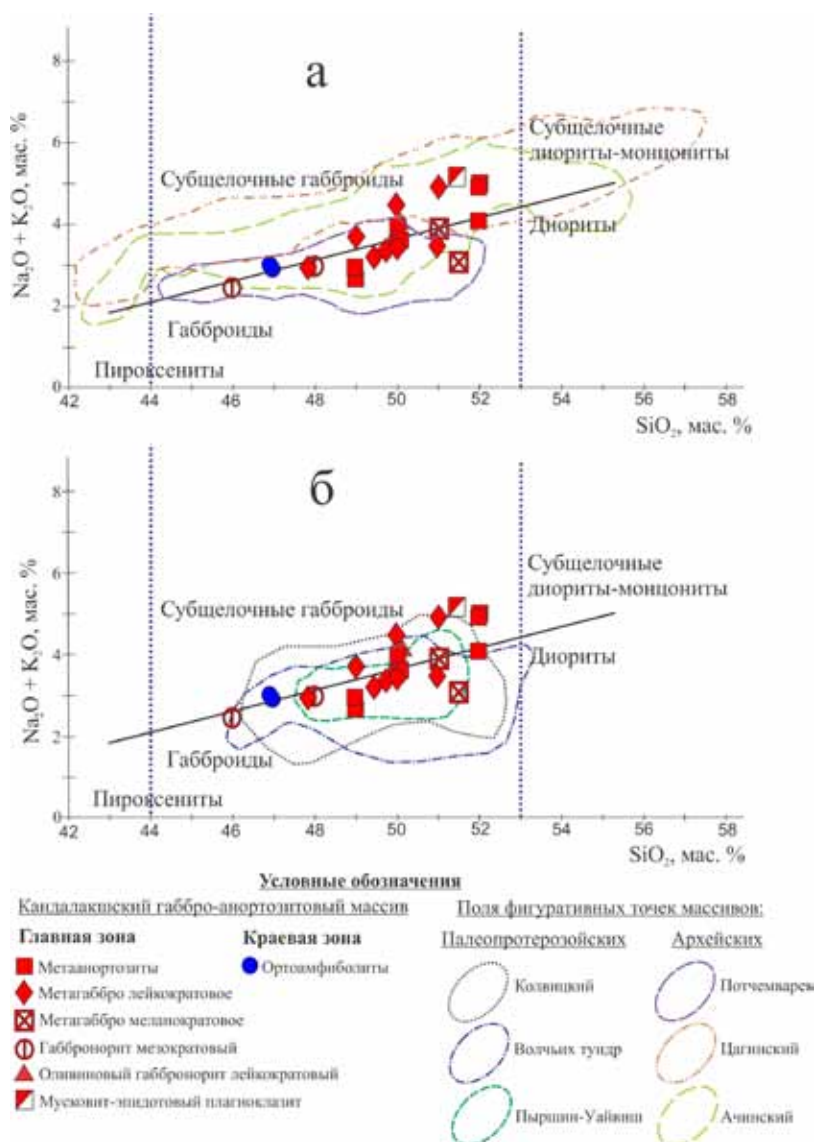


Рис. 2. Диаграмма SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) пород Кандалакшского габбро-анортозитового массива, архейских (а) и палеопротерозойских (б) анортозитовых интрузий Кольского региона.

став граната, который образует в основном коронитовые каймы на границе пироксены-плагиоклаз, характеризуется закономерным возрастанием доли пиропового минала от лейкогаббро (22.9 %) до норитов (36.7 %) и габброноритов (44.0 %) при переменных содержаниях альмандинового и гроссулярового компонентов. Плагиоклаз из лейкогаббро соответствует лабрадору (An_{58}), а в габброноритах и норитах его состав отвечает андезину (An_{43} и An_{46} соответственно).

На основании полученных данных была предпринята попытка оценить температуру кристаллизации массива. Для этого были использованы двупироксеновый термометр Л.Л. Перчука [Перчук, 1977], гранат-ортопироксеновый термометр Т. Мори и Д. Грина [Mori, Green, 1978], а также два «монопироксеновых термометра» [Перчук, 1977]. Результаты определения температур представлены в таблице 1.

Таблица 1. Результаты определения температур кристаллизации пород Кандалакшского габбро-анортозитового массива.

Термометры/порода	Температура, °C
Двупироксеновый/габбронорит	971.74
Монопироксеновый (ромбический пироксен)/гиперстен	1045.99
Монопироксеновый (моноклинный пироксен)/диопсид	1100.85
Гранат-ортопироксеновый/норит	959.62

и массива Пыршин-Уайвиш, тогда как поле Волчегундровского массива характеризуется несколько пониженным содержанием щелочных компонентов (рис. 2).

При этом породы Кандалакшского массива значительно отличаются от полей фигуративных точек полей составов некоторых архейских анортозитов. В частности, поля Цагинского и Ачинского массивов образуют протяженные области от пироксенитов до диоритов и субщелочных монзонит-диоритов, и характеризуются повышенной щелочностью, тогда как поле фигуративных точек массива Потчеварек близко к Кандалакшскому массиву, незначительно отличаясь пониженной щелочностью (рис. 2).

Составы породообразующих минералов и оценка температуры формирования массива

Были выполнены микрозондовые анализы породообразующих минералов трех относительно свежих пород: лейкогаббро, норитов и габброноритов.

Клинопироксен из лейкогаббро и габброноритов по составу соответствует диопсиду: $(\text{En}_{39.5}\text{Wo}_{48.5}\text{Fs}_{12.0})$ и $(\text{En}_{44.1}\text{Wo}_{47.1}\text{Fs}_{8.8})$, соответственно. Ортопироксен соответствует бронзиту в габброноритах $(\text{En}_{81.0}\text{Wo}_{0.6}\text{Fs}_{18.4})$ и гиперстену в норитах $(\text{En}_{66.8}\text{Wo}_{0.4}\text{Fs}_{32.8})$, со-

Полученные результаты позволяют предположить, что кристаллизация Кандалакшского массива происходила в диапазоне температур 960-1100 °С, составляя в среднем 1020 °С.

Благодарности

Авторы выражают свою признательность Е.Э. Савченко за выполнение микрозондового анализа породообразующих минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Химические анализы базит-гипербазитовых комплексов докембрия Кольского п-ова / отв. ред. Горбунов Г.И. Апатиты: Изд-во КолФАН СССР, 1982. 216 с.
2. Перчук Л.Л. Усовершенствование глубинного геотермометра для глубинных перидотитов / Докл. АН СССР, 1977. Т. 233. № 3. С. 456-459.
3. Mori T., Green D.H. Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites / J. Geol., 1978. V. 86. P. 83-97.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ТУЛОМСКОЙ, ЛОТТИНСКОЙ И КОЛЬСКОЙ ДЕПРЕССИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА МУРМАНСКОГО РЕГИОНА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ-ГОЛОЦЕНЕ

Толстобров Д.С., Алексеева А.Н.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Введение

На протяжении более полувека в долинах рек Тулома, Лотта и Кола проводятся исследования четвертичных отложений для восстановления палеогеографической обстановки. Исследователи отмечали сложные взаимоотношения морских и континентальных осадков, при этом предлагая различные картины развития территории. В данной работе приводится анализ результатов предыдущих палеогеографических реконструкций и новых данных, полученных в последнее время при изучении донных отложений в котловинах малых озер, расположенных в долинах рек Тулома, Лотта и Кола.

История палеогеографического изучения Туломской, Лоттинской и Кольской депрессий

Изучением палеогеографии в долинах рек Лотта, Тулома и Кола занимались Горецкий Г.И. [1], Никонов А.А. [2], Лаврова М.А. [3] и др. Для палеогеографических реконструкций изучались рыхлые отложения и береговые формы (валы, террасы), сформированные в позднеледниковье и голоцене. В результате всех исследований было установлено, что территория севера Русской Лапландии в поздне- и послеледниковье неоднократно покрывалась морскими водами. Верхняя морская граница в долине р. Лотта достигала 120 м, в долине р. Тулома 110 м. В долине р. Кола также отмечались береговые формы и осадки аналогичные найденным в Туломской депрессии. Однако Горецкий Г.И. [1] указывает на пресноводный характер бассейна, а Никонов А.А. [2] и Лаврова М.А. [3] отмечают находки морских диатомей в осадках, что свидетельствует о проникновении моря вглубь континента и по Кольской депрессии.

В 2005 г., используя метод изолированных бассейнов [4], для установления амплитуды и времени позднеледниковой трансгрессии сотрудниками Геологического института КНЦ РАН были исследованы донные отложения четырех озерных котловин в долине р. Тулома, расположенных на абсолютных отметках от 112 до 72 м н.у.м. [5]. В результате было установлено, что в начальный этап дегляциации в этой депрессии формировался сильно опресненный приледниковый водоём. Позже пресноводные условия сменились морскими. Это следует из данных диатомового анализа донных осадков оз. Раут с абсолютной отметкой 93 м н.у.м. Также было установлено, что в донных отложениях озерных котловин, расположенных выше 102 м н.у.м., осадконакопление происходило в пресноводных условиях, т.е. верхняя морская граница здесь находится примерно на высоте 100 м н.у.м. Регрессия морского бассейна началась около 10622 ± 60 лет тому назад [5]. Было высказано предположение, значительные участки депрессии, находящиеся ниже верхней морской границы, были блокированы мертвым льдом. Поэтому здесь морской седиментации не было.

Фактический материал и его интерпретация

В 2011-2012 гг. в долинах рек Тулома, Лотта и Кола были проведены полевые работы по изучению донных отложений малых озерных котловин для палеогеографических реконструкций и изучения неотектонических движений земной коры внутренних частей Кольского региона в позднеплейстоцен-голоценовое время. Были пробурены осадки трех озерных котловины в Туломской, двух в Лоттинской и одной в Кольской депрессиях (рис. 1).

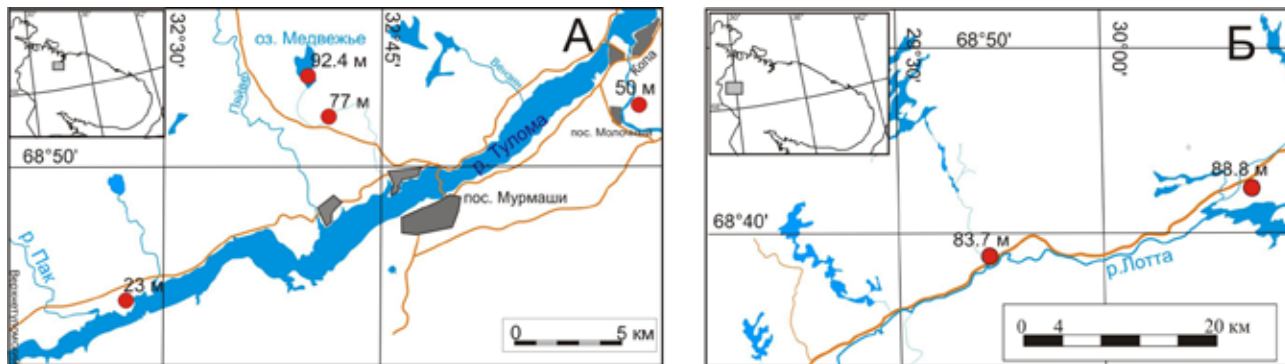


Рис. 1. Расположение изученных озер: А-район р. Тулома и р.Кола, Б-район р. Лотта.

В долине *р. Колы* изучены донные отложения озерной котловины, расположенной в 2 км на СВ от пос. Молочный на абсолютной отметке 50 м н.у.м. (рис. 1 А). Разрез (снизу вверх) представлен следующей последовательностью осадков (глубина приводится от поверхности воды в озере): 5.39-5.16 м – переслаивание глины с алевритом; 5.16-5.09 м – неслоистая гиттия; 5.09-4.77 м – слоистая гиттия; 4.77-4.60 м – гиттия с алевритом и макроостатками растений; 4.60-4.40 м – гиттия с макроостатками растений в верхней части слоя. Данные диатомового анализа показали, что во всей литологической последовательности донных осадков обнаружены только пресноводные виды диатомей. Среди диатомовых водорослей наблюдается доминирование по всему разрезу в основном донных форм, что свидетельствует о мелководности водоема. Только в верхней части разреза, происходит увеличение доли планктонных форм, указывающее на повышение водности водоёма.

В долине *р. Туломы* изучены донные отложения трех озерных котловин, расположенных на абсолютных отметках от 23 до 93.4 м н.у.м. (рис. 1 А). Безымянное озеро с абс. высотной отметкой уреза воды 23 м н.у.м., находится на левом берегу р. Туломы в 9 км на ЮЗ от пос. Тулома. Разрез донных отложений представлен следующей последовательностью (рис. 2): 9.7-9.38 м – глина; 9.38-9.27 м – гиттия коричневая, слоистая; 9.27-8.8 м – гиттия коричневая, неслоистая, с макроостатками растительности. По литологическим признакам и диатомовому анализу данный разрез представляет собой регрессивную последовательность фаций от морских осадков к пресноводным. Формирование интервала слоистой гиттии объясняется долгим стоянием морских вод у порога стока из озера.

Безымянное озеро с абс. высотной отметкой уреза воды 77 м н.у.м. расположено в 4 км на СЗ от пос. Мурмаши. В разрезе установлена следующая последовательность осадков (рис. 2): 6.05-5.33 м – глина серая, неслоистая, с органикой; 5.33-5.21 м – алевритистая гиттия серовато-коричневого цвета, неслоистая; 5.21-2.8 м – гиттия коричневая, светло-коричневая, неслоистая, с единичными макроостатками растительности. Осадки накапливались в условиях приледникового озера, которые сменились условиями континентального водоема.

Озеро Медвежье с абс. отметкой уреза воды 92.4 м н.у.м. расположено в 6 км на СЗ от пос. Мурмаши. Разрез донных осадков представлен последовательностью (рис. 2): 4.5-4.44 м – глина серая, неслоистая, с макроостатками растительности; 4.44-4.34 м – гиттия коричневая, неслоистая, с минеральными частицами; 4.34-3.5 м – гиттия светло-коричневая, монотонная. Данный разрез похож на разрез оз. Раут с абсолютной отметкой 93 м н.у.м. [5], где отмечается глина с органикой, которая фиксирует процесс отделения озера от моря.

В долине *р. Лотты* изучены донные отложения двух озерных котловин (рис. 1 Б). Оз. безымянное с абс. высотной отметкой 83.7 м н.у.м. расположено на 137 км дороги Мурманск–Лотта. В разрезе установлена следующая последовательность осадков (рис. 2): 4.52-3.67 м ленточные глины; 3.67-3.04 м глина с песком неяснослоистая, серая; 3.04-2.90 м переслаивание алеврита с органикой; 2.90-2.70 м гиттия коричневая, неслоистая, с остатками растительности. В донных осадках по всему разрезу от-

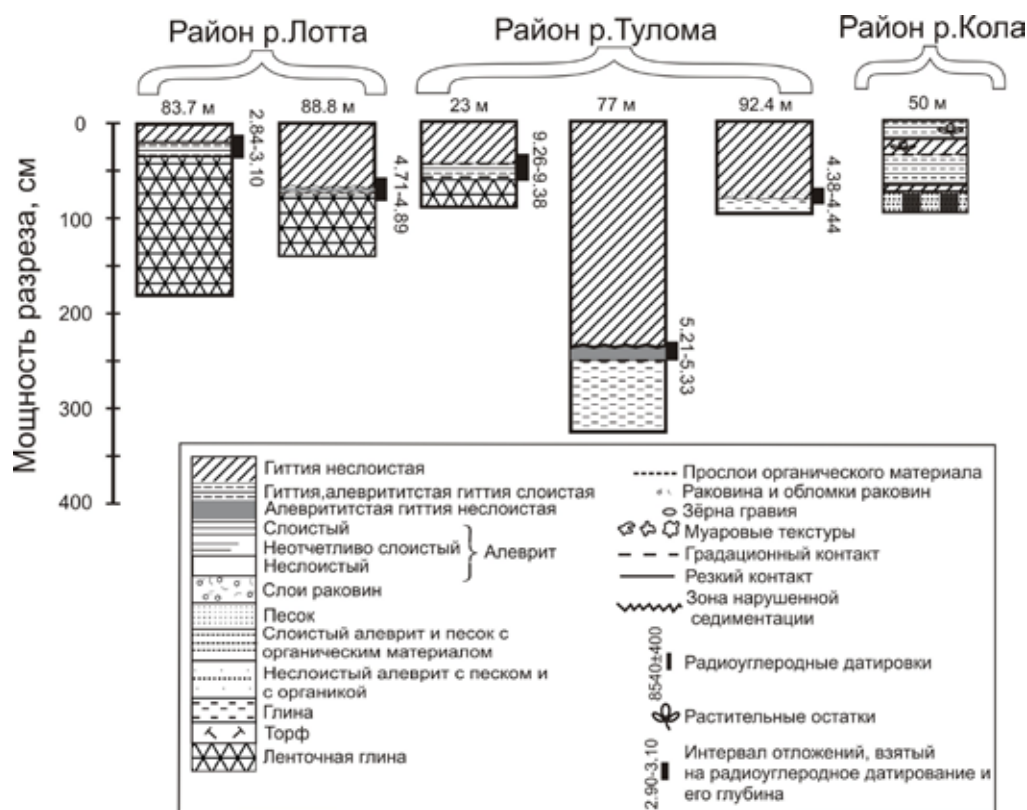


Рис. 2. Разрезы донных отложений изученных озерных котловин.

мечаются только пресноводные виды диатомовых водорослей. По результатам диатомового анализа в разрезе отмечается смена озерно-ледниковых условий осадконакопления озерными.

Оз. Безымянное с абс. высотной отметкой 88.8 м н.у.м. расположено в 1 км на СВ от устья р. Лотта. Разрез донных осадков представлен последовательностью (рис. 2): 5.49-4.83 м глина с песком серая, неслоистая; 4.83-4.77 м алевролит с гиттией светло-коричневый, неслоистый; 4.77-4.10 м гиттия темно-коричневая, неслоистая. По всему разрезу донных отложений выделяются пресноводные виды диатомей, что свидетельствует о пресноводном характере осадконакопления.

Палеогеографическая реконструкция

В послеледниковое время на начальных этапах дегляциации в долине р. Тулома существовал осолонённый бассейн, по крайней мере, в нижней части долины до высотных отметок 23-25 м. В верхней части Туломской депрессии за счёт большого поступления талых вод формировался пресноводный приледниковый бассейн. Затем морские воды стали проникать вглубь по Туломской депрессии, не превышая отметки примерно 100 м н.у.м.

В Лоттинской депрессии на протяжении позднеледникового либо существовал бассейн, сильно опресненный талыми ледниковыми водами, либо во время позднеледниковой морской трансгрессии большая часть Лоттинской депрессии была блокирована мертвым льдом, препятствующим накоплению морских осадков. Освобождение озерных котловин в долине р. Лотта ото льда произошло после падения уровня моря ниже 80 м.

Осадконакопление в озерной котловине, расположенной в долине р. Колы на абсолютной отметке 50 м, происходило только в пресноводных условиях. Отсутствие морских диатомовых водорослей в донных отложениях озерной котловины можно объяснить двояко. Во-первых, следуя предположениям Г.И. Горещкого [1], долина р. Колы в устьевой ее части была перекрыта мощной флювиогляциальной дельтой Соловарака, которая препятствовала проникновению морских вод вверх по долине. При этом, в период позднеледниковой морской трансгрессии депрессия Колы представляла собой огромный пресноводный бассейн с переменным уровнем воды, а котловина безымянного озера с абсолютной отметкой уреза воды 50 м н.у.м. была неровностью дна этого, в целом глубоководного бассейна с глубинами около 40 м. Однако данные диатомового анализа [6] свидетельствуют о его мелководности. Во-вторых, судя по аналогии с Туломской депрессией, рассматриваемая озерная котловина во время позднеледниковой трансгрессии была перекрыта мертвым льдом. Полное освобождение ее ото льда произошло, когда море уже отступило ниже отметки 50 м.

Работа по изучению донных отложений малых озерных котловин в этих долинах продолжается. В ближайшее время появятся данные по диатомовому анализу и радиоуглеродному датированию. Полученные данные позволят установить этапы проникновения моря вглубь континента по Туломской и Лоттинской депрессиям в позднеледниковые и последовательность его регрессии в голоцене. Также сопоставление данных из озерных котловин расположенных, примерно, на одной высоте, но в разных местах (оз. Раут и оз. Медвежье) позволит определить градиент поднятия территории и установить рисунок этого поднятия (куполообразный или блоковый). Сопоставление результатов с данными по Белому и Баренцеву морям позволит построить достоверную схему изобаз позднеледникового и послеледникового поднятия территории всего Кольского региона. Интересным является также расположение озер в непосредственной близости от оз. Угольного, которое в период трансгрессии перекрывалось льдом [5], что позволит определить границы распространение мертвого льда и скорость его дегляциации.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00791-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горецкий Г.И. О роли местных географических условий в четвертичной истории (на примере изучения Кольской и Туломской долин на Кольском п-ове) // Проблемы физической географии. Т. 10. М., 1941.
2. Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского п-ова. М.-Л., 1964. 183 с.
3. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского п-ова. Л., 1960. 233 с.
4. Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. V. 31. P. 103-128.
5. Колька В.В., Демидова С.В., Феденя С.А. Новые данные о трансгрессии позднеледникового моря в пределах Туломской депрессии // Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности российского Севера: Тез. докл. межд. науч.-практ. конф. (г. Мурманск, 15-17 марта 2005 г.). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. 180 с.
6. Алексеева А.Н., Толстобров Д.С. Диатомовые комплексы в донных отложениях озера безымянного в районе реки Кола (Кольский п-ов) // VIII Всеросс. сов. по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартара, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сб. статей (г. Ростов-на-Дону, 10-15 июня 2013г.). Ростов на Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С.13-15.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДИАТОМЕЙ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ УСТЬЕВЫХ УЧАСТКОВ РЕКИ РАЗДОЛЬНАЯ

Элбакидзе Е.А.

Дальневосточный Геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Ekato21@mail.ru

Многими исследователями береговой зоны в Приморье отмечено, что одной из нерешённых задач в этом направлении является определение масштабов голоценовой ингрессии моря в речные долины и затопления их нижних частей, связанных с гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря. Этот фактор во многом определяет динамику развития побережий, характер строения слагающих их осадочных толщ и рiasовый тип берегов, характеризующийся многочисленными заливами и бухтами.

Из отложений I надпойменной террасы правобережье р. Раздольная изучены створки диатомей (разрез 4005 Б). Разрез расположен в 23 км от берега моря. Отложения террасы представлены песками, супесями и суглинками (мощность 3 м). Всего изучено 20 образцов. Во всех препаратах обнаружено достаточное количество хорошо сохранившихся створок диатомей. Изученная диатомовая флора представлена 193 видами и внутривидовым разнообразиями, относящимися к 54 родам. На основании изменения экологической структуры диатомовых комплексов по разрезу было выделено 6 экозон, отражающих палеоэкологическую сукцессию.

В осадках экозоны 1 (интервал 3.00-2.80 м) преобладают озёрно-аллювиальные диатомеи (98 %). Доминантом является озёрно-планктонный вид *Aulacoseira islandica* (O. Müll.) Sim. (90 %). Данные диатомового анализа свидетельствуют об озёрном генезисе отложений, сформировавшихся в период перехода от бореала к атлантику (7240 ± 120 л С¹⁴-Ки-2365).

Экозона 2 (интервал 2.80-2.30 м). Доминанты озёрно-аллювиальные диатомеи *A. islandica* (86 %), *Amphora libyca* Ehr. (8.9 %), также наблюдается увеличение лагунно-морских видов *Diploneis smithii* (8.2 %), *Campylodiscus echeneis* Ehr. и *Cerataulus turgidus* (Ehr.) Ehr. Осадки данной зоны формирова-

лись в начале климатического оптимума голоцена, совпадающего с началом ингрессионного влияния Японского моря (6530 ± 75 л C^{14} –Ки-2359).

Экозона 3 (интервал 2.30-1.75 м). Доминантными видами комплекса являются пресноводные озёрно-аллювиальные виды: *A. islandica* (до 68.0 %), *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O.Müll. (7.9 %). Наблюдается увеличение численности лагунно-морских диатомей: *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl. (16.7 %), *D. smithii* (14 %), *Th. hyperborea* (10 %). Диатомей болотного типа (*Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Eunotia glacialis* Meister) составляют до 5 %. Данная экологическая структура соответствует максимальному подъёму уровня Японского моря до + 3 м, совпадающему с климатическим оптимумом голоцена (Пушкар, 1979; Lowe, 1974).

Экозона 4 (интервал 1.75-1.50 м). Виды, преобладающие в отложениях, относятся к группе озерно-аллювиальных диатомей: *Aulacoseira italica* (до 33 %), *A. ambigua* (Grun.) Sim. (17.4 %), а также болотно-почвенным диатомеям *E. glacialis* (15 %). В осадках этого интервала практически отсутствуют лагунно-морские виды (0.2 %). Отложения экозоны сформировались во время кратковременного похолодания, отмеченного в Приморье на рубеже атлантика и суббореала и соответствующего кратковременной регрессии Японского моря (4600 ± 60 л. C^{14} –Ки-3679) [1].

Экозона 5 (интервал 1.50-1.10 м). Комплекс диатомей характеризуется высокой численностью пресноводных видов: *A. islandica* (75 %), *A. ambigua* (6 %) при увеличении болотно-почвенных: *H. amphioxys* (до 9.7 %), *E. glacialis* (6.8 %). Отмечается незначительный рост лагунно-морских видов (до 1 %), которые, возможно, свидетельствуют о новой ингрессии. По своим масштабам она была не столь выражена как ингрессия оптимума голоцена [1, 2, 3].

Экозона 6 (интервал 1.10-0 м) характеризуется почти полным исчезновением лагунно-морских видов и обилием озёрно-аллювиальных *A. islandica* (до 51 %). Наблюдается увеличение численности холодноводных болотно-почвенных диатомей: *H. amphioxys* (20.8 %), *Pinnularia borealis* Ehr. (10.9 %), *Eunotia praerupta* Ehr. (до 10 %). Формирование данных отложений относится к фазе похолодания на границе суббореал-субатлантик (1930 ± 40 л C^{14} –Ки-3678). Выявленные изменения экологической структуры диатомовых палеосообществ из отложений I-ой надпойменной террасы р. Раздольная дают основание полагать, что их формирование происходило при ингрессионном влиянии вод Японского моря. Это отразилось на соотношении экологических групп диатомей и на литологическом облике осадков. Наибольшее влияние моря, когда его уровень достиг своего максимального значения до + 3 м выше современного, соответствует оптимуму голоцена. В это время происходило формирование рiasового типа побережья Приморья. Последующие ингрессии не были столь значительны и не оказывали сильного влияния на характер побережий и его динамику.

Работа выполнена при поддержке грантами 12-II-CO-08-024, 13-III-B-08-175.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пушкар В.С. Биостратиграфия осадков позднего антропогена юга Дальнего Востока (по данным диатомового анализа). М.: Наука, 1979. С. 140.
2. Lowe R.L. Environmental requirements and pollution tolerance of freshwater diatoms. Cincinnati: Nation. Environm. Res. Center Press., 1974. 334 p.
3. Simonsen R. Untersuchungen zur Systematic und Oklogie der Bodendiatomeen der westlichen Ostsee // Intern. Rev. Hydrobiol. (Spec. issue). 1962. N. 1. P. 1-144.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ВОДОБИЛЬНОСТИ НИЖНЕКАРБОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРСТА КАК ОСНОВНОГО ИСТОЧНИКА ВОДОСНАБЖЕНИЯ Г. КОМСОМОЛЬСКОЕ В УСЛОВИЯХ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ СЛОЖНОЙ ТЕХНОСИСТЕМЫ

Ярошевич И.Н., Подрезенко И.Н.

Институт проблем природопользования и экологии НАН Ураины, Днепропетровск, ira2156@yandex.ru

Объект исследований – водный ресурс Северного карьера Комсомольского рудоуправления и водозабора г. Комсомольское.

Цель работы – механизм формирования гидроресурсной базы в регионе исследований для определения модели водопотребления в системе карьер- водозабор.

Для определения источника образования карстовых полостей в пойме р. Кальмиус в результате воздействия суффозионных и выщелачиваемых процессов были использованы методы определения насыщенности природных вод карбонатом кальция (K_s), из которых наибольшее распространение получил метод расчета, рекомендованный О.А. Алекиным [1], основанный на том, что хотя растворение CaCO_3 и содержание в растворе ионов HCO_3^- и зависят от наличия определенной концентрации диоксида углерода, выделения из раствора CaCO_3 определяются концентрацией тех ионов, с которыми Ca^{+2} образует наименее растворимые соли, т. е. соли карбонатных ионов. Таким образом концентрация CO_3^{2-} является наиболее важной характеристикой процесса выделения CaCO_3 . Данным методом были определены степени насыщенности природных вод карбонатом кальция на основе собственных исследований (ИППЭ НАН Украины). Данные представлены в таблице 1.

Таблица 1. Степень насыщенности природных вод карбонатом кальция.

	Карбонатная щелочность Alk, г/л	Степень насыщенности карбонатом кальция, K_s
Створ 3(пешеходный мост)	0.339	74.58
Зумпф карьера «Северный»	0.330	33.0
Фонтан карьера «Северный»	0.365	7.8
Водозаборная скважина № 20 а	0.365	16.1
Вода из р. Кальмиус	0.380	3.2

Анализ полученных результатов по степени насыщенности карбонатом кальция показывает, что как грунтовые, так и подземные воды в районе карьера «Северный» и водозабора г. Комсомольское перенасыщены ионами Ca^{+2} и, следовательно, доля участия данных вод в образовании (т. е. химического выветривания карбонатных пород) карста незначительна. Необходимо отметить, что насыщенность ионами кальция в фонтане меньше, чем в зумпфе карьера «Северный», что свидетельствует о более значительном подтоке поверхностных вод в районе фонтана. Следовательно, вода водозабора и карьера содержит карбонатную систему в очень перенасыщенном состоянии. Это служит подтверждением того, что карст в районе водозабора и карьера «Северный» мог образоваться только в результате суффозионного процесса. Еще одним подтверждением образования карста в результате динамики движения грунтовых вод в исследуемых районах являются также особенности карстовых образований, выраженные формами, строго ограниченными трещинноватостью карбонатных пород. Дополнением к этому природному признаку является и то, что ровные и гладкие поверхности стенок карстовых образований не имеют признаков химического растворения их. Как отмечается в работе [2], процессы карстообразования в этом районе распространяются на глубину 240 м (по данным разведочных работ). Линейный коэффициент закарстованности всей толщи карбонатных пород (по данным В.А. Корсуна) составляет 20 %. Максимальная глубина карста 240 м в данном районе свидетельствует о том, что должен существовать гидростатический напор грунтовых вод, равный 240 м.

К особенностям трещинно-карстовых грунтовых вод можно отнести следующие [3]:

1. В карбонатных породах всегда распространена трещинноватость и закарстованность региональных и локальных типов (крупные и мелкие карстовые пустоты). Именно поэтому в карстовых районах грунтовые воды создают единый, независимо от возраста слагающих пород, гидравлически связанный водоносный горизонт.

2. Закарстованный массив карбонатных пород характеризуется большой фильтрационной неоднородностью как в плане, так и в разрезе; наиболее водопроницаемая часть карбонатных пород часто отмечается по зонам тектонических нарушений или тектонических контактов, с которыми связана усиленная трещинноватость и закарстованность. Эти зоны наиболее водообильны.

Исходя из гидравлической связи карстово-трещинных вод с другими безнапорными водами, залегающими в пределах области их питания, можно утверждать, что в пределах карьера «Северный» и водозабора г. Комсомольское область питания будет определяться бассейном реки Кальмиус, расположенным выше г.Комсомольское, который является составным элементом Донецкого кряжа. Наиболее высоким участком Донецкого кряжа является Главный водораздел, который простирается в субширотном направлении на линии Дебальцево- Петровеньки- Ровеньки – Должанская. Поверхность водораздела в среднем возвышается на 300м над уровнем моря (могила Мечетная – 367 м, курган Мечетный – 359 м, могилы Картушинские – 363 м) [2]. Главный водораздел Донецкого кряжа разделяет бассейны р. Сев. Донца и малых рек, впадающих в Азовское море (р. Кальмиус и др.). Абсолютная отметка поверхности земли в районе водозабора составляет (+72 м). Общая разность абсолютных отметок

Главного водораздела (+300 м) и поверхности в районе карьера «Северный» составит 228 м. Эта разность отметок при едином гидравлически связанном водоносном горизонте грунтовых вод и создает тот необходимый гидростатический напор для образования суффозионного карста в районе водозабора г. Комсомольское, о чем свидетельствует глубина карстообразования 240 м в этом районе. В районе карьера «Северный» она составляет 200 м.

Оценивая значимость природы карстообразования в формировании представлений водопроницаемости карбонатных массивов следует отметить, что наиболее существенный вклад в решение этой проблемы внес Д.С. Соколов [4], сформировавший основные условия развития карста и выделивший карст эрозионный, где выщелачивание карбонатных пород играло второстепенное значение. Применительно к потребностям гидротехнического строительства процесс карстообразования детально исследовал А.Г. Лыкошин [4], который создал гидродинамическую классификацию типов карста. В частности, он выделил карст: а) близких эрозионных врезов и б) удаленных эрозионных врезов. Это позволило ему выделить механизм карст-суффозионного процесса, определить минимальные градиенты фильтрационного потока, при которых может происходить вымыв. Исходя из представлений Лыкошина, удаленный эрозионный врез для р. Кальмиус будет определяться поверхностью Азовского моря, т. е. имеющей абсолютную отметку 0. Следовательно, наибольшая закарстованность и, естественно, водопроницаемость в районе г. Комсомольское будет распространяться до нулевой отметки ввиду основной роли гидродинамики в ее образовании.

Работы, проведенные «Артемгеологией» [5], позволили выделить «условно» абсолютную отметку ноль, разделяющую верхнюю и нижнюю зоны трещинно-карстовых вод, соответственно с водопроницаемостью 1680 м³/сутки и 1300 м³/сутки, что вполне обосновано, исходя из условий гидродинамического образования карста, где химическое растворение имеет подчиненную роль. Таким образом, областью питания грунтовых вод в районе г. Комсомольское является бассейн р. Кальмиус от истока до расположения г. Комсомольское, а район карьера «Северный» и водозабор г. Комсомольское является по классификации Лыкошина А.Г. близким эрозионным врезом.

Выводы

1. Установленное значительное пресыщение карбонатами вод водозабора и карьера, а также полостей карста, имеющих субмеридиальное и субширотное направление, увязывающее их с одной стороны с субмеридиальным направлением р. Кальмиус, а с другой стороны – с тектоническими нарушениями субширотного простирания, (наибольшую возможность проникновения атмосферных осадков и оттока воды из р. Кальмиус) свидетельствует о том, что в районе карьера «Северный» и водозабора г. Комсомольское карст образовался под действием динамики грунтовых вод – суффозионных процессов.

2. Ввиду образования карста под действием эрозии карбонатных пород фильтрационными потоками, определяемых гидравлическим напором грунтовых вод всего бассейна р. Кальмиус, позволяет в качестве главного источника водоснабжения г. Комсомольское использовать нижнюю водообильную зону при углублении карьера «Северный» до отметки (-70 м).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 442 с.
2. Гидрология СССР (под ред. Д.И. Щеголева). Т. 6. М.: Недра, 1971. 480 с.
3. Справочное руководство гидрогеолога (под ред. В.М. Максимова). Л.: Недра, 1987. 360 с.
4. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 321 с.
5. Артеменко А.Е., Киселев Н.П. Отчет о гидрологических исследованиях карбонатной толщи C_1^1 с целью водоснабжения г. Докучаевска и других объектов с разработкой оптимальных условий эксплуатации водозаборов и карьеров. Трест «Артемгеология», 1972. 710 с.

An aerial photograph of a natural landscape. A river winds through a dense forest, with several lakes of varying sizes scattered throughout the terrain. The forest appears to be a mix of deciduous and coniferous trees, with some areas showing more open ground or different vegetation types. The overall scene is a typical representation of a forested watershed.

ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

СТРУКТУРНО-ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ТРАХИТОИДНЫХ ГАББРОНОРИТОВ (II ФАЗА ОБРАЗОВАНИЯ) И МАССИВНЫХ ЛЕЙКОГАББРО (III ФАЗА) МАССИВА МОНЧЕТУНДРА

Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Серов П.А.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, elena.s.borisenko@gmail.com

Массив Мончетундра расположен в центральной части Кольского полуострова и является юго-восточной частью крупного базитового комплекса Чуна-Монча-Волчьих тундр (Главный хребет).

В строении массива разными исследователями выделяется от двух до пяти сингенетичных зон [1-4]. Однако, согласно последним изотопно-геохронологическим исследованиям пород массива Мончетундра, в нем определяется 3-4 разновозрастные группы пород (Борисенко, этот сборник).

В районе предполагаемого контакта массивных лейкократовых габброноритов и габбро третьей фазы и трахитоидных габброноритов второй фазы, в последних были обнаружены линзообразные и пластовые тела (рис. 1) массивных лейкогаббро, общее простирание которых совпадает с северо-западной ориентировкой трахитоидности вмещающих пород. Контакты лейкогаббро и трахитоидных габброноритов четкие, извилистые. Секущие взаимоотношения пород наблюдаются только на отдельных участках. Были установлены пересечения общего направления трахитоидности и контактов тел лейкогаббро при их выклинивании; редко отмечаются маломощные апофизы, отходящие во вмещающие трахитоидные габбронориты. По простиранию тел лейкогаббро наблюдаются как раздувы, так и пережимы при варьировании мощности от нескольких сантиметров до 1-1,5 м. Вдоль экзоконтакта наблюдается тонкая оторочка меланократовых пород, а в эндоконтакте отмечается локальное обеднение темноцветными минералами.

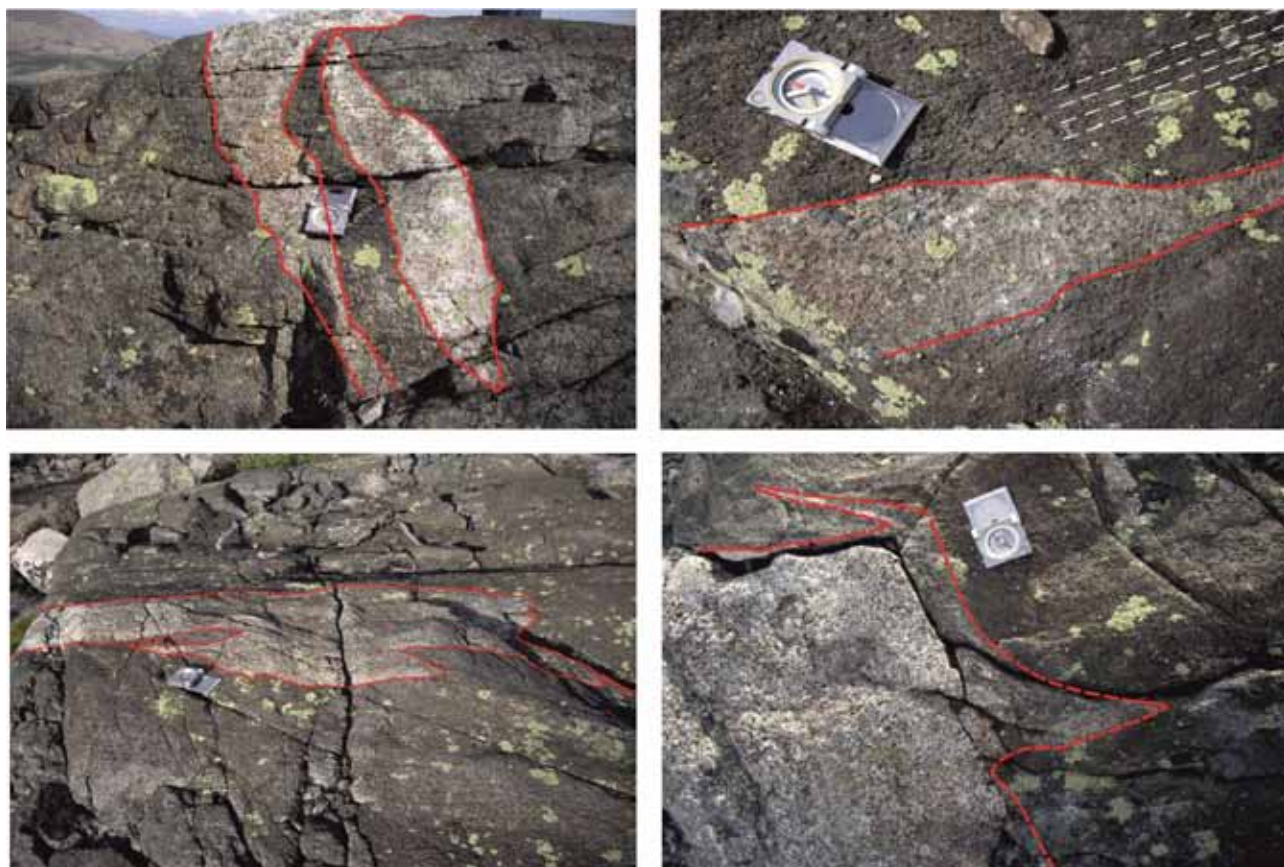


Рис.1. Морфология тел лейкогаббро и локальные секущие взаимоотношения с трахитоидными габброноритами (белым пунктиром показана ориентировка трахитоидности).

Подобные секущие тела лейкогаббро и анортозитов характерны и для интрузива Панских тундр, где они являются отличительным признаком нижнего и верхнего расслоенных горизонтов. Но там тела лейкогаббро и анортозитов характеризуются более разнообразной и сложной морфологией и с ними связана малосульфидная платинометалльная минерализация [5].

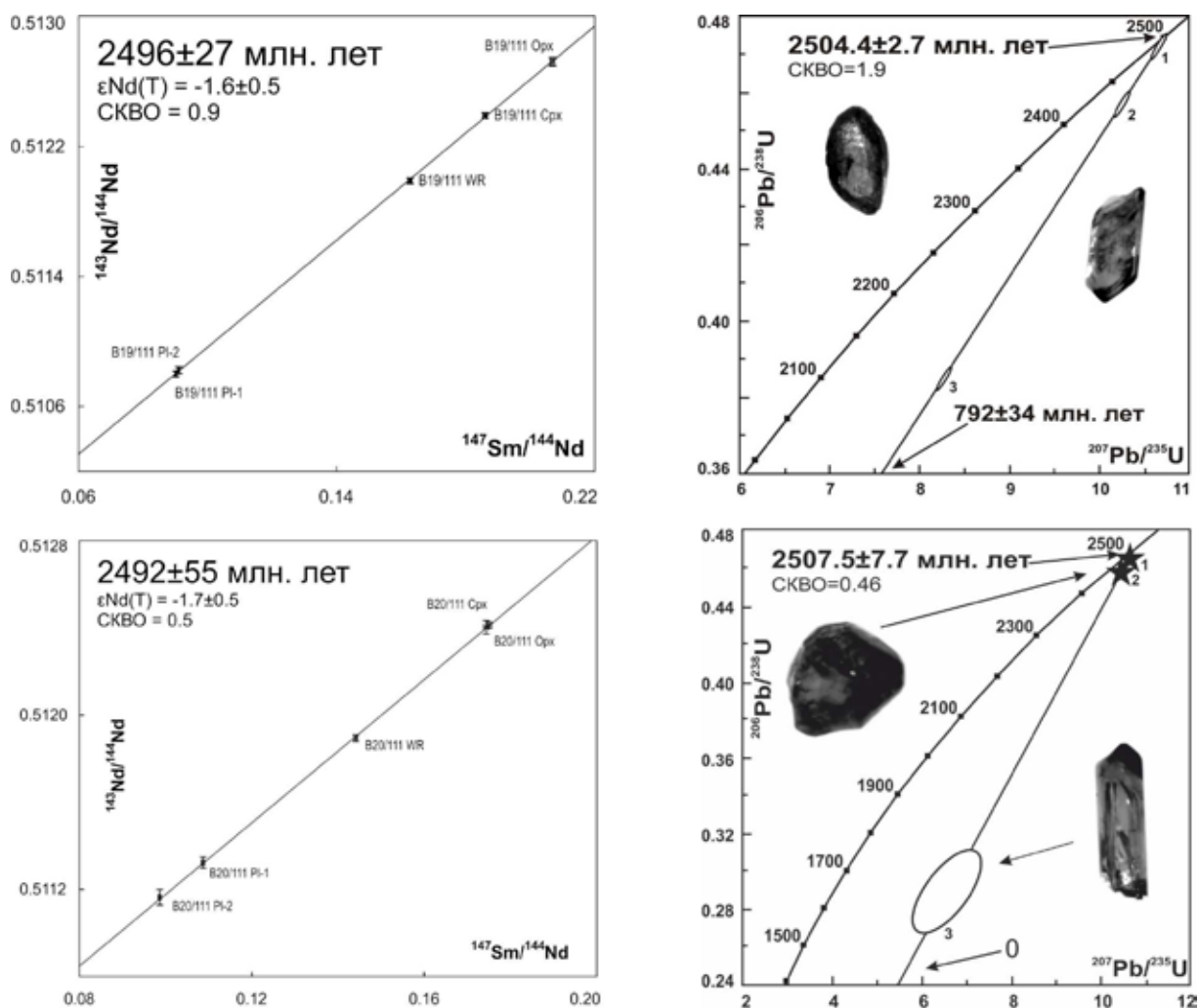


Рис. 2. Sm-Nd и U-Pb изохронны для трахитоидных габброноритов г. Мончетундра (сверху – проба B19/111, снизу – проба B20/111).

Формирование таких вещественно-структурных взаимоотношений, вероятно, связано с образованием более позднего комплекса пород, представленного массивными лейкократовыми габброноритами, габбронорит-анортозитами и амфиболизированными лейкогаббро (III фаза).

Для решения возрастной задачи были отобраны геохронологические пробы из линз и вмещающих их пород для Sm-Nd и U-Pb датирования и последующего сопоставления возрастных данных.

Полученные новые значения возраста (2507.5 ± 7.7 и 2504.4 ± 2.7 млн. лет) для трахитоидных габброноритов второй фазы (рис. 2) в пределах ошибок совпадают с опубликованными ранее возрастными данными для данного типа пород (2505 ± 6 и 2501 ± 8 млн. лет, [6]). Возраст образования цирконов из линз массивных лейкогаббро соответствует 2471 ± 2 млн. лет (рис. 3). Данное значение возраста коррелируется с определенными ранее значениями

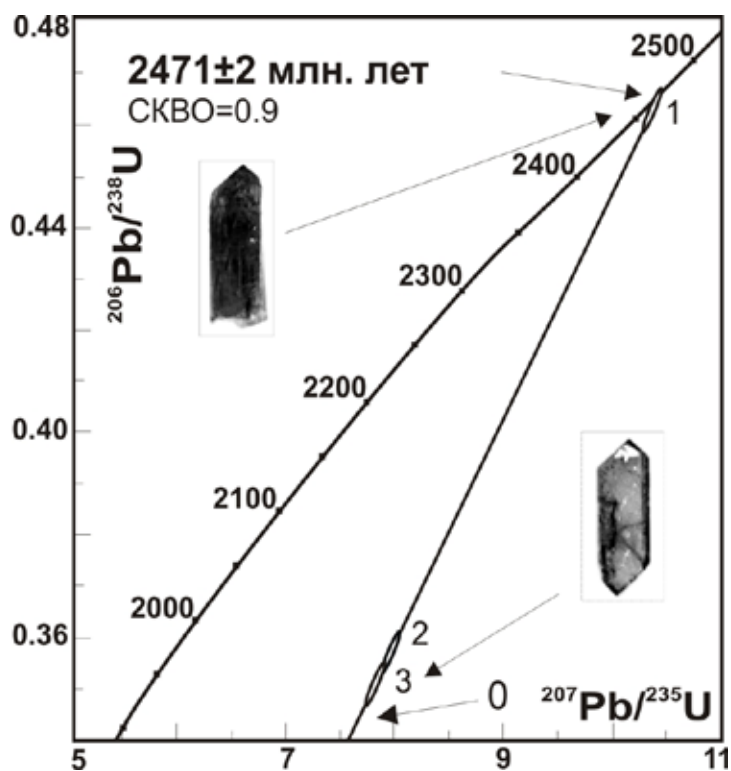


Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией для единичных зерен циркона из массивных лейкогаббро (проба B13/111).

(2476 ± 17 и 2471 ± 9 млн. лет, [7]) для массивных габброноритов третьей фазы, которые распространены в верхних частях массива.

Таким образом, можно сделать вывод, что взаимоотношения пород и их возраст указывают на формирование массивных лейкогаббро и трахитоидных габброноритов Мончетундровского массива в разное время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Назимова Ю.В., Райан Г.Д. Геологоразведочные работы на платиноиды компании «Евразия майнинг» на Кольском п-ове // проект Интеррег-Тасис, 2008. С. 79-88.
2. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А. Мончетундровский массив: геология, петрография, геохронология, геохимия, ЭПГ минерализация (новые данные) // Сб. мат. проекта Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. 97-112 с.
3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 1. (под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф.). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.
4. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Чистяков А.В. и др. Геология и металлогения Мончегорского расслоенного рудоносного комплекса // Российская Арктика. Геологическая история. Минералогия. Геоэкология (под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 485-494.
5. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Изд-во: КНЦ РАН, 2000.
6. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф.). Ч. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.
7. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Докл. акад. наук, 2010. Т. 431. № 2. С. 216-222.

ПЕТРОГРАФИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГРУПП ПОРОД БАЗИТОВОГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА

Борисенко Е.С.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, elena.s.borisenko@gmail.com

По общему составу массив Мончетундра близок к палеопротерозойским массивам сумийской формации Кольского полуострова. Возрастной интервал его формирования соответствует таким рудоносным массивам как Федорово-Панский и Мончегорский. Но в отличие от них породы Мончетундровского массива в большей степени изменены, в том числе всегда содержат гранат. Кроме того, в них не устанавливаются характерные для расслоенных массивов узкие зоны контрастного чередования пород (рифы), к которым приурочены повышенные содержания платиновых металлов.

Первоначально исследование массива Мончетундра проводилось в рамках изучения всего габбрового массива Главного хребта. Согласно работе [1], массив Главного хребта имеет симметрично-зональное строение. Его ядерная часть сложена крупно- и гигантозернистыми габбро и анортозитами (лабрадоритами), а периферийные части и подошвенная часть интрузива – дифференцированным комплексом средне- и средне-крупнозернистых габбро и габброноритов различной степени меланократовости. Формирование всего этого комплекса пород происходило, по их представлению [1], в три субфазы. Породы первой субфазы непосредственно слагают габбровый массив. Вторая субфаза представлена обособленными телами анортозитов (лабрадоритов), а завершающая субфаза – дайковым комплексом диабазов. Позднее Шарковым Е.В. [2] была предложена схема деления массива Главного хребта на три сингенетичные зоны. Нижнюю часть массива образует зона габброноритов, которая состоит из ритмичного переслаивания среднезернистых габброноритов, оливиновых габброноритов, плагиоклазовых лерцолитов и вебстеритов. Средняя часть массива представлена зоной трахитоидных габбронорит-анортозитов и анортозитов. А зона массивных крупнозернистых габбро-анортозитов слагает верхнюю часть разреза.

В последние годы исследования массива были сосредоточены на юго-восточном отроге Главного хребта, в пределах центральной и южной частей хребта Мончетундры. Смолькин В.Ф. и Неро-

вич Л.И. на основании изучения обнаженной части массива и материалов по скважинам охарактеризовали, соответственно, двух- и трех-зональное строение Мончетундровского массива. По Смолькину В.Ф. [3], в строении массива выделяется нижняя зона, в разрезе которой преобладают меланократовые нориты и габбронориты, и верхняя зона, которая сложена преимущественно мезо- и лейкократовыми габброноритами и, в меньшей степени, анортозитами. Нерович Л.И. [4] подразделяет разрез массива на 3 зоны: а) среди пород нижней зоны наиболее типичными являются нориты; б) средняя зона сложена трахитоидными среднезернистыми габброноритами; в) породы верхней зоны представлены в основном массивными крупнозернистыми габбронорит-анортозитами, лейкогабброноритами, а также габбро-анортозитами и лейкогаббро. Ввиду того, что в массиве интрузивные контакты устанавливаются только для секущих тел габбро-пегматитов, даек долеритов и тел меланократовых троктолитов, считалось, что массив сложен единой сингенетической серией базитовых пород. Сейчас по результатам петрографических и изотопно-геохронологических исследований, в массиве Мончетундра нами выделяется как минимум 4 разновозрастные группы пород.

1. Породы ранней фазы, датированные U-Pb методом по циркону в 2521 ± 8 млн. лет и 2516 ± 12 млн. лет [5], представлены метагабброидами широкого спектра составов: от анортозитов до габброноритов, которые ввиду сильных метаморфических изменений называют «амфибол-плагиоклазовыми породами» [4]. В обнажениях породы имеют контрастный пятнистый облик за счет скоплений темноцветных минералов среди агрегатных зерен плагиоклаза. Текстура пород – массивная или слабо рассланцованная. Структура – реликтовая габбровая, гранобластовая.

Плагиоклазу в данной группе пород не характерны таблитчатые формы, границы между зернами неявные из-за сильных вторичных изменений минерала. Плагиоклаз гранулирован, что проявляется в новообразовании агрегата и цепочек более мелких округлых зерен. Зерна содержат большое количество включений минералов группы эпидота, амфибола, биотита и граната. Двойникование зерен плагиоклаза в породе проявлено слабо. Номер наиболее сохранившегося плагиоклаза соответствует лабрадору (№ 52). Погасание зерен неравномерное, блоковое, отмечаются деформации, выражающиеся в изгибании тонких полисинтетических двойников. В наиболее интенсивно рассланцованных разностях пород гранулированный плагиоклаз образует линзовидные обособления, подчеркнутые ориентированными цепочками зерен амфибола и минералов группы эпидота.

Основным цветным минералом в породе является амфибол. Наблюдается две формы этого минерала: в виде крупных зерен, которые, по-видимому, образовались по пироксену, и агрегаты мелких призматических зерен, которые слагают краевые части крупных зерен, а также развиты среди гранулированного плагиоклаза.

Метагабброиды (амфибол-плагиоклазовые породы) секутся дайками метадолеритов. Простирание даек северо-западное. Контакты с вмещающими породами четкие субвертикальные. В одной из даек, секущей метагабброиды, установлена зона рассланцевания (аз. прост. 320°), которая переходит и во вмещающие породы. U-Pb возраст одной из даек ферродолеритов, прорывающей метагабброиды, составляет 2505 ± 26 млн. лет [4].

2. Следующая группа пород, представленная трахитоидными средне- и крупнозернистыми мезократовыми габброноритами, а также их амфиболизированными разностями, была датирована в 2505 ± 6 млн. лет и 2501 ± 8 млн. лет [3]. В районе восточного склона г. Мончетундра дополнительно были получены U-Pb методом значения возраста формирования трахитоидных габброноритов в 2507 ± 8 млн. лет и 2504 ± 3 млн. лет (Борисенко и др., этот сборник). Породы группы неоднородны, дифференцированы. В обнажениях отмечается чередование пород, различающихся по соотношению главных породообразующих минералов и структуре. В одном из обнажений наблюдается чередование трахитоидных мезократовых амфиболизированных габброноритов, в которых различно содержание плагиоклаза (50 % и 65 %) и степень вторичных преобразований. На выветрелой поверхности слои контрастны и хорошо отличаются по цвету. Мощность слоев варьирует от 5 до 40 см. Расслоенность простирается в субмеридиональном направлении по азимуту 330° и падает в юго-западном направлении под углом 40° .

Минеральный состав пород варьирует в следующих пределах (об. %): плагиоклаз – 40-70, клинопироксен – 20-35, ортопироксен – 5-30. Второстепенные минералы представлены интерстиционным кварцем, биотитом, гранатом и минералами группы эпидота. Порода представляет собой тройной куллат рабС.

Клинопироксены образуют призматические и ксеноморфные кристаллы. В удлинённо-вытянутых кристаллах отмечаются «ельчатые» двойники и встречаются зерна с простыми двойниками. Редко клинопироксены содержат пойкилитовые включения мелких зерен плагиоклаза. Ортопироксен представ-

лен инвертированным пижонитом, который характеризуется наличием ориентированных структур распада твердого раствора. Ортопироксен обладает слабым плеохроизмом от бесцветного до светло-коричневого. Орто- и клинопироксен образуют сложные срастания между собой, а также отмечаются включения изометричных зерен ортопироксена в крупные кристаллы клинопироксена.

Плагноклаз характеризуется разной степенью идиоморфизма. В одних случаях плагноклаз образует сильно вытянутые идиоморфные лейсты. В других – отмечаются таблитчатые и удлиненно-таблитчатые зерна с неровными краями, которые часто содержат включения изометричных зерен пироксенов, что обуславливает пойкилитовую структуру породы. Также плагноклаз встречается в виде небольших таблитчатых зерен или зерен неправильной формы, расположенных между фемическими минералами и/или крупными зернами плагноклаза. Иногда такой плагноклаз ассоциирует с кварцем. Для плагноклазов характерны как простые, так и полисинтетические двойники. Плагноклаз по составу отвечает лабрадору (№ Pl = 55-63). Кроме того среди трахитоидных габброноритов отмечаются разности, в которых плагноклаз насыщен магнетитовой пылью, что обуславливает черный цвет минерала и породы в целом как на выветрелой поверхности, так и на свежем сколе, и бурый цвет в проходящем свете микроскопа.

Гранат встречается в малых количествах, образует изометричные зерна, которые совместно с амфиболом обрастают вкрапленники рудного минерала, или наблюдается в плагноклазе.

Наиболее измененные разновидности данной группы представлены мезократовыми габбро, состоящие главным образом из амфибола и плагноклаза. В обнажениях порода имеет контрастный облик благодаря зеленовато-серому амфиболу и светло-серому плагноклазу. Наблюдается неявно выраженная ориентировка минералов, наиболее хорошо проявленная в вертикальных уступах. Плагноклаз интенсивно насыщен минералами группы эпидота, амфибола, местами гранулирован. Амфибол обладает светло-зеленой окраской и представлен агрегатами или отдельными призматическими зернами. Отмечаются гранат и кварц.

3. Более поздние породы представлены массивными мезо- и лейкогабброноритами, габбронорит-анортозитами и их метаморфизованными разностями с гранатом и амфиболом. Возраст этих пород был определен по циркону и бадделейту U-Pb методом и составляет 2471 ± 9 млн. лет и 2476 ± 17 млн. лет [5], а также сейчас определен возраст в 2471 ± 2 млн. лет (Борисенко и др., этот сборник).

Неметаморфизованные массивные мезо- и лейкогаббронориты, габбронорит-анортозиты характеризуются хорошей сохранностью первично-магматических минералов. Порода преимущественно состоит из плагноклаза (до 90 %), который в свежем сколе обладает темно-серым цветом. Орто- и клинопироксены присутствуют в приблизительно равном количестве (до 20 %) и в различной степени замещаются светло-зеленым амфиболом. Наиболее характерные структуры породы – габбро-офитовая, габбровая и пойкилитовая. Породы преимущественно состоят из плагноклаза и характеризуются наличием пойкилитовых включений таблитчатых зерен плагноклаза в пироксенах, главным кумулюсным минералом является плагноклаз (pCab). Но местами в крупных лейстах плагноклаза отмечаются единичные мелкие включения пироксенов, по которым можно судить о совместной кристаллизации плагноклаза и пироксенов (abpC).

В породах массива в пределах г. Мончетундра оливин встречается редко и только в ассоциации с этой группой пород. На восточном склоне г. Мончетундра оливиновые породы образуют маломощные слои (3-10 см) в массивных крупнозернистых лейкогабброноритах. Азимут простираения таких прослоев составляет 320° , угол падения – 30° ЮЗ. Слои оливиновых габброноритов характеризуются массивной текстурой, средне-крупнозернистым сложением.

Оливин представлен достаточно крупными вкрапленниками. Вокруг них образуются широкие каймы, обуславливающие коронитовую структуру породы. Внутренняя кайма сложена ортопироксеном, внешняя (наиболее мощная) – амфиболом, с которым ассоциируют мелкие зерна граната.

Плагноклаз представлен зернами разной степени идиоморфизма. Отмечаются как идиоморфные таблитчатые зерна, так и лейстовидные зерна. Границы зерен плагноклаза чаще всего волнистые или изрезанные с взаимным проращением одних зерен в другие. В таких крупных зернах плагноклаза отмечаются пойкилитовые включения мелких изометричных или удлиненно-призматических зерен пироксенов (чаще всего клинопироксена). В некоторых шлифах устанавливаются крупные изометричные зерна без двойников, для которых характерно зональное погасание. Также встречаются мелкие зерна неправильной или таблитчатой формы, располагающиеся в местах соприкосновения нескольких крупных зерен плагноклаза и/или пироксенов. Мелкие идиоморфные таблички плагноклаза также часто образуют пойкилитовые включения в крупных зернах пироксенов. Для плагноклаза характерно неравно-

мерное, блоковое погасание, а также отмечаются зерна с зональным погасанием. Плаггиоклаз, определенный методом максимального симметричного погасания альбитовых двойников, соответствует лабрадору (№ Pl = 50-65).

В данной породе устанавливаются первичные темноцветные минералы – клино- и ортопироксены. Они подвергаются амфиболизации в разной степени и часто представлены реликтами. В пироксенах отмечаются пойкилитовые включения таблитчатых зерен плаггиоклаза. На границе с плаггиоклазом вокруг зерен пироксенов образуются тонкие амфиболовые каемки, а со стороны плаггиоклаза – эпидотовые.

В породе также встречаются зерна граната (до 5 %), которые либо рассеяны в плаггиоклазе в виде отдельных изометричных зерен, либо приурочены к амфиболовым оторочкам вокруг темноцветных минералов (пироксенов и оливина). Более крупные зерна обычно обрастают вкрапленники рудного минерала.

В интерстициях таблитчатых зерен плаггиоклаза отмечаются кварц и/или микрогранофир, содержание которого в породе не превышает первых процентов.

Наиболее измененные породы данной группы характеризуются светло-серой окраской, массивной текстурой и крупнозернистым строением. Плаггиоклаз в значительной степени сосюритизирован: наблюдается рассеянные призматические зерна минералов группы эпидота, а также их скопления и цепочки. Реже отмечается развитие по плаггиоклазу скаполита. Отмечается незначительная грануляция зерен. Первичные темноцветные минералы (пироксены) либо представлены реликтами, либо полностью замещены светло-зеленым амфиболом, в которых отмечаются включения кварца (или кварца и карбоната). Амфибол образует как гомоосевые псевдоморфозы, так и псевдоморфозы заполнения. Вокруг псевдоморфоз отмечается кайма, сложенная роговой обманкой, а со стороны плаггиоклаза развиваются эпидотовые каймы.

Массивные крупнозернистые лейкогаббронориты и амфиболизированные лейкогаббро прорываются многочисленными дайками метадолеритов и амфиболитов. Возраст одной из даек на юго-восточном склоне г. Мончетундра был определен U-Pb методом по циркону в 2450 ± 10 млн. лет. Дайка простирается приблизительно на 50 м по азимуту 330-350°. Мощность непостоянна и варьирует от 1 до 6 м. Контакты с вмещающими амфиболизированными лейкогаббро четкие субвертикальные. Дайка состоит из мельчайших беспорядочно ориентированных лейст плаггиоклаза (50 %) и амфибола (роговая обманка) (40 %), который образует призматические или неправильные по форме зерна. Характерно повышенное содержание (7 %) рудного минерала (ильменит и титаномагнетит). В незначительном количестве отмечаются биотит (3 %) и единичные зерна кварца и карбоната.

В пределах восточного и западного склона массива Мончетундра среди массивных амфиболизированных лейкогаббро были обнаружены отдельные выходы и дайкообразные тела меланократовых среднезернистых троктолитов, которые в ранних работах называют гарризитами [1]. Дайкообразное тело меланотроктолитов на восточном склоне г. Мончетундра простирается в северо-западном направлении более чем на 200 м при мощности до 40 м. Само тело дифференцировано, наблюдаются участки тонкой ритмичной расслоенности, выраженные в чередовании пород с различным соотношением темно- и светлоцветных минералов. Внутри тела меланократовых троктолитов отмечаются ксенолиты вмещающих массивных лейкогаббро. Вдоль эндоконтакта тела наблюдается маломощная зона (3-5 см) гранатизированных пород. Порода преимущественно состоит из мелких изометричных, реже удлиненных зерен оливина с четкими гранями при соприкосновении зерен друг с другом. Клинопироксен образует крупные ойкокристаллы, в которые включены зерна оливина и плаггиоклаза, либо образует призматические зерна, ксеноморфные по отношению к зернам оливина и плаггиоклаза. В породе отмечается ксеноморфный ортопироксен (инвертированный пижонит) со структурами распада твердого раствора, которые выражаются в присутствии в минерале каплевидных, червеобразных или тонкопластинчатых вростков клинопироксена. Плаггиоклаз образует как идиоморфные таблитчатые, так и ксеноморфные зерна, располагающиеся среди оливина, между которыми наблюдаются реакционные взаимоотношения. Плаггиоклаз соответствует лабрадору (№ Pl = 53-56).

4. В верхней части массива Мончетундра распространены тела пегматоидных пород и габбро-пегматитов субизометричной формы, мощностью 1-1.5 м, переходящие без явных контактов в массивные крупнозернистые лейкогаббро и габбро-анортозиты. Редко отмечаются маломощные (до 20 см) жилы габбро-пегматитов с титано-магнетитовой вкрапленностью, которые секут массивные лейкогаббро и габбро-анортозиты. Возраст секущего габбро-пегматита, определенный U-Pb методом, составляет 2445.1 ± 1.7 млн. лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л.: Наука. 1967. 166 с.
2. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л. 1980. 183с.
3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (под ред. Ф.П. Митрофанова, В.Ф. Смолькина). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2004. 177 с.
4. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А. Мончетундровский массив: геология, петрография, геохронология, геохимия, ЭПГ минерализация (новые данные) // Сб. мат. проекта Интерраг-Гасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2009. С. 97-112.
5. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // ДАН. Т. 431. № 2. 2010. С. 216-222.
6. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики долеритовых даек Мончетундровского массива, Кольский п-ов // Матер. III Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Проблемы плейт- и плюм-тектоники докембрия» (25-27 октября 2011). С-Пб.: ИГГД РАН, 2011. С. 127-129.
7. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнггенен Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского п-ова // ДАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95-98.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДАЦИТОВ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (Ц. КАРЕЛИЯ)

Гоголев М.А.

КарНЦРАН, Петрозаводск, mag-333@mail.ru

Разрез Койкарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса является стратотипическим для Карельского кратона [1]. В нем было выделено две стратотектонические ассоциации (СТА) [2]: коматитит-базальтовая, которая слагает нижнюю часть разреза и андезитовая, которая представляет верхнюю часть разреза. Андезитовая ассоциация в свою очередь разделяется на две пачки. Нижняя пачка представлена андезитовыми и дацитовыми вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, а верхняя – терригенными, хемогенными и вулканогенно-осадочными породами.

В данной работе были исследованы дацитовые комплексы андезитовой СТА Койкарской структуры. Они представлены тремя крупными субвулканическими дайкоподобными телами неправильной формы (рис. 1), размерами около 0.25 км² и небольшими, мощностью до 5 м, дайками. Возраст тела дацитов на юге структуры составляет 2935 ± 20 млн. лет [3], на севере – 2860 ± 15 млн. лет [4].

По результатам петрографических и микрозондовых исследований дациты представляют собой порфировые породы, на севере структуры вкрапленники выполнены плагиоклазом (An₁₀₋₁₅), на юге – плагиоклазом (An₀₋₁₀) и кварцем. Матрикс северного тела дацитов сложен плагиоклазом, кварцем и второстепенными минералами – хлоритом, эпидотом, апатитом, цирконом и рудными – рутилом. Матрикс южного тела дацитов по сравнению с центральным среди второстепенных минералов появляется сфен, наблюдаются небольшие включения биотита (размер до 50 мкм) в плагиоклазе, трещины заполняет кальцит, среди рудных выявлены сфалерит, пирит и гематит.

По петрохимическим характеристикам (рис. 2) дациты принадлежат пород нормально-щелочного ряда. Для пород центрального и северного тела характерна низкая титанистость, низкие содержания MgO, CaO и FeO* и высокая щелочность и глиноземистость. Породы южного тела характеризуются умеренной титанистостью и высокими содержаниями MgO и FeO*.

Наблюдаются тренды дифференциации между южным и северным субвулканическими телами дацитов по петрогенным элементам, что говорит об эволюции магматического процесса во времени. Так как южное тело более древнее (см. выше), то можно сделать вывод, что происходило увеличение щелочности и глиноземистости и уменьшение магнезиальности и железистости источника в ходе геологической истории развития Карельского кратона. Это могло быть связано с постепенным увеличением

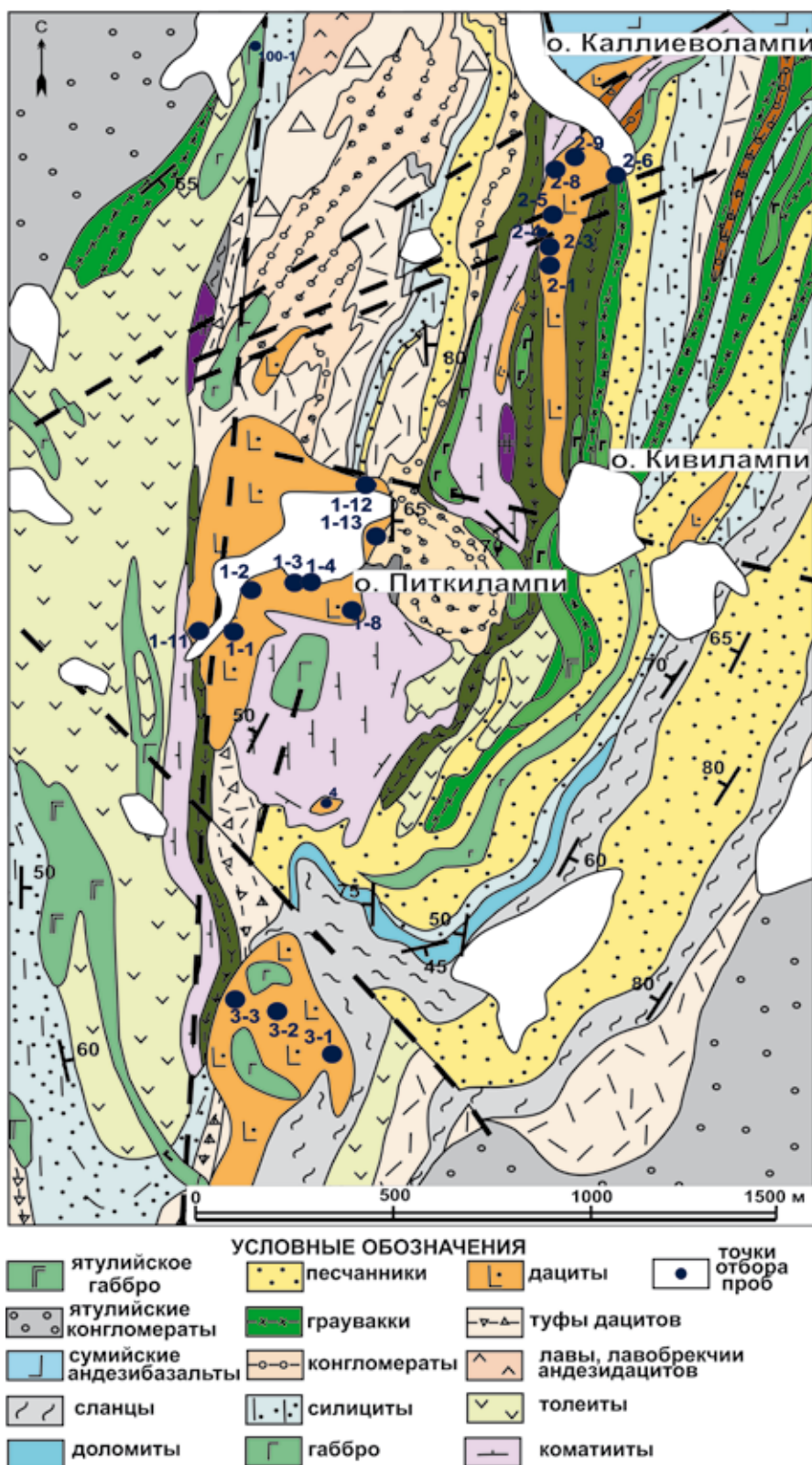


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Койкарской структуры ([2], с дополнениями).

меры и различную контаминацию коровым материалом, что напрямую зависит от мощности коры. То есть при формировании более поздних северных тел произошло увеличение мощности коры. Даци́ты Койкарской структуры имеют близкие геохимические характеристики – высокое содержание Rb, Ba, легких РЗЭ, низкое содержание Nb, Ti, Y, тяжелых РЗЭ. Это можно объяснить вкладом адакитовых выплавов в генерируемый расплав, хотя этот вклад был различный – дациты южного тела имеют больше островодужные характеристики, а дациты северного – адакитовые. Можно сделать вывод, что в интер-

мощности коры в зоне вулканической деятельности.

Даци́ты южного субвулканического тела Койкарской структуры характеризуются более высокими содержаниями РЗЭ по сравнению с северным и центральным (рис. 3). Для всех дацитов характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ, высокие содержания крупноионных литофильных элементов и отрицательные аномалии по Nb и Ti. Сравнивая геохимические характеристики дацитов Койкарской структуры с типичными адакитами Ведлозерско-Сегозерского пояса [2] и фанерозойскими адакитами [5], можно сделать вывод, что дациты имеют адакитовые характеристики и принадлежат дифференцированной островодужной БАДР-серии. Это подтверждается также на основании содержания Sr и Y в дацитах (рис. 4).

В результате можно сказать, что дациты Койкарской структуры имеют близкие петрографические характеристики, хотя в дацитах южного тела появляются такие минералы как биотит, сфен, пирит, гематит. Это обнаруживается и в химическом составе дацитов южного тела (увелечение титанистости, железистости и магнезиальности). Что в свою очередь отражает разную длительность существования магматической ка-

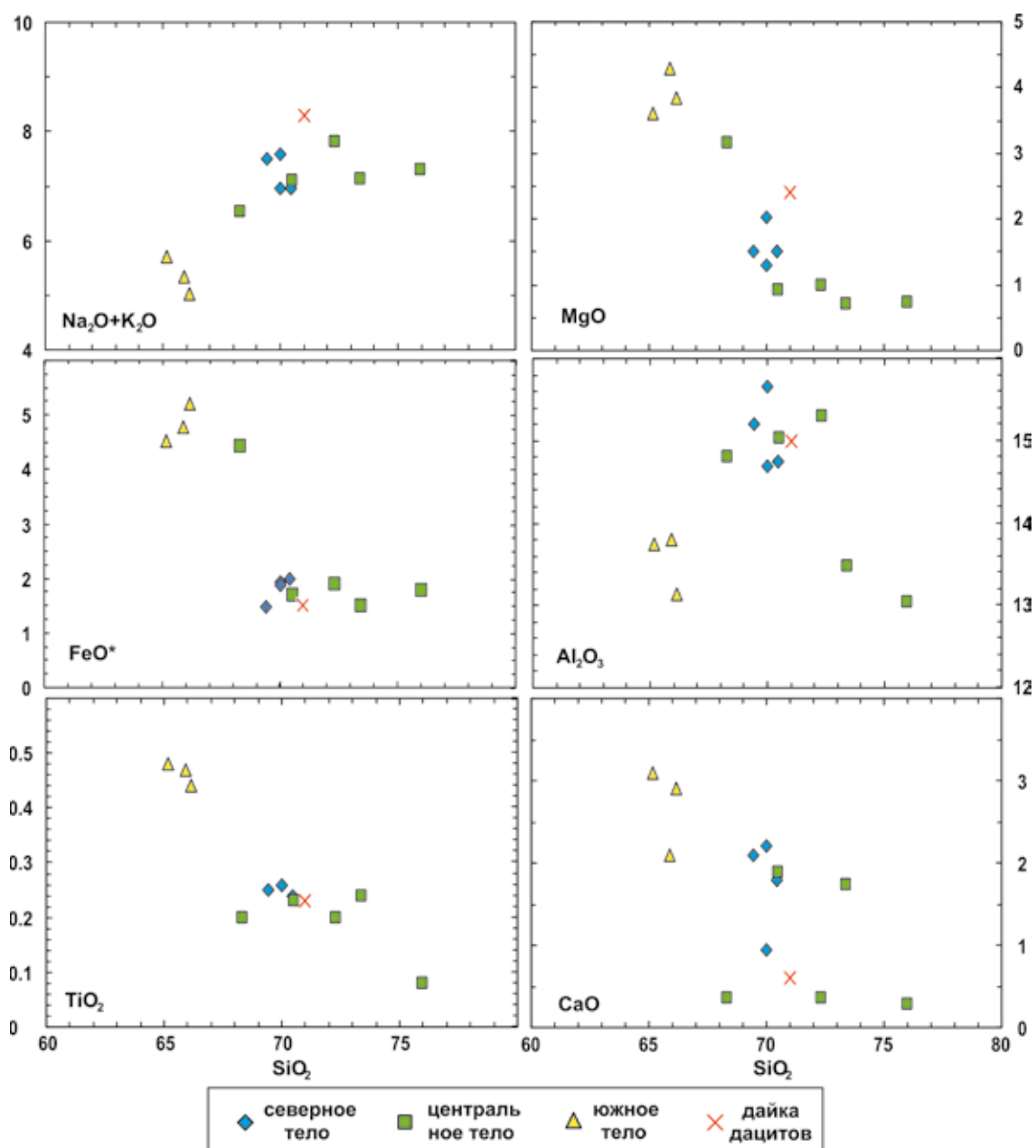


Рис. 2. Диаграммы в координатах петрогенные элементы (Na₂O+K₂O, MgO, FeO*, Al₂O₃, TiO₂, CaO) – SiO₂ для дацитов Койкарской структуры.

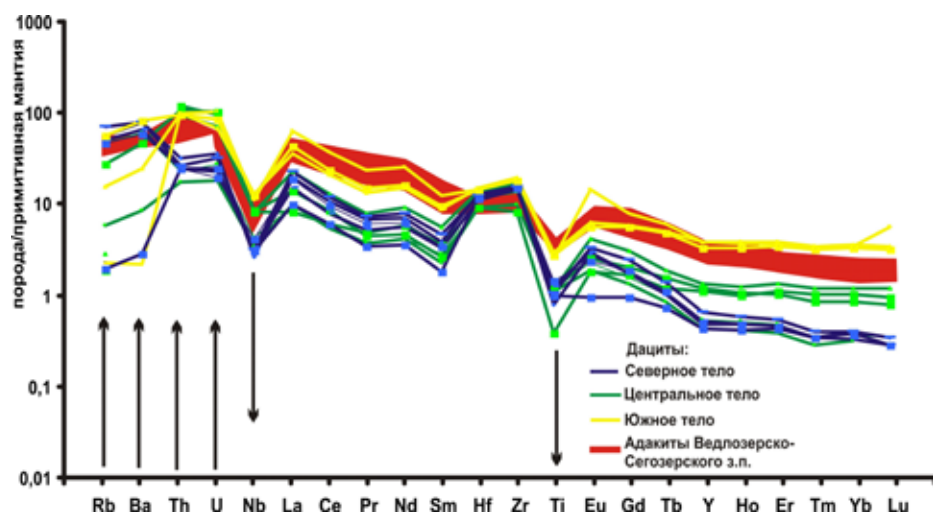


Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в дацитах Койкарской структуры и адакитах Ведлозерско-сегозерского пояса [2]. Нормировано по примитивной мантии [6].

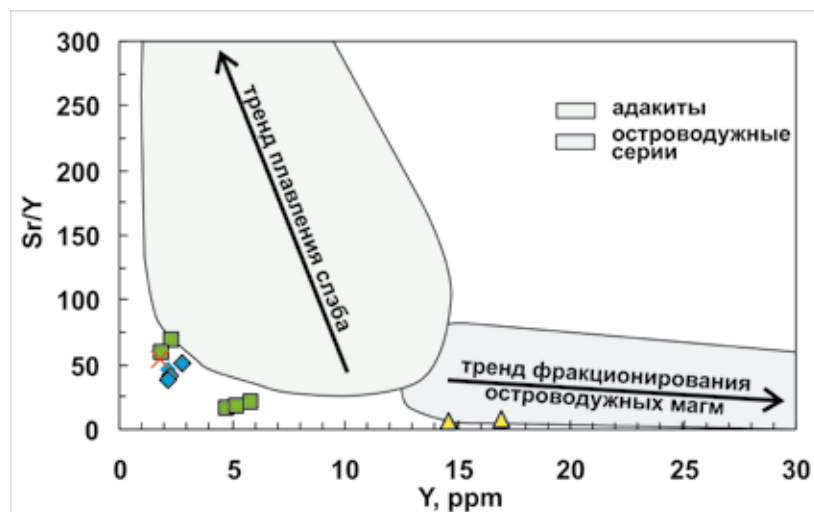


Рис. 4. Диаграмма Sr/Y –Y для дацитов Койкарской структуры. Поля построены на основе данных по фанерозойским островодужным комплексам и адакитам [5].

вале времени 2900-2800 млн. в этой области произошло становление зрелой субдукционной системы, что подтверждает раннее существующую модель формирования Ведлозерско-Сегозерского пояса, как аккреционно-коллизийного комплекса [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.
2. Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 115 с.
3. Бибикина Е.В., Крылов И.Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // ДАН СССР, 1983. Т. 268. № 5. С. 189-191.
4. Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Пухтель И.С., Щипанский А.А., Журавлев Д.З. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Матер. 1-ой межд. конф. «Корреляция геологических комплексов Фенноскандии», 1996. С. 74-75.
5. Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationship and some implications for crustal evolution // Lithos, 2005. V. 79. P. 1-24.
6. McDonough W.F. The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995. V. 120. P. 223-253.

МЕТОДИКА ДАТИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ^{3}H - ^{3}He МЕТОДОМ

Гудков А.В., Каменский И.Л., Толстихин И.Н.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Введение

Движение является главной особенностью природных вод, так как оно (движение) обеспечивает эволюцию вод, изменяя положение водных частиц в пространстве и времени. Эти два параметра (пространство и время) являются основными параметрами для моделирования движения. Пространственные параметры часто следуют непосредственно с координатами наблюдений. Временные параметры, как правило, скрыты от глаз наблюдателя, и необходимо их выявлять при помощи различных индикаторов.

Информацию о времени, может дать распад радиоактивных изотопов наиболее подходящих для данного исследования. Наиболее простыми для подобных исследований, являются радиоактивные изотопы благородных газов, которые часто используются в качестве водных индикаторов.

Скорость распада радиоактивных изотопов точно неизвестна, но для измерения возраста воды, т.е. интервала времени, который проходит между проникновением воды из границы равновесного состояния с атмосферой и временем отбора проб, начальная и конечная концентрации индикатора не требуются.

Конечные концентрации, как правило, можно измерить, но исходные часто нелегко восстановить. $3\text{H} - 3\text{He}$ систематика является единственной, для которой не нужны начальные данные по концентрации родительского изотопа, и это является важной особенностью этого уникального индикатора, который в настоящее время является одним из самых любимых инструментов гидрологии.

Впервые методика $3\text{H} - 3\text{He}(3\text{H})$ датирования в России была применена двадцать лет тому назад, в 1988-1992 гг., для исследования подземных вод Хибинского массива (Кольский п-ов, [1]). В 2011-2012 гг. методики отбора образцов природных вод, выделения из них гелия и неона, и масс-спектрометрического анализа были существенно модифицированы, что позволило вернуться к изучению уже опробованных объектов на новом экспериментальном уровне. Выполненное исследование позволило оценить устойчивость такого важного показателя, как темп водообмена на шкале около 25 лет. Последнее актуально в связи с решением прикладных задач, таких как оценка техногенного воздействия, а также в связи проблемой влияния глобальных вариаций климата на условия питания и циркуляции подземных вод.

Приборы и техника эксперимента

Отбор и дегазация водных проб, выделение гелия и неона

Для реализации $3\text{H} - 3\text{He}(3\text{H})$ метода был разработан и опробован пробоотборник многоразового использования, включающего корпус из нержавеющей стали объемом 160 см^3 и фторопластовую заглушку, предназначенную для герметизации пробоотборника после отбора пробы и для слива воды в дегазационную камеру в условиях высокого вакуума. Для лучшей изоляции отобранной пробы от атмосферного He использован дополнительный водный затвор, что позволяет обеспечить хранение проб подземных вод в течение нескольких лет.

Для дегазации проб воды и предварительной очистки He и Ne была разработана, изготовлена и опробована специальная установка, позволяющая осуществлять: (а) слив воды из пробоотборника в дегазационную емкость; (б) дегазацию воды, ускоренную за счет ее перемешивания магнитной мешалкой; (в) перевод выделившихся газов через капилляр (поток водного пара через капилляр играет роль диффузионного насоса) в емкость, охлаждаемую жидким азотом. Достигнута полнота выделения He более 99 %. После дегазации, He и Ne распределяются в линию напуска и очищаются от водорода и других химически активных, а также тяжелых инертных газов на ловушках с активированным углем, охлаждаемых жидким азотом, и на $\text{Ti} - \text{Zr}$ геттерах. Затем He и Ne напускаются в камеру масс-спектрометра. Вся процедура подготовки пробы к анализу занимает 30 минут.

Масс-спектрометрический анализ

Для измерения содержания He и Ne , а также изотопного состава гелия используется масс-спектрометр МИ 1201ИГ с разрешающей способностью около 1000, позволяющей полностью отделить пик 3He^+ от пиков 3H^+ и HD^+ . Чувствительность по гелию составляет 5×10^{-5} А торр-1, нижний предел измерения для отношений $3\text{He}/4\text{He}$ составляет $R < 10^{-8}$.

В ходе работы была оптимизирована методика измерения содержаний He и Ne . Анализ погрешности измерения отношения $3\text{He} / 4\text{He}$ показал, что при количествах He , близких к 10^{-5} см^3 , наибольшее влияние на результирующую ошибку оказывает длительность измерения интенсивности тока ионов 3He^+ , которая должна составить 1-2 мин. Оптимальная методика изотопного анализа He состоит из 4-х серий, каждая из которых включает одно измерение пика 4He^+ и три измерения 3He^+ . Достигнутая при этом погрешность изотопного анализа гелия составила $\pm 2\%$ (1 σ).

Методика и оборудование постоянно совершенствуются. В настоящий момент при проведении эксперимента возникает необходимость перескакивать с максимального значения пика He на пик Ne , и обратно. При таком переходе приходится менять настройки масс-спектрометра, подстраиваясь на пик. Подобные действия могут приводить к неточности и искажению полученных результатов эксперимента.

Для получения более качественных данных, в настоящий момент проводится модернизация установки, на которой проходят исследования.

В период с 2012 по 2013 к установке, были подключены и опробованы три дополнительные газовые ловушки для неона, охлаждающая установка, новый времяпролетный масс-спектрометр и дополнительная система откачки. Тем самым фактически был создан новый прибор (рис. 1).

Охлаждающая установка позволяет охлаждать газ в системе до 4 Кельвинов. В ходе проведения экспериментов была достигнута температура 11 Кельвинов, при которой произошло осаждение Ne из образца.

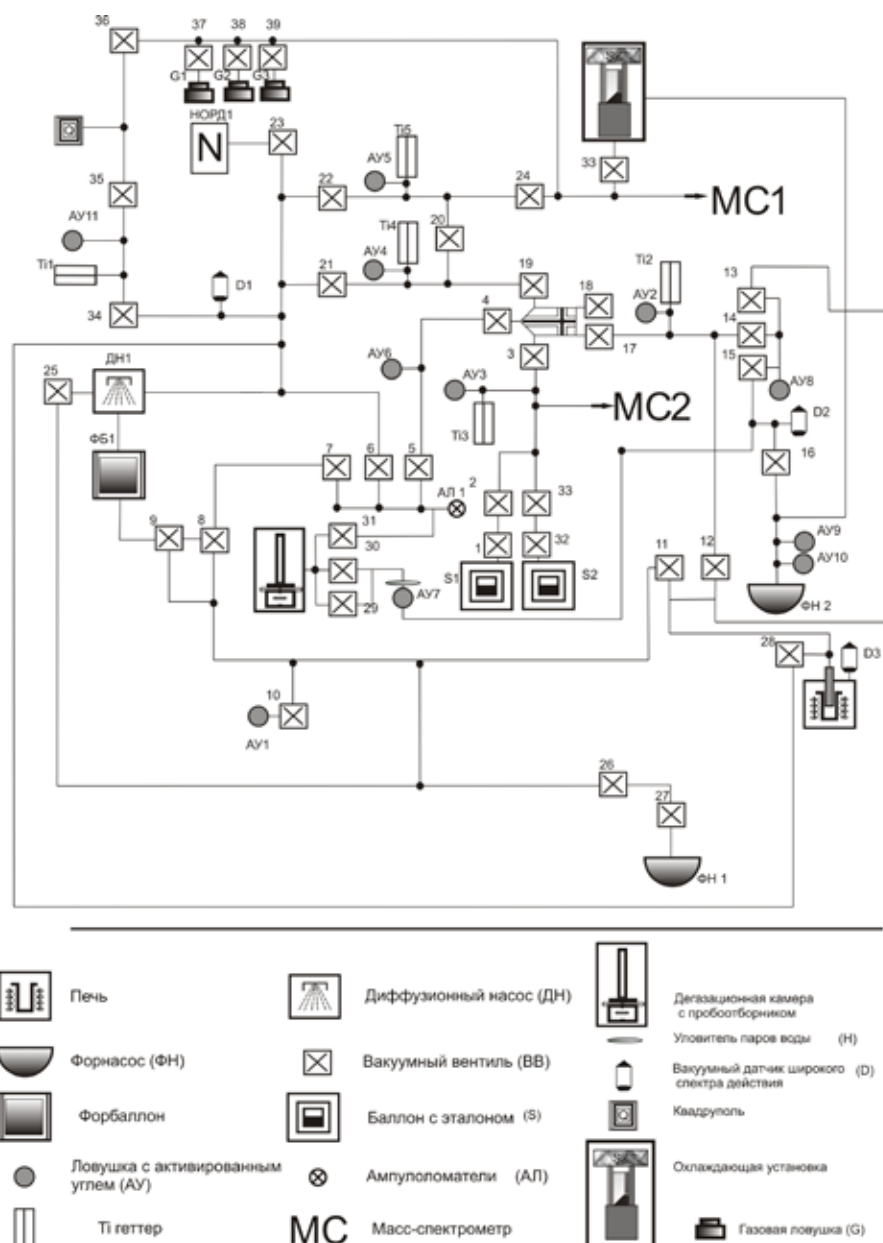


Рис. 1. Схема дегазационной установки.

В дальнейшем, высаживание Ne из исследуемого образца позволит отдельно измерять сначала пики Ne в образце, а потом соответственно Ne, без дополнительных подстроек при переходе с пика на пик. Это подразумевает изменение методики проведения эксперимента.

Предыдущие эксперименты проходили по схеме: Стандарт – Образец – Стандарт, где одновременно измерялись изотопы He и Ne. В новой системе на конечном этапе очистки будет проходить разделение, гелия и неона. Высадившийся неон будет храниться в газовых ловушках (G). Измерения будут включать в себя 2 этапа, на одном из которых отдельно будет измеряться гелий, на другом, соответственно, неон. Также исследуемый газ будет, подвергаться дополнительному исследованию на время-пролетном масс-спектрометре. Это позволит исключить ошибки, вызываемые искажениями при подстройках на максимальные значения пика, а также продублировать отдельные данные.

В дальнейшем планируется установка нового масс-спектрометра, который в будущем будет полностью дублировать опыты, проводимые на масс-спектрометре МИ-1201, а также осуществлять параллельные и взаимодополняющие друг друга исследования.

Заключение

На данный момент в ходе проводившихся по наработанной методике измерений концентраций изотопов ^3H , ^3He , ^4He и ^{20}Ne в водах водозабора «Центральный» (южная часть Хибинского массива, Кольский п-ов) было выявлено, что воды являются смесью молодых (более 90 %) и древних (менее 10 %) вод.

Молодая вода содержит избыточные газы, обусловленные растворением пузырьков воздуха в ходе погружения воды в зоне аэрации. Возраст молодой воды, определенный $3\text{H} - 3\text{He}$ методом, оказался равным 21 ± 1.5 года. Возраст древней воды, оцененный $\text{U} - \text{Th} - 4\text{He}$ методом, составляет около 50 тыс. лет. Вследствие взаимодействия вода – порода древняя вода содержит повышенные концентрации гелия и некоторых вредных для здоровья элементов, например – алюминия, за счет растворения щелочных пород массива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kamensky I.L., Tokarev I.V. and Tolstikhin I.N. $3\text{H}-3\text{He}$ dating: A case for mixing of young and old groundwaters // *Geochemica et Cosmochemica Acta*. 1991. V. 55. P. 2895-2899.
2. Beyerle U.W., Aeschbach-Hertig W., Imboden D.M., Baur H., Graf T. and Kipfer R. A mass spectrometric system for the analysis of noble gases and tritium from water samples // *Environ. Sci. Technol.* / 2000. V. 34. P. 2042-2050.

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ АНАЛОГИ АРХЕЙСКИХ САНУКИТОИДОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Егорова Ю.С.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, ax-ox-ux@mail.ru

Шири и Хэнсон [1], выделив среди неоархейских пород провинции Сьюпериор высоко-Mg гранитоиды и вулканиты, отметили ряд сходств их с высоко-Mg миоценовыми андезитами – санукитами. Это послужило поводом для название новой серии – архейскими санукитоидами. В последствии другие исследователи [2 и ссылки в ней], проведя более тщательное сравнение санукитоидов с производными высоко магнезиальных фанерозойских магм, образовавшихся в зонах субдукции: санукитами (андезиты Пиип-типа) и адакитами (андезиты Адак-типа), убедились, что они имеют ряд существенных различий. В первых - относительно небольшие содержания LREE, Ba и Sr, сравнительно низкое La/Yb отношение и очень высокие концентрации Cr и Ni, которые предполагают, что их мантийный источник не был столь сильно метасоматизирован по сравнению с источником санукитоидов, а также свидетельствует, что, вероятно, расплавы не были в равновесии с гранатом. Вторые – по ряду элементов геохимически сходны с санукитоидами, однако адакиты существенно более магнезиальные, содержат больше Ni и меньше Ba [2]. Можно добавить, что санукиты и адакиты формируются в условиях действующей зоны субдукции, тогда как геологическое размещение санукитоидов не имеет свидетельств их связи с таковой.

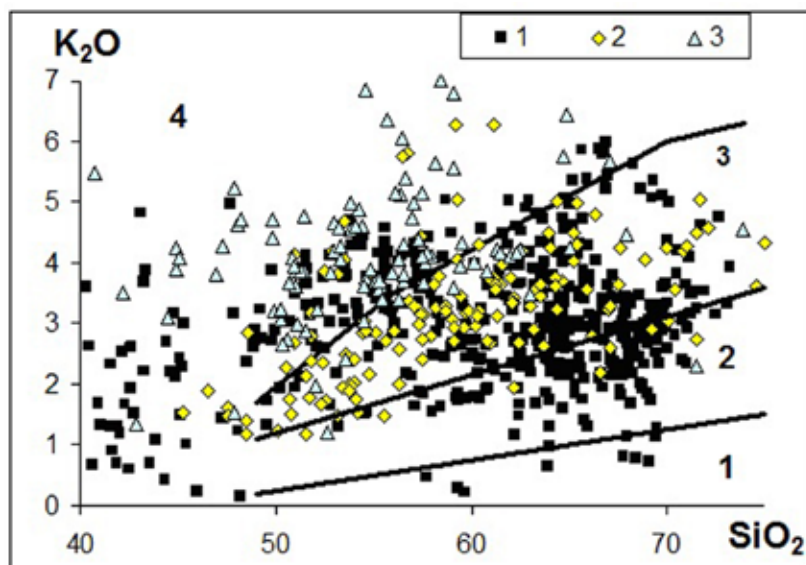


Рис.1. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$.

Условные обозначения: 1 – санукитоиды Балтийского щита, 2 – фанерозойская Ba-Sr-габбро – гранитоидная серия по [9-15 и ссылки в них], 3 – шошонитовые лавы по [4-7 и ссылки в них]. Цифрами на рисунке отмечены поля составов различных серий: 1 – толеитовая, 2 – известково-щелочная, 3 – высоко калиевая, 4 – шошонитовая.

Лобач-Жученко с соавторами [3] в результате сравнения редко-элементного состава санукитоидов с составами пород, образовавшихся в различных геодинамических обстановках, пришли к выводу, что наиболее близкими спектрами распределения обладают шошониты и лампроиты, которые также считаются производными обогащенной мантии. Шошониты характеризуются повышенной щелочностью, магнезиальностью и высокими содержаниями Ba, Sr, P [4]. Породы санукитоидной серии отличает от них только более низкое содержание K_2O и то, что для шошонитов характерно резкое снижение магнезиальности с ростом содержания SiO_2 в породе (рис. 1, 2). Редкоэлементный состав пород конкретных шошонитовых серий зависит от геодина-

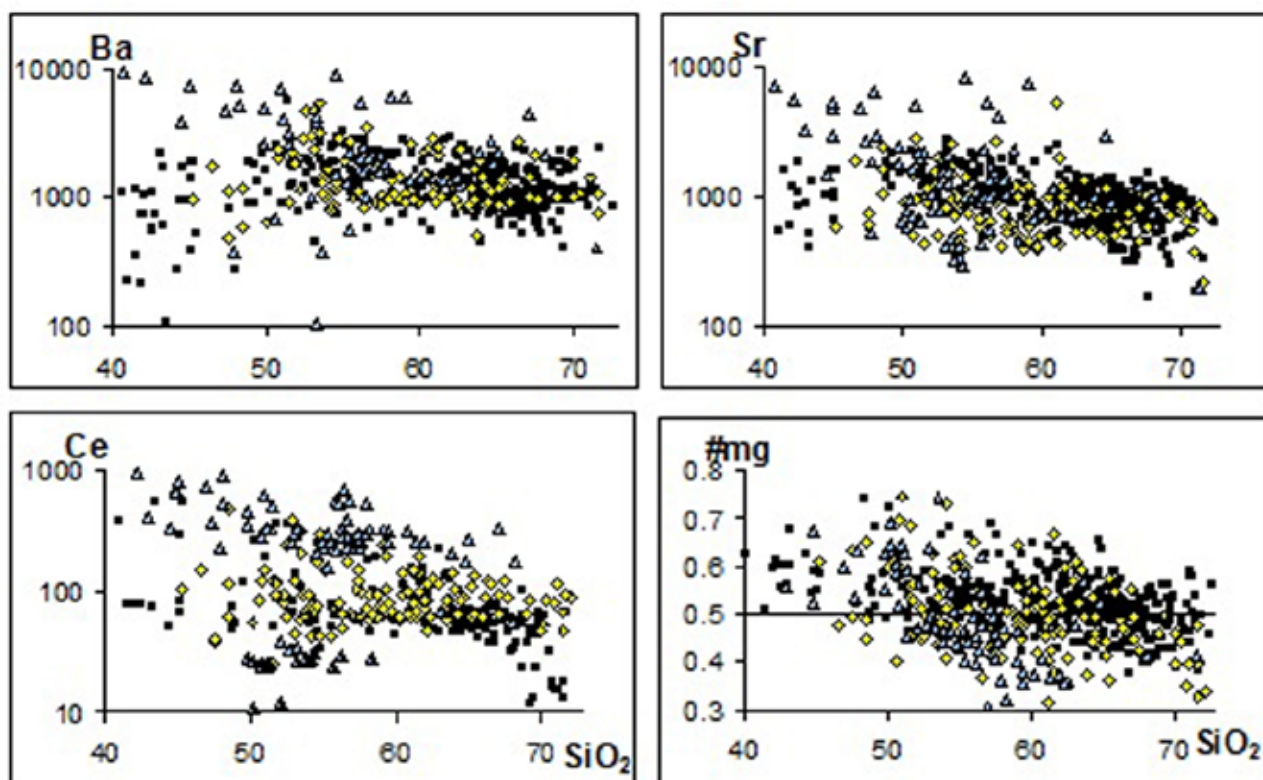


Рис. 2. Сравнение санукитоидов с фанерозойскими аналогами.

Условные обозначения те же, что и на рис. 1, исключение: + – на диаграмме « SiO_2 – Ce» обозначены островодужные шшониты Курило-Камчатской дуги по [7].

мических обстановок их формирования. Для постколлизийных вулканитов шшонитовой ассоциации Тибетского Плато с возрастом около 13 млн. лет [5] и свекофеннских интрузивных шшонитов Балтийского щита с возрастом 1.8 млрд. лет [6] характерны более высокие содержания LREE, LILE и HFSE по сравнению с островодужными шшонитами Камчатско-Курильской системы [7]. Последние также имеют слабофракционированный спектр распределения REE, что сильно отличает их от постколлизийных шшонитов и санукитоидов (рис. 3).

Тернер с соавторами [5] пришли к выводу, что источником шшонитовых лав Тибетского Плато является метасоматизированный гранатовый перидотит, содержащий около 6 % флогопита и расположенный внутри литосферной мантии, что согласуется с представлениями об образовании санукитоидов из метасоматизированной мантии.

Я. Халла с соавторами [7] провели сравнение геохимического состава и условий формирования архейских санукитоидов Финляндии с каледонскими Ba-Sr-гранитоидами Шотландии (опубликованные в [9]) и пришли к заключению, что последние являются фанерозойскими аналогами санукитоидов.

В последние годы появилась не мало публикаций, посвященных фанерозойским Ba-Sr-гранитоидам и связанным с ними мафитам (аппинитам) [9-15 и др.]. Они действительно имеют поразительные сходства с архейскими санукитоидами, что позволяет ожидать близкие условия формирования. На серии диаграмм (рис. 2) сравниваются составы архейских санукитоидов БЩ с шшонитами и Ba-Sr-гранитоидами из разных провинций мира.

Фанерозойские Ba-Sr-гранитоиды и генетически связанные с ними мафические породы также представляют весь спектр составов по содержанию $\text{SiO}_2 = 46.5-7 \text{ wt } \%$. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$, они преимущественно занимают поле высоко – К пород, в меньшей степени шшонитов и других серий. Для них характерны высокие Sr/Y (16-170) и La/Yb (10-115) отношения, содержание Al_2O_3 (11.5-18.4 wt %, обычно $> 14.0 \text{ wt } \%$) и P_2O_5 (0.02-0.89 wt%, обычно $> 0.20 \text{ wt } \%$), и отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.6-1.6), что отличает их от других типов гранитоидов и делает очень похожими на санукитоиды. Для них также характерно пониженное содержание Y и HREE, отсутствие отрицательной Eu аномалии и Nb – минимум на спектрах распределения редких и REE [9-13].

Фанерозойские Ba-Sr-гранитоиды наиболее изучены на Китайском кратоне и в северной Шотландии [9-13 и ссылки в них], а также установлены на Урале [15], в Саянах [14] и Тянь-Шане. Как и санукитоиды, они связаны в пространстве и времени со щелочным магматизмом (щелочные сиениты,

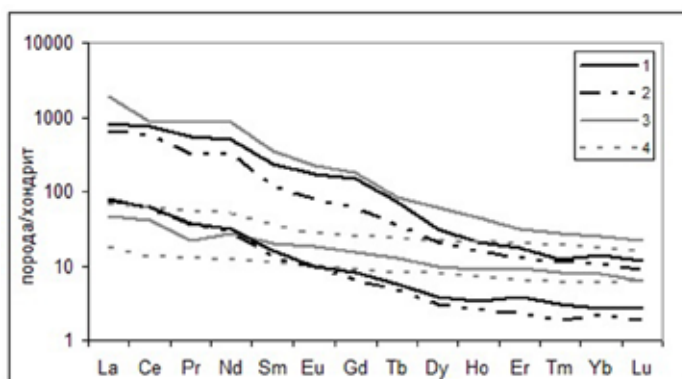


Рис. 3. Содержание и распределение REE в санукитоидах и фанерозойских аналогах.

Условные обозначения: 1 – санукитоиды Балтийского щита, 2 – фанерозойская Ba-Sr-габбро – гранитоидная серия по [9-15 и ссылки в них], 3 – постколлизийные шошониты по [4-6 и ссылки в них], 4 – островодужные шошониты Курило-Камчатской дуги по [7].

Показаны максимальные и минимальные содержания для каждой серии.

смаатриваемых интрузий в постколлизийной обстановке. Изменение состава пород в пределах массива от мафитов до гранитов связывается с фракционированием темноцветных минералов (пироксена, амфибола, биотита), апатита, сфена и ильменита. Вариации в геохимическом и изотопно-геохимическом составе пород, выходящие за пределы фракционной кристаллизации в закрытой системе, объясняются ассимиляцией корового материала во время фракционной кристаллизации [9] и смешением мантийных и коровых расплавов [10, 11].

Выводы

Из всех рассмотренных фанерозойских производных обогащенных магнезиальных магм – постколлизийные Ba-Sr – мафит – гранитоидные комплексы наиболее соответствуют архейским санукитоидам.

Постколлизийные шошонитовые лавы также близки по составу санукитоидам, но отличаются более высоким содержанием LREE, Ba, Sr, K, Nb и Ti.

Следовательно, санукитоиды не являются уникальными плутоническими комплексами, свойственными только архею.

Как архейские, так и фанерозойские «санукитоиды» маркируют определенный этап эволюции континентальной литосферы – подъем астеносферного диапира, сопровождающийся мощным тепловым и флюидным потоком, который вызвал растяжение и плавление литосферы на разных уровнях (от верхней деплетированной мантии до коры). Этому событию предшествовало сильное утолщение коры в условиях длительного сжатия (коллизия) и как следствие – деляминация ее кила (либо облом субдуцирующего слэба), которая, в свою очередь, и спровоцировала подъем астеносферного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Shirey S.B., Hanson G.N. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites // *Nature*, 1984. V. 310. P. 222-224.
2. Kovalenko A.V., Clemens J.D. and Savatenkov V.M. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data on the sanukitoid intrusions of Karelia, Baltic Shield: implications for their genesis and lithospheric evolution // *Lithos*, 2005. V. 79. P. 147-160.
3. Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. *et al.* The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // *Lithos*, 2005. V. 79. P. 107-128.
4. Morrison G.W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // *Lithos*, 1980. V. 13. P. 97-108.
5. Turner S., Arnand N., Lin J. *et al.* Post – collision shoshonitic volcanism of the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // *J. Petrol*, 1996. V. 37. P. 45-71.
6. Eclud O., Konopelko D., Rutanen H. *et al.* 1.8 Ga svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // *Lithos*, 1998. V. 45. P. 87-108.
7. Tsvetkov A.A., Volynets O.N., Bailey J.S. Shoshonites of the Kurile- Kamchatka island arc // *Petrology*, 1993. V. 1. № 2. P. 103-127.

нефелиновые сиениты, карбонатиты) и породами лампрофировой серии [9]. Проявление фанерозойского «санукитоидного» магматизма четко привязано к конкретной геодинамической обстановке – постколлизийному (постаккреционному) растяжению литосферы и ее плавлению на разных уровнях. Большинство исследователей считает, что формирование родоначальных для Ba-Sr-гранитоидов обогащенных мантийных расплавов происходит в результате плавления метасоматизированной (в условиях субдукции) мантии, вызванного подъемом астеносферного диапира. Подъем астеносферы связывается либо с деляминацией нижней коры [11-13] в результате ее сильного утолщения в ходе коллизии, либо с обломом субдуцирующего слэба на поздней коллизийной стадии [8-10 и ссылки в них]. Такая модель хорошо согласуется с формированием рас-

8. Halla J., Heilimo E. Deformation-induced Pb isotope exchange between K-feldspar and whole rock in Neoproterozoic granitoids: Implications for assessing Proterozoic imprints // *Chemical Geology*, 2009. V. 265. P. 303-312.
9. Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. Petrogenesis of high Ba–Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland // *Journal of the Geological Society*. 2001. V. 158. P. 521-534.
10. Ye H.-M., Li X.-H., Li Z.-X., Zhang C.-L. Age and origin of high Ba–Sr appinite–granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt // *Gondwana Res.* 2008. V. 13. P. 126-138.
11. Choi S.-G., Rajesh V. J., Seo J., Park J. –W., Oh C.-W., Pak S.-J., S.-W. Kim. Petrology, geochronology and tectonic implications of Mesozoic high Ba–Sr granites in the Haemi area, Hongseong Belt, South Korea // *Island Arc*. 2009. V. 18. P. 266-281.
12. Zhang X., Gao Y., Wang Z., Liu H., Ma Y. Carboniferous appinitic intrusions from the northern North China craton: geochemistry, petrogenesis and tectonic implications // *Journal of the Geological Society*. 2012. V. 169. P. 337-351.
13. Qian Q., Chung S.-L., Lee T.-Y., Wen D.-J. Mesozoic high-Ba–Sr granitoids from North China: geochemical characteristics and geological implications // *Terra Nova*. 2003. V. 15. P. 272-278.
14. Ефремов С.В. Главные причины эволюции вещественных характеристик раннепалеозойских гранитоидов Восточного Саяна (на примере массива-хребта Мунку-Сардык) // *Геохимия*. 2009. № 3. С. 283-298.
15. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // *Литосфера*. 2001. № 1. С. 68-85.

Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД МАССИВА МОНЧЕТУНДРА

Кунаккузин Е.Л.^{1,2}, Борисенко Е.С.², Серов П.А.²

¹ ФГБОУ ВПО МГТУ, Мурманск, kunakkuzin_evgeniy@mail.ru

² ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Массив Мончетундра расположен в центральной части Кольского полуострова и является юго-восточной частью интрузии Чуна-Монче-Вольчих тундр. Структурно-тектоническое положение интрузива определяется его приуроченностью к области сочленения Беломорского и Центрально-Кольского мегаблоков с палеорифтогенной Печенга-Имандра-Варзугской структурой. Массив имеет форму вытянутого в северо-западном направлении овала, его протяженность около 30 км, ширина 2-6 км, общая площадь интрузива около 120 км². С востока и юго-востока массив отделен от Мончеплутона мощной зоной бластокатаклазитов и бластомилонитов, с запада ограничен Витегубско-Сейдозерским разломом [1].

В строении массива разными исследователями выделяется от двух до пяти сингенетических зон [1-4]. Но согласно последним изотопно-геохронологическим исследованиям массива Мончетундра, можно выделить как минимум 3 разновозрастные группы пород.

Для интерпретации изотопно-геохимических Sm-Nd данных для пород массива Мончетундра было выбрано 40 анализов из проб отобранных в 2011-2012 гг. во время полевых исследований, а так же из литературных источников [1, 5, 6].

Породы ранней фазы, датированные U-Pb методом по цирконам в 2521 ± 8 млн. лет [6], представлены метагабброидами широкого спектра составов: от анортозитов до габброноритов, которые ввиду сильных метаморфических изменений называют «амфибол-плагиоклазовыми породами» [1]. Данные породы характеризуются значениями ϵ_{Nd} от +0.02 до -2.23 на момент образования, а так же мезо- и палеоархейскими значениями модельных возрастов.

Породы второй фазы, представленные трахитоидными средне-крупнозернистыми и крупнозернистыми мезократовыми габброноритами, а также их амфиболизованными разностями, были датированы в 2505 ± 6 млн. лет и 2501 ± 8 млн. лет [5]. Так же был определен возраст данных пород Sm-Nd методом по магматическим минералам (рис. 1) который составил 2496 ± 27 и 2492 ± 55 млн. лет. Данные датировки в пределах ошибок хорошо коррелируются с упомянутыми выше U-Pb возрастами. Значения ϵ_{Nd} для данных пород варьируют от -1.70 до +1.42, модельные возраста соответствуют диапозону от 2.7 до 3.5 млрд. лет.

Массивные мезо- и лейкогаббронориты, габбронорит-анортозиты и их метаморфизованные разности с гранатом и амфиболом образуют третью фазу. Возраст этих пород был определен по циркону и бадделеиту U-Pb методом и составляет 2471 ± 9 млн. лет, 2476 ± 17 млн. лет, 2456 ± 5 млн. лет и

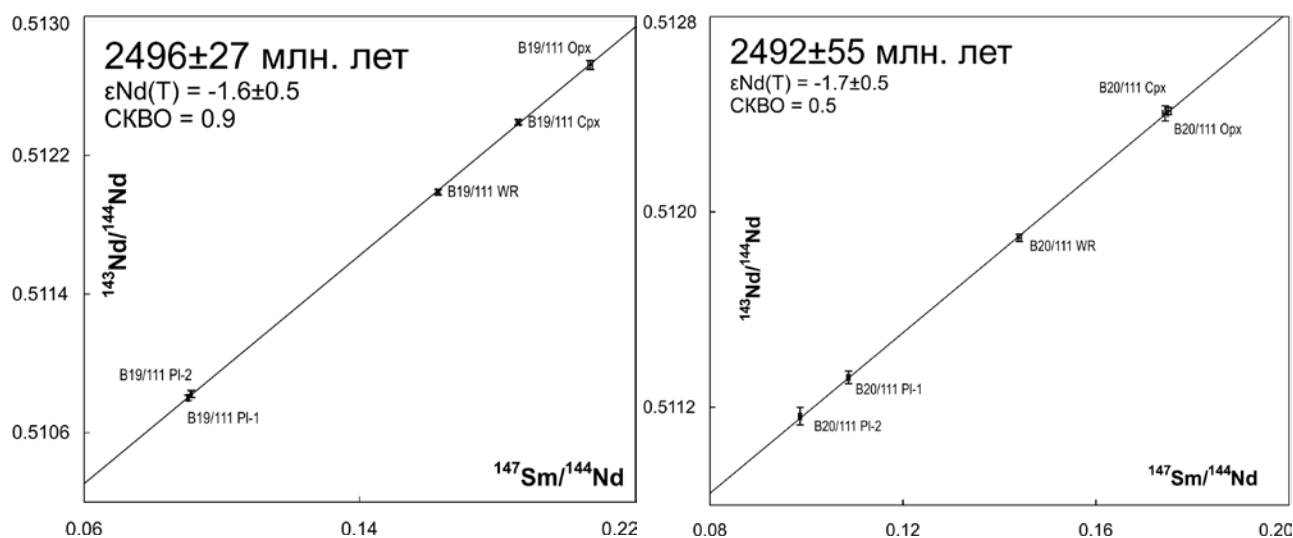


Рис. 1. Минеральные Sm-Nd изохронны по трахитоидным габброноритам.

2453 ± 4 млн. лет [6, 7]. Возраст метаморфизма, определенный Sm-Nd методом для данных пород соответствует 2020 ± 50 и 2017 ± 38 млн. лет (рис. 2), который очень близок времени заложения Мончетундровского разлома, разделяющего массивы Мончетундра и Мончеплутон [8].

Значение ϵ_{Nd} данной группы пород изменяются от -3.38 до +2.08, а значения модельных возрастов от 2.7 до 3.4 млрд. лет.

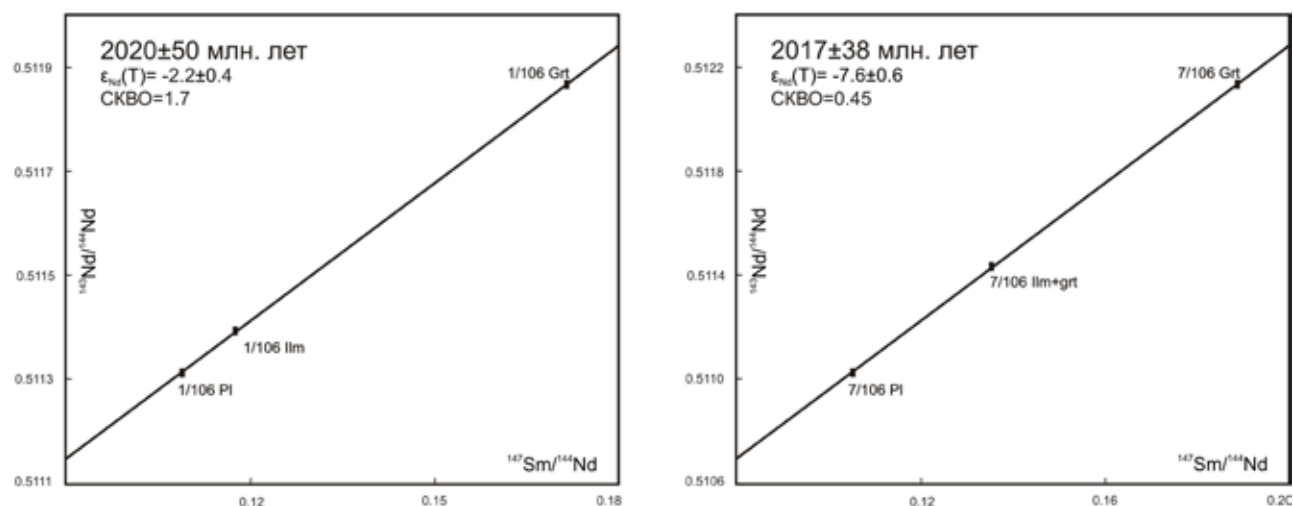


Рис. 2. Изотопные Sm-Nd изохронны по метаморфическим минералам из массивных габброидов г. Мончетундры.

В данной группе пород на юго-восточном склоне г. Мончетундра наблюдаются дайкоподобные тела меланократовых троктолитов. Породы характеризуются положительными значениями ϵ_{Nd} от +2.01 до +3.28, и значениями модельных возрастов близких к 2.7 млрд. лет.

Габбропегматиты, приуроченные к верхним частям массива характеризуются отрицательными значениями ϵ_{Nd} от -1.26 до -0.63 и модельными возрастами протолитов от 3.0 до 3.2 млрд. лет.

Породы массива прорывают дайки северо-западного простирания. По имеющимся на сегодняшний день Sm-Nd изотопно-геохимическим данным их можно подразделить на три группы:

- 1). Характеризуются отрицательными значениями ϵ_{Nd} от -0.57 до -0.24 (на возраст 2500 млн. лет и модельным возрастом близким к 3.2 млрд. лет;
- 2). Отличаются от предыдущей группы положительными значениями ϵ_{Nd} от +0.90 до +4.65 на возраст 2500 млн. лет и модельными возрастами от 2.4 до 2.8 млрд. лет;
- 3). Третья группа характеризуется более молодым модельным возрастом – 1.9 млрд. лет и положительным значением ϵ_{Nd} +5.78 (на момент 1.9 млрд. лет).

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ 10-05-00058, 11-05-00570, ОФИ-М 11-05-12012 и МОиН РФ (ГК 16.515.11.5013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончегундурского массива // Вестник МГТУ, 2009. Т. 12. № 3. С. 461-477.
2. Назимова Ю.В., Райан Г.Д. Геологоразведочные работы на платиноиды компании «Евразия майнинг» на Кольском п-ове // проект Итеррег-Тасис, 2008. С. 79-88.
3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф.). Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.
4. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Чистяков А.В. и др. Геология и металлогения Мончегорского расслоенного рудоносного комплекса // Российская Арктика. Геологическая история. Минералогия. Геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 485-494.
5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф.). Ч. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.
6. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончегундурский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Докл. РАН, 2010. Т. 431. № 2. С. 216-222.
7. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгген Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского п-ова // Докл. РАН, 1993. Т. 331. № 1. С. 95-98.
8. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беязцкий В.Б. и др. Время формирования Мончегундурского разлома (Кольский п-ов) на основе изотопных Sm-Nd и Rb-Sr анализов метаморфических парагенезисов // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Тез. докл. II Росс. конф. по изотопной геохронологии, 25-27 ноября 2003. СПб., 2003. С. 40-43.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ГРАНИТ-ЛЕЙКОГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

Никитина М.В., Андриевский О.М.

СПб ГУ, Санкт-Петербург, mariyav.nikitina@gmail.com

Район исследований расположен на северном побережье Ладожского озера, в 3 км юго-восточнее г. Питкяранта. В результате детальных структурно-геологических работ в обрамлении Ристиниевской куполовидной структуры был закартирован и изучен комплекс гранит-лейкогранитных интрузий Ристиниевской группы Импииниевского тоналит-гранодиорит-гранитного комплекса, относимых Иваниковым В.В. и др. к поздним синорогенным интрузиям [1]. Абсолютный возраст лейкократовых плагиогранитов с о-ва Руотсинсари Импииниевского комплекса – 1871 ± 12 млн. лет [2].

Особое внимание уделялось структурной позиции, геохимическим особенностям и условиям формирования пород интрузивного комплекса Ристиниевской куполовидной структуры.

В геологическом плане Ристиниевская куполовидная структура представляет собой небольшой по размеру гранитоидный фрагмент архей – протерозойского возраста, обрамленный нижнепротерозойским вулканогенно-осадочным комплексом питкярантской свиты и терригенными породами, ранее относимых к ладожской серии.

Для амфиболитов и амфиболовых сланцев питкярантской свиты характерно однообразие преобладающих в количественном отношении тонко-среднезернистых меланократовых амфиболитов с проявленной в различной степени тонкой полосчатостью с характерными признаками вулканогенных текстур. В результате проведенных детальных работ выделены и прослежены бомбовые, лавовые, пирокластические горизонты. По геохимическим данным выделено две серии пород относимых нами к верхней и нижней подсвитам питкярантской свиты, соответственно. Для первой характерно высокое содержание TiO_2 и высоким содержанием легких редкоземельных элементов. Вторая серия характеризуется пониженными содержаниями TiO_2 и плоским E-MORB-спектром распределения редкоземельных элементов с незначительным обеднением легкими.

Терригенные породы на данной территории представлены мелко-среднезернистыми кварцбиотитовыми сланцами с градиационной слоистостью. Простираение пород северо-западное, преимущественное падение на северо-восток, углы падения субвертикальные. Породы неоднородные с тонкими прослоями тремолитовых сланцев, в западной части смятые в крупные запрокинутые складки с ам-

плитудой около 10-12 м с субгоризонтальными шарнирами, осложнённые мелкой складчатостью с амплитудой до 2-3 м. В северо-западной части площади закартировано дайковое тело мелкозернистых массивных меланократовых амфиболитов, секущее толщу терригенных пород. По геохимическим характеристикам амфиболиты соответствуют высокотитанистой серии нижней подсвиты питкьярантской свиты. Это позволяет говорить о том, что закартированные метаосадочные породы не относятся к породам ладожской серии и были образованы ранее или одновременно с вулканогенно-осадочным комплексом питкьярантской свиты.

Вмещающие породы метаморфизованы в условиях низких-средних ступеней амфиболитовой фации.

По результатам детального геологического картирования по особенностям условий залегания и текстурным особенностям, было установлено трехфазное строение Ристиниевского интрузивного комплекса.

К первой фазе относятся интрузии среднезернистых гранитов. Мощность интрузий не превышает 2 м. Породы разгнейсованы и имеют плоскостные текстуры субсогласные с плоскостными текстурами вмещающих кварц-биотитовых сланцев. В петрографическом плане граниты представлены мелко-среднезернистой породой, содержащей в среднем около 35 % кварца, до 30 % олигоклаза (№ 21), до 10 % биотита, представленного мелкими ориентированными кристаллами, микроклина не более 5 %. Микроклин развивается по плагиоклазу. Структура гранобластовая, текстура массивная.

Внедрение гранитов первой фазы, скорее всего, происходило синхронно с наложенным метаморфизмом, либо в регрессивной стадии метаморфизма, так как контакты и текстуры проявленные в породах первой фазы конформны плоскостным текстурам вмещающих пород, сформированным на этих же стадиях метаморфизма.

Вторая фаза представлена жильными телами средне-крупнозернистых лейкогранитов, мощностью от первых сантиметров до одного метра. Тела имеют зональное строение. Наблюдается увеличение размера зерен от краевых частей к центру. Закалочные зоны не выражены. В краевых частях интрузий отмечается увеличение количества черного мелкозернистого биотита до 5-10 %. Распределение калиевого полевого шпата по объему породы неоднородно. Наибольшие количества его приурочены к приконтактовым частям интрузий. По петрографическим наблюдениям породы соответствуют микроклиновым плагиогранитам с содержанием кварца до 35%, альбита (№ 10) до 30%, микроклина 5-10%, ортоклаза до 10%, биотита до 3%. Устанавливается две генерации калиевого полевого шпата: более ранняя соответствует ортоклазу, поздняя представлена решетчатым интерстициальным микроклином. Структура породы гранобластовая.

Внедрение интрузивных тел второй фазы средней мощности, по-видимому, происходило с угловым несогласием по отношению к плоскостным текстурам вмещающих терригенных пород, тогда как тонкие тела внедрялись субсогласно с плоскостными текстурами. Тела второй фазы смяты в нейтральные z- и s-образные складки, с падением шарниров на юг с углами падения от 50 до 80 °. В замыканиях складок мощных тел наблюдается утыкание плоскостей сланцеватости вмещающих пород. Часть крупных жил будинируется. Тонкие жилы ведут себя конформно по отношению к вмещающим породам. Особенности контактовых взаимодействий говорят о внедрении интрузий 2 фазы в более холодный матрикс. Отсутствие закалочных зон и значимых изменений во вмещающих породах говорят о том, что температурный градиент был незначительным.

Третья фаза внедрения представлена интрузивными массивами лейкогранитов мощностью первые десятки метров. Так же наблюдаются небольшие жилы, размеры которых не превышают 1.5-2 м. Интрузивные тела этой фазы дискондартны по отношению к вмещающим метаосадочным породам, вулканогенно-осадочным породам питкьярантской свиты и к телам гранитов и щелочных лейкогранитов предыдущих фаз внедрения. Крупные тела имеют неоднородное строение. К центральной части тел породы становятся более крупнозернистыми, с кристаллами плагиоклаза до 4-5 см и «гнездами» биотита размером до 2 см, и в целом представлены пегматоидными плагиогранитами. Массивы содержат в себе ксенолиты вмещающих терригенных пород, количество которых увеличивается к приконтактовым частям. В жильных фациях наблюдается зональное строение, выраженное увеличением размера зерен от краевых частей к центру. Главными минералами лейкогранитов третьей фазы являются плагиоклаз, соответствующий альбиту (№ 8), кварц, микроклин (до 5 %) и биотит.

Для геохимических исследований интрузивного комплекса было отобрано 5 литогеохимических проб из тел относящихся к разным фазам внедрения: R1 – разгнейсованные граниты первой фазы, R55, R51 – граниты и 0612 – щелочные лейкограниты второй фазы и 0512 – пегматоидные лейкограниты третьей фазы. В целом породы ристиниевской группы интрузий относятся к K-Na гранитам

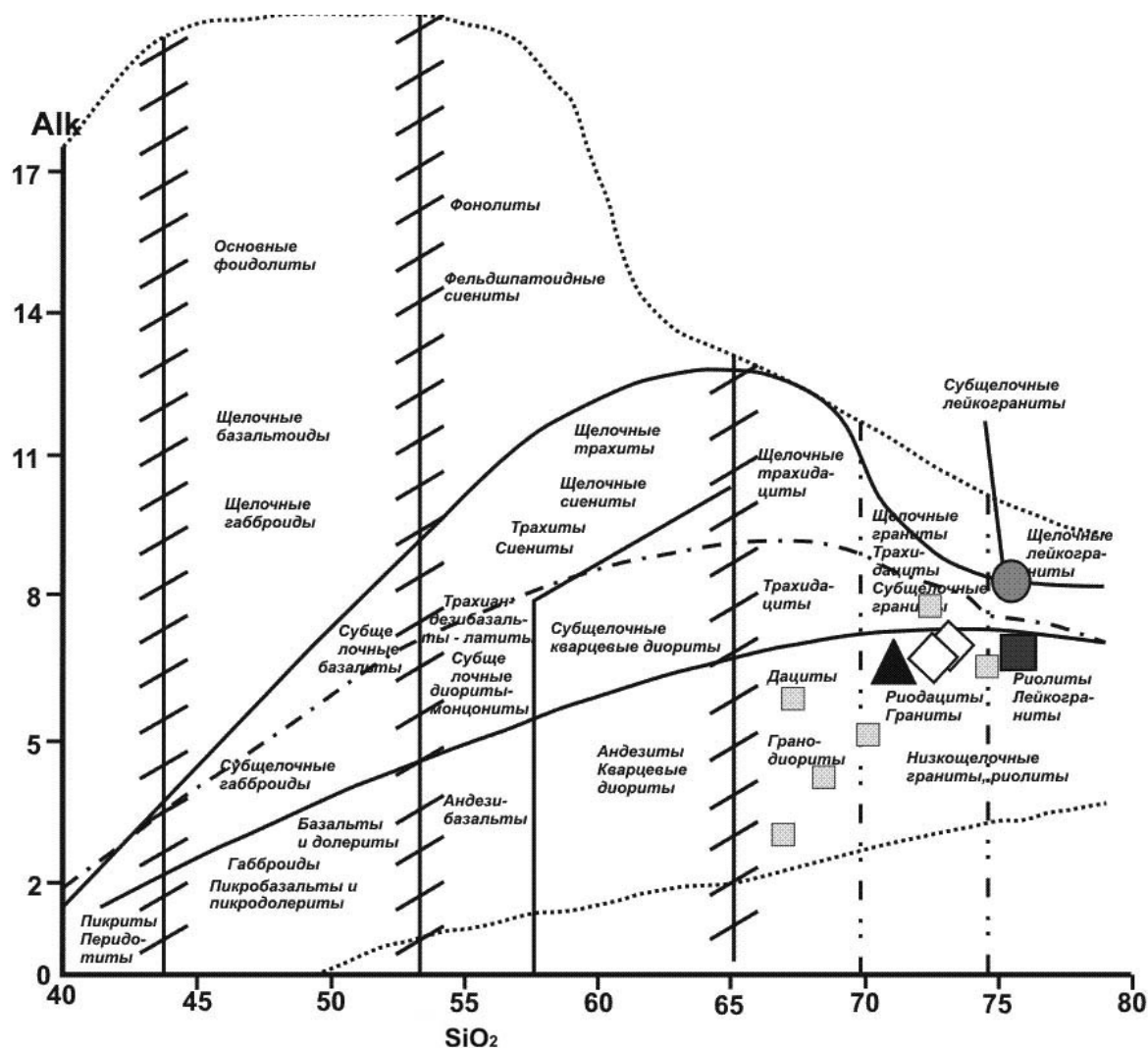


Рис. 1. Диаграмма TAS для классификации и номенклатуры интрузивных пород.

На диаграмме: ▲ – № R1 – 1 фаза; ◇ – № R55, R51 – 2 фаза; ● – точка № 0612, ■ – № 0512 – 3 фаза; ■ – гранитоиды Импиньеского комплекса.

известково-щелочного ряда. Положение фигуративных точек на классификационной диаграмме TAS для классификации и номенклатуры интрузивных пород позволяет отнести породы 1 и 2 фаз внедрения к гранитам и щелочным лейкогранитам, а пегматиты 3 фазы – к лейкогранитам (рис. 1).

На диаграмме отношений SiO_2 - K_2O (Le Maitre, 2002) (рис. 2), граниты и щелочные лейкограниты 1 и 2 фаз относятся к средне-высококалиевым породам, тогда как лейкограниты третьей фазы демонстрируют резко пониженное содержание K_2O , что, возможно, связано с особенностями строения массива.

Породы первой и второй фаз, в общем, характеризуются высокими содержаниями CaO , MgO , низкими значениями отношения FeO/MgO (3.7-4.5) и резким обогащением легкими редкоземельными элементами (рис. 3). Для лейкогранитов 3 фазы характерен плоский спектр распределения редкоземельных элементов, высокие содержания суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.7$), высокие значения отношения FeO/MgO (9.4-9.9) низкие содержания CaO , MgO . Распределение редкоземельных элементов носит эволюционный характер, выраженный в резком понижении содержания легких элементов от гранитов первой фазы внедрения к лейкогранитам третьей фазы. Содержания тяжелых редкоземельных элементов при этом, остаются практически постоянными. Такой характер распределения связан, вероятно, с фракционированием магматического источника.

Особого внимания заслуживает жила аплитовидных гранитов (точка наблюдения 0612), которая по отношению к вмещающим породам, может быть отнесена ко второй фазе внедрения, на что указывает секущее соотношение с плоскостными текстурами вмещающих пород, участие в складчатых деформациях совместно с телами второй фазы. На диаграмме TAS соответствует щелочным лейкогранитам. По особенностям распределения редкоземельных элементов характеризуется плоским спектром с

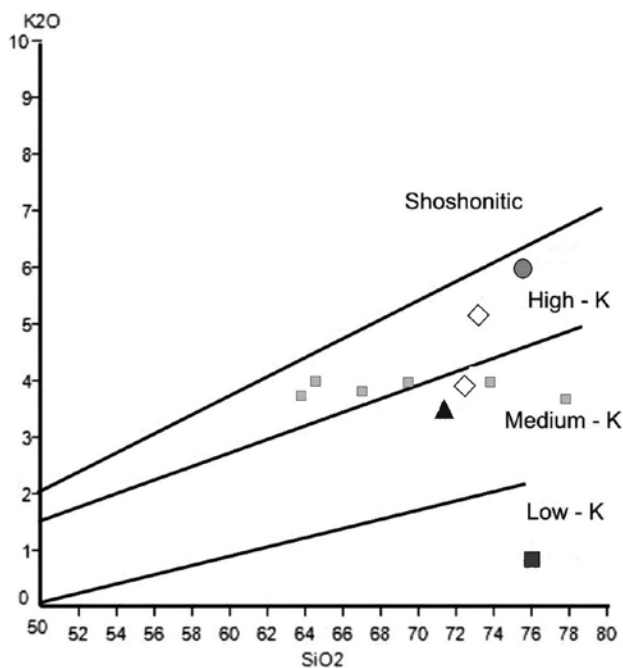


Рис. 2. Диаграмма отношений SiO_2 - K_2O_2 (Le Maître, 2002). Обозначения на диаграмме (рис. 1).

незначительным обогащением легкими лантаноидами ($\text{Ce}/\text{Yb} = 9.8$), при содержании тяжелых редкоземельных элементов $\text{Yb} = 1.7$. Особенностью этих пород также является высокие содержания суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.83$) и высокие значения отношения FeO/MgO ($\text{FeO}/\text{MgO} = 9.9$). В целом, по геохимическим данным, отмечается сходство с геохимическими особенностями лейкогранитов третьей фазы.

На дискриминационной диаграмме Ta-Yb (Pearce *et al.*, 1996) фигуративные точки 1 и 2 фаз попадают в поле гранитоидов вулканических дуг, тогда как точки 3 фазы и точка 0612 попали в поле внутриплитных областей (рис. 4).

В целом, по петрохимическим особенностям, Ристиниевский комплекс представлен гранитоидами двух типов. Граниты и лейкограниты жильных фаз внедрения (первой и второй) относятся к I – типу. Лейкограниты массива, с учетом геологических наблюдений, к гранитам А- или М-типа (рис. 5).

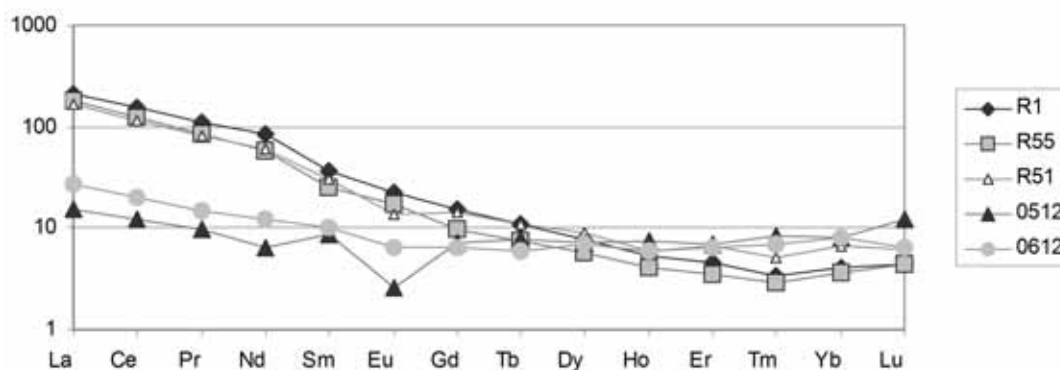


Рис. 3. Диаграмма распределения редкоземельных элементов. № R1 – фаза 1, № R55, R51, 0612 – фаза 2, № 0512 – фаза 3.

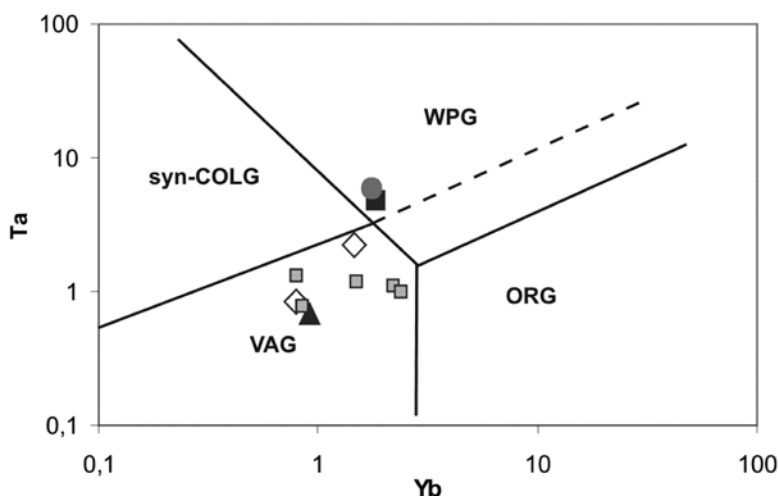


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма Ta-Yb (Pearce *et al.*, 1996).

Точки на диаграмме: ▲ – № R1 – 1 фаза, ◇ – № R55, R51 – 2 фаза ● – точка № 0612, ■ – № 0512 – 3 фаза, □ – гранитоиды Импиинеского комплекса. Поля на диаграмме VAG-поле составов гранитоидов вулканических дуг, Syn-COLG-коллизонных зон, WPG-внутриплитных областей, ORG-океанских хребтов.

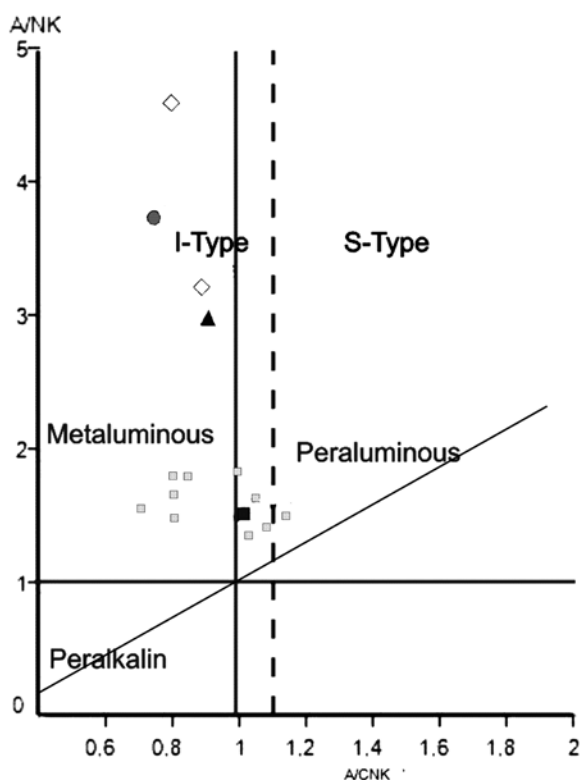


Рис. 5 Диаграмма ANK-ACNK [ANK = molar $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ and ACNK = molar $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, (Maniar and Piccoli, 1989). Точки на диаграмме: $\blacktriangle$ – № R1 – 1 фаза, $\diamond$ – № R55, R51 – 2 фаза $\bullet$ – точка № 0612, $\blacksquare$ – № 0512 – 3 фаза, $\square$ – гранитоиды Импиинемского комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иваников В.В. и др. Отчет о результатах работ по теме: «Изучение лейкогранитовых формаций юго-западной Карелии и оценка их рудоносности», 1984.
2. Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В. и др. Результаты U-Pb цирконового датирования синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий (1.89-1.87 Ga) Северного Приладожья // Вестн. СПбГУ, 1999. Сер. 7. Вып. 3 (№ 21).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В МЕЗОАРХЕЙСКИХ КОМАТИИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ (НА ПРИМЕРЕ ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА)

Рыбникова З.П.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, zoya_rybnikova@mail.ru

Изучение распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) является дополнительным, к общей геохимической характеристике пород, инструментом реконструкции петрогенезиса магматических расплавов, особенно актуальным в применении к генезису ультраосновных-основных пород [1, 2].

Для Фенноскандинавского щита изучение распределения ЭПГ в ультраосновных вулканитах (коматиитового ряда) проводилось лишь для отдельных структур (Костомукшской структуры [1], зеленокаменных поясов Восточной Карелии (Волотская толща, Ветреный пояс), Восточной Финляндии (зеленокаменный пояс Кухмо), Норвегии (зеленокаменный пояс Карасийок) [2]), и в настоящее время требует дополнительного доизучения для мафитовых комплексов зеленокаменных поясов Карельского кратона.

В данном докладе приводятся результаты геохимического изучения мезоархейских коматиит-базальтовых ассоциаций Центральной Карелии на примере структур Ведлозерско-Сегозерского зе-

В результате петрохимических исследований выявлены некоторые отличия пород Ристиниемской группы интрузий от пород Импиинемского комплекса [1]. Гранит-лейкогранитный ристиниемский комплекс характеризуется более кислыми составами и повышенными содержаниями Na_2O и K_2O , чем породы Импиинемского комплекса.

Таким образом, на основании геологических и геохимических исследований гранит-лейкогранитовый Ристиниемский комплекс, в составе 1 и 2 фаз, был сформирован на завершающих стадиях тектоно-магматического цикла, в условиях хрупко-пластичной реологии вмещающих пород. Третья фаза, внедрялась в уже холодный субстрат и сформировалась на заключительной стадии этого цикла.

Первая и вторая фазы Ристиниемского гранит-лейкогранитного комплекса относятся к гранитоидам I-типа, и их образование, вероятно, связано с глубинным магматическим очагом и является продуктом конечной дифференциации или продуктом плавления толеитового источника. В геодинамическом плане отвечают синорогенной стадии.

Образование анорогенных лейкогранитов третьей фазы, возможно, связано с дальнейшей дифференциацией того же источника.

ленокаменного пояса (ВСЗП). Зеленокаменный пояс расположен в центральной Карелии, формирует длинную линейную шовную структуру, протягивающуюся более чем на 200 км в субмеридианальном направлении при ширине 50-60 км, обрамляющую с запада палеоархейский Водлозерский блок.

Пояс сформирован различными ассоциациями пород (от коматиитов до андезитов), при этом в его составе широко представлены вулканы коматиит-базальтовой серии, локализованные в Хаутаваарской, Киндасовской, Семченской, Паласельгинской, Совдозерской и Койкарской структурах [3, 4, 5]. В данных структурах мафические ассоциации формируют разрезы с реконструированной мощностью от первых сотен метров до 1-2 км, выполненные стратифицированными толщами переслаивания лавовых потоков с туфами и терригенно-осадочным материалом [5].

Время формирования мафитовой ассоциации ВСЗП находится в пределах 3.0-2.9 млрд. лет, что установлено на основе датировок субвулканических дацитов, секущих коматиитовую толщу Койкарской структуры, с возрастом 2935 ± 15 млн. лет [6]; в семченской зоне коматиит-базальтовую ассоциацию секут габбро-диориты с возрастом 2890 ± 40 млн. лет [7]; Sm-Nd эохрона для коматиит-базальтовой ассоциации ВСЗП дает значение 2921 ± 55 млн. лет [8]; последние полученные данные для цирконов из терригенных прослоев (граувакк) в коматиитовом разрезе Хаутаваарской структуры – 2917.2 ± 8.7 млн. лет [9].

В данной работе акцент сделан на прецизионное определение концентраций элементов платиновой группы в породах коматиит-базальтовой серии из четырех изучаемых структур ВСЗП (Хаутаваарской, Койкарской, Паласельгинской и Совдозерской). С этой целью было отобрано 40 образцов, характеризующих все породные литотипы и геохимическое разнообразие пород коматиитовой ассоциации. Важно подчеркнуть, что в отобранных пробах концентрация серы не превышала 0.2 вес. %, что может свидетельствовать об отсутствии сульфидных фаз в расплавах. Геохимический анализ проб (определение петрогенных, малых элементов) проводился в лабораториях Геологической Службы Финляндии (г. Эспоо), элементы платиновой группы определялись пробирным методом с ICP-MS окончанием в аналитической лаборатории Университета Квебека в Читотими (Laboratoire d'Analyses Géochimiques de l'UQAC) по методике [10] при содействии проф. В. Майера.

Существенной характеристикой высокомагнезиальных вулканитов ВСЗП является повышенное содержание в них MgO (в коматиитах варьирует от 18 до 37 вес. %) и пониженное – TiO_2 (0.2-0.7 вес. %). Для высокомагнезиальных вулканитов коматиитовой серии важным петрогенетическим параметром является отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (ср. знач. = 0.81) и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (ср. знач. = 21.25). На основании данных параметров коматиит-базальтовая ассоциация принадлежит к Al-недеплетированному типу «Мунро» [11], что свидетельствует о малоглубинных условиях формирования расплавов в плюмовых обстановках. Результаты проведенного ранее моделирования процессов плавления и фракционирования коматиитовых магм из различных структур Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса позволяют установить значения плавления мантийного пиролита на уровне 40-50 % при давлении около 6-7 Гпа с образованием Ol+Orх реститов [12].

Установленные концентрации ЭПГ в коматиит-базальтовой ассоциации ВСЗП находится в следующих пределах: Os = < 0.43-3.56 ppb, Ir = 0.03-2.56 ppb, Ru = 0.09-6.31 ppb, Rh = 0.05-1.92 ppb, Pt = < 0.51-12.18 ppb, Pd = < 0.51-30.69 ppb, Au = < 0.73-27.73 ppb, что значительно ниже средних концентраций наблюдаемых, как в архейских Al-недеплетированных, так и в Al-деплетированных коматиитовых комплексах мира. Проведенный анализ распределения петрогенных и трасс элементов на диаграммах $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, TiO_2 , Ni, Cr показал, что эволюция расплавов проходила под контролем оливина, в то время как поведение ЭПГ не коррелирует с трендами «оливинового контроля».

Анализируя распределение ЭПГ на мультидиаграммах (нормирование по примитивной мантии) отмечаются две четких тенденции: 1) коматииты имеют более высокие содержания ЭИПГ (Ir, Os, Ru), чем коматиитовые базальты; 2) для коматиитовых базальтов характерен деплетированный спектр ЭПГ в области ЭИПГ и обогащенный в ЭППГ (Pt, Pd, Rh), в то время как тренд распределения ЭПГ в коматиитах менее фракционированный.

Сравнивая средние концентрации ЭПГ высокомагнезиальных вулканитов ВСЗП со срединемантийными, значения концентраций ЭИПГ ниже или приближены к таковым, а содержания ЭППГ близки или превышают срединемантийный уровень.

Выявленные, в результате первого этапа исследования, отличия содержаний ЭПГ в мазеоархейских Al-недеплетированных коматиит-базальтовых ассоциациях отдельных структур ВСЗП отражают не только разные условия формирования мантийных субстратов, но и геохимическую специфику мантийных источников, что требует дальнейшего изучения.

Работа выполняется в сотрудничестве с д.г.-м.н. S.Yang, F.Guo (Университет г.Оулу) при частичной поддержке РФФИ 13-05-90909. Автор выражает благодарность д.г.м.н. Светову С.А. за научные консультации и помощь в проведении исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Puchtel I, Humayun M. Platinum group elements in Kostomuksha komatiites and basalts: implications for oceanic crust recycling and core-mantle interaction // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000. V. 64. N. 24. P. 4227-4242.
2. Fiorentini M.L., Barnes S.J., Maier W.D., Burnham O.V. Heggie G. Global variability in the platinum-group element contents of komatiites // *Journal of petrology*, 2011. V. 52. № 1. P. 83-112.
3. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И., Левченков О.А., Сергеев С.А. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2000. Т. 8. № 4. С. 3-10.
4. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 26-42.
5. Светова А.И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1988. 148 с.
6. Бибилова Е.В., Крылов И.Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 268. № 5. С. 1231-1235.
7. Сергеев С.А., Левченков О.А., Арестова Н.А., Яковлева С.З. Изотопный уран-свинцовый возраст Семченской интрузии габбро-диоритов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1983. № 4. С. 15-21.
8. Svetov S.A., Svetova A.I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archean greenstone belt, Central Karelia // *Geochemistry International*. 2001. V. 39. Suppl. 1. P. 24-38.
9. Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Петрозаводск: Изд-во ИГ КарНЦ, 2010. № 13. С. 5-12.
10. Maier W.D., Roelofse F., Barnes S.-J. The concentration of the platinum-group elements in South African komatiites; implications for mantle sources, melting regime and PGE fractionation. 2003.
11. Arndt N.T., Leshner C.M., Barnes S.J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press. 2008. 467 p.
12. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенно-скандинавского щита. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАНДАЛАКШСКОГО АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): НОВЫЕ ДАННЫЕ

Стешенко Е.Н., Баянова Т.Б., Чашин В.В.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, katerina-steshen@mail.ru

Целью данных исследований было изучение изотопного U-Pb возраста бадделеита и циркона из анортозитов Кандалакшского массива. Для геолого-петрологических и изотопно-геохимических исследований были отобраны представительные пробы в ходе полевых работ Рт-метального отряда ГИ КНЦ РАН в 2012 г.

Участок работ находится в бассейне р. Лувеньги и включает западную часть Кандалакшского массива метаанортозитов. В результате проведенных работ детально изучен разрез северного крыла Кандалакшского массива и фрагментарно – южного крыла. В районе Кандалакшских тундр интрузия прослежена на 25 км при ширине от 0.5 до 4 км, образуя в плане две полосы, смыкающихся в западном окончании, в разрезе массива предполагается мульдообразное строение. В основании залегает, впервые встреченный, фрагмент краевой зоны, видимой мощностью первые метры, представленный мезократовыми метаноритами. Главная зона интрузии в основании сложена прерывистой полосой мощностью 200-300 м лейкокатовых метагаббро. Выше по разрезу развита зона чередования метаанортозитов и лейкокатовых метагаббро мощностью от 200-300 м до 1 км каждая. Все породы массива метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, катаклазированы и милонитизированы с образованием тонкополосчатых бластомилонитов и бластокатаклазитов состава гранат-плагиоклазовых, гранат-пироксен-плагиоклазовых и гранат-амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев. Среди пород Кандалакшского массива метаанортозитов зачастую встречаются маломощные прослои «экогитопо-

добных» пород, имеющих в ряде случаев, как и в Колвицком массиве, субсогласное залегание с вмещающими породами по простиранию и секущее по падению. Контакты с подстилающими породами, представленными кандалакшской толщей гранатовых амфиболитов, не обнажены. Встречен контакт с залегающими гипсометрически выше образованиями плоскотундровской толщи гранат-пироксен-плагноклазовых кристаллосланцев. Кристаллосланцы на контакте тонкозернистые и тонкосланцеватые, содержат небольшие затеки метаанортозитов. Другие интрузивные образования представлены телами линзовидной формы метапироксенитов размером около 100×50 м. В результате работ отобрано 4 геохронологических пробы. Все пробы будут анализироваться в Кольском центре геохронологических и геохимических исследований коллективного пользования (ЦКП) при ГИ КНЦ РАН.

В таблице 1 приведены имеющиеся возрастные данные для пород Колвицкой зоны, Кандалакшский анортозитовый массив ранее практически не датировался.

Таблица 1. Геохронологические данные для пород Колвицкой зоны Кольского региона Балтийского щита.

Массив, свита, комплекс	Широта Долгота	Порода	Метод	Минералы	Возраст (млн. л)	Ссылка
Колвицкий массив	66°46' 33°23'	Габброанортозит	U-Pb	Zr	1905±26	[1]
Порья губа, о. Паленый	66°43' 33°52'	Плагiogранит	U-Pb	Zr	1912±2	[2]
Мыс Кочинный	66°43' 33°31'	Диоритогнейс	U-Pb	Zr	1919±18	[3]
Порья губа	66°47' 33°41'	Пегматит	U-Pb	Zr	2056±3	[3]
Порья губа	66°47' 33°41'	Эндербит	U-Pb	Zr	2181±8	[3]
Порья губа	66°47' 33°41'	Микроклиновый гранит	U-Pb	Zr	2289±20	[3]
Колвицкий массив	66°42' 33°32'	Габброанортозит	Pb-Pb	Zr	2423±3	[4]
Колвицкий комплекс	66°43' 33°32'	Амфиболовый габбро-диорит	U-Pb	Zr	2437±15	[5]
Колвицкий массив	66°42' 33°32'	Габброанортозит	U-Pb	Zr	2450±7	[10]
Колвицкий массив	66°46' 33°32'	Габброанортозит	U-Pb	Zr	2462±7	[1]
Кандалакшская толща	67°06' 32°51'	Метариодацит	U-Pb	Zr	2467±3	[6]

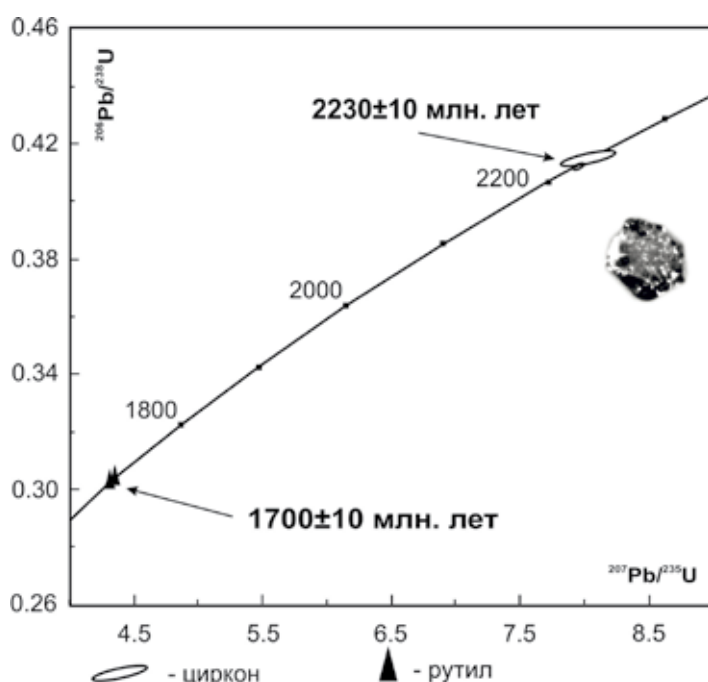


Рис. 1. U-Pb диаграмма для циркона и рутила из анортозитов Кандалакшского массива.

Впервые были получены возрастные данные для анортозитов Кандалакшского массива. На U-Pb датирование из мономинеральной фракции цирконов отобраны зерна двух типов. Первый тип представлен прозрачными обломками цирконов розового цвета, размер обломков до 250 мкм (концентрации U-13.5 ppm; Pb-12.5). Второй тип представлен обломками цирконов тёмно-розового цвета с незначительным жёлтым оттенком, также с низкими содержаниями U (40.4 ppm) и Pb (21.1). Для обеих фракций получен конкордантный U-Pb возраст. С учетом ошибок измерения, возраст двух типов циркона 2230 ± 10 млн. лет (рис. 1). Скорее всего, данный возраст отражает этап метаморфизма, наложенный на анортозиты Кандалакшского массива.

Помимо циркона был также датирован рутил из анортозитов. Для двух навесок рутила получен конкордантный U-Pb возраст 1700 ± 10 млн. лет. Известно, что

температура закрытия U-Pb системы рутила 400-450 °C [7], следовательно остывание пород массива до этих температур произошло около 1.7 млрд. лет назад.

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ 11-05-00570, IGCP-SIDA 599 и программы РАН ОНЗ-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фриш Т., Джексон Г., Глебовицкий В.А. и др. U-Pb геохронология циркона Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, Южная часть Кольского п-ова, Россия // Петрология, 1995. Т. 3. № 3. С. 248-254.
2. Kislitsyn R.V., Timmerman M.J., Daly J.S. *et al.* Isotope data (U-Pb and Sm-Nd) on the Umba granitoid complex, Kola Peninsula, Russia // Abstracts of the SVEKALAPKO 4th workshop, 18-21/11/99. Lammin, Finland. 1999. P. 34.
3. Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья: U-Pb изотопные данные // Литосфера. 2000. Минск. № 12. С. 85-98.
4. Mitrofanov F.P., Balagansky V.V., Balashov Yu.A. *et al.* U-Pb age of gabbro-anorthosite massif in the Lapland Granulite Belt // Geology of the Eastern Finnmark-Western Kola Peninsula region. Spec. Publ. 7. 1995. P. 179-183.
5. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Сорохтин Н.О. и др. Рост полиметаморфизма в гранулитовом поясе Кольского п-ова (Колвицкая зона) и U-Pb датирование анортозитовых ассоциаций // Докл. РАН, 1993. Т. 331, № 3. С. 332-334.
6. Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицин Р.В. и др. Изотопный возраст пород Колвицкого и Умбинского блок (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский п-ов // Вестник МГТУ, 1998. Т. 1. № 3. С. 19-32.
7. Mezger K., Hanson G. N., Bohlen S.R. High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes // Earth and Planetary Sci. Lett. 1989. V. 96. P. 106-118.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ МЕТАБАЗИТОВ МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Уляшева Н.С.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ulasheva@geo.komisc.ru

Марункеуский эклогит-амфиболит-гнейсовый комплекс располагается в пределах Собского поднятия западной тектонической зоны Урала в северной части Харбейского антиклинория. Согласно стратиграфическим схемам Урала [1] в Марункеуском блоке снизу вверх выделяются марункеуская (гнейсы, эклогиты, амфиболиты и перидотиты) и ханмейхойская свиты (гнейсы, амфиболиты) ранне-протерозойского возраста.

Исследователи неоднозначно высказываются относительно условий формирования протолитов метаморфитов Марункеуского блока, его возраста и времени метаморфических преобразований. На ранних этапах изучения рассматриваемого комплекса отмечалось, что протолиты метаморфитов, сформировавшиеся в докембрийское время, представляли собой образования древней геосинклинали или древнюю метаофиолитовую формацию [2], которые вместе с блоком фундамента (эффузивно-осадочными толщами) были опущены на большие глубины, эклогитизированы и в дальнейшем амфиболитизированы при подъеме [3]. По А.Н. Вшивцеву протолиты эклогитов схожи по составу с вулканитами островных дуг и океанического дна и образовались при их совмещении [4]. В недавно вышедшей работе В.А. Душина с соавторами [5] зафиксировано, что по химизму эклогиты и амфиболиты отвечают составам толеитовых и частично известково-щелочных базальтов, близких к континентальным внутриматериковым образованиям, сформировавшихся в условиях утоненной коры.

Имеющиеся возрастные значения 1.70, 1.54, 1.86, 1.68 млрд. лет назад [6, 7], а также северо-западная ориентировка плоскостных структур, отличная от уральских, подталкивает многих ученых придерживаться позиции о раннедокембрийском возрасте метаморфитов изучаемого комплекса, представляющего собой блок платформенного основания и пережившего свою историю в палеопротерозое [8]. В то же время существуют представления о том, что протолиты метаморфических пород, представленные вулканогенно-осадочной толщей активной континентальной окраины, сформировались в неопротерозойско-кембрийское время (550-670 млн. лет) на различной стадии эволюции северо-восточной части Балтики, а метаморфизм эклогитовой и амфиболитовой фаций произошел в результате субдукции и коллизии пассивной Восточно-Европейской континентальной окраины с островной дугой и соответствует возрасту 360-355 млн. лет [9, 10].

Предметом наших исследований являются амфиболиты и альмандиновые эклогиты, слагающие пластообразные тела в южной части марункеуского комплекса. Способ залегания рассматриваемых пород, близкий к базальтам, дает основание для предположения об их апобазальтовой природе и выводит их в ряд наиболее предпочтительных объектов для проведения палеогеодинамических реконструкций. Существуют работы, где отчетливо описывается стабильность или незначительное изменение содержания большинства элементов при полиметаморфизме базитов, в процессе которого могут изменяться лишь содержания летучих компонентов, окисного железа и кальция [11]. Наименее подвижными при вторичных изменениях и наиболее приемлемыми для целей геохимических интерпретаций считаются количества редкоземельных и высокозарядных элементов: Sc, Y, Th, Ta, Nb, Hf, Zr, Pb [12].

Амфиболиты

Амфиболиты, залегающие в виде пластовых тел среди плагиогнейсов, имеющие северное и северо-западное простирание и относящиеся к ханмейхойской свите, нами были изучены в южной части комплекса вблизи контакта с няровейской серией вдоль руч. Няро-шор, Харчерузь и Ингилорьеган. Они имеют серую и темно-серую окраску, сланцеватую, очковую текстуру и равномернозернистую, порфиробластовую, пойкилобластовую и лепидогранонематобластовую структуру. Породы в основном состоят из амфибола (паргасита и ферроэденита) и альбита. В качестве второстепенных минералов встречаются гранат пироп-гроссуляр-альмандинового состава (0-5 %), биотит (0-15 %), клиноцоизит (0-10 %), кварц (3-8 %), мусковит (0-3 %), хлорит (1-5 %) и кальцит (0-1 %). Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом и цирконом, а рудные – халькопиритом, магнетитом и рутилом. В амфиболитах, залегающих вблизи тектонических нарушений, распространен порфиробластический линзообразный метасоматический альбит, иногда с многочисленными включениями минералов, ориентировка которых отличается от сланцеватости основной массы. В таких породах наблюдается широкое развитие полосчатости, присутствие вторичного хлорита, милонитизированного кварца и кальцита.

По данным силикатного анализа амфиболиты имеют состав умеренноглиноземистых натриевых и калиево-натриевых андезитов, андези-базальтов и базальтов нормальной щелочности [13]. В альбитизированных породах наблюдается повышение содержания натрия. По соотношению $\text{FeO} / \text{MgO} - \text{SiO}_2$ точки составов пород в основном располагаются в поле толеитовой серии [14]. По классификации Л. Дженсена амфиболиты разделяются на высокожелезистые и высокомагнезиальные разновидности [15]. По соотношению компонентов $\text{MnO} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ [16] они схожи с толеитами островодужных обстановок. По дискриминантной диаграмме, в которой используются все петрохимические компоненты, большинство точек составов располагаются в поле океанических базальтов [17].

Рассмотрим микроэлементный состав амфиболитов. Графики, построенные по составам метабазитов, нормализованным относительно хондрита [18] и базальта N-COX [19], распределились неодинаково. Практически во всех проанализированных породах наблюдаются Zr–Hf и Ta–Nb аномалии и близкие к N-COX содержания остальных высокозарядных элементов. Первая группа метабазитов отличается повышенным количеством легких лантаноидов (относительно тяжелых) и крупноионных литофилов (кроме Sr), а также Ta и Nb. Во второй группе пород имеется пологий спектр распределения всех содержаний редкоземельных элементов в 10 раз выше хондритовых, невысокие содержания крупноионных литофилов и аномально низкие содержания Ta и Nb, что очень характерно для островодужных обстановок. К третьей группе относится амфиболит с горизонтальным спектром распределения содержаний редкоземельных элементов в 10 раз выше хондритовых и низким количеством крупноионных литофилов. По содержанию Nb и Ta он схож с базальтом N-COX.

Cr–Y и Th–Hf–Ta [20, 21] соотношения в метабазитах показывают их схожесть с островодужными образованиями. На дискриминантной диаграмме, где задействованы V, Y, Nb и Zr, точки составов пород располагаются в основном в океанической области [22].

Таким образом, в содержаниях амфиболитов сочетаются признаки островодужных (Ta–Nb и Zr отрицательные аномалии) и океанических (содержания легких лантаноидов и высокозарядных элементов) обстановок, что очень характерно для базальтов задуговых и окраинных морей. Первая группа пород схожа с платобазальтами краевых и шельфовых областей морей, в образовании которых наряду с мантийным веществом участвует коровый материал. Амфиболиты второй и третьей групп распространены в котловинах морей и междуговых трогах и близки по составу к толеитовым базальтам типа ВАВВ (котловины Филиппинского моря, море Скоша, задуговый прогиб Лау), в формировании которых усиливается роль мантийного источника [23].

Альмандиновые эклогиты

Альмандиновые эклогиты образуют пластообразные и линзовидной формы тела северо-западного направления среди гнейсов и мигматитов марункеуской свиты в пределах Слюдяной горки. Они имеют массивную и сланцеватую текстуру, гранонематобластовую структуру и состоят в основном из граната пироп-гроссуляр-альмандинового и гроссуляр-пироп-альмандинового ряда и светло-зеленого ом-фацита (19-29 % Jd). В качестве второстепенных минералов в породах встречаются порфировласты линейно-параллельно ориентированного зеленого амфибола, а также зерна кварца, рутила и циркона.

По химическому составу эклогиты схожи с натриевыми и калиево-натриевыми низко- и умеренноглиноземистыми базальтами, андези-базальтами и андезитами толеитовой серии. На диаграмме Л. Дженсена точки составов пород попадают в основном в область высокожелезистых толеитов. По тройной диаграмме Е.Д. Муллена они расположились в различных областях геодинамических обстановок (толеиты островных дуг и океанов). На дискриминантной диаграмме фигуративные точки находятся вблизи границы, разделяющей поле составов базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов.

По распределению в эклогитах элементов примесей наблюдается схожесть их составов с амфиболитами третьей группы. Наиболее точно они совпадают по содержаниям Sr, Ta, Nb, Hf, Yb и Y, которые, возможно являются малоподвижными даже при высокobarических условиях метаморфизма и схожи по их количеству с океаническими породами N-COX. На дискриминантной диаграмме С. Вермы точки составов пород располагаются в поле океанических вулканитов. По аномально низким содержаниям циркония, Th-Hf-Ta и Cr-Y соотношениям эклогиты близки к базальтам вулканических дуг. Толеиты с подобными геохимическими признаками широко распространены в котловинах морей, а также в междуговых и задуговых трогах, в формировании которых участвовала истощенная мантия. На поздних стадиях эволюции тафrogenных впадин наряду с толеитовыми базальтами, близкими к N-COX, появляются ультрабазиты, что также характерно для эклогитов марункеуского комплекса, среди которых распространены перидотиты.

Таким образом, из приведенных выше данных следует, что протолиты амфиболитов и альмандиновых эклогитов марункеуского комплекса сформировались в единой геодинамической обстановке задугового или окраинного моря в процессе образования тафrogenных впадин в результате растяжения и утонения коры и эволюции магмы от корово-мантийного до мантийного, возможно, с последующим спредингом.

Автор выражает благодарность профессору, д.г.-м.н. А. М. Пыстину за помощь при подготовке работы и ценные советы.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований РАН № 12-У-5-1011 и № 12-И-5-2022.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
2. Душин В.А., Макаров А.Б., Сычева Э.А. и др. О формационной принадлежности метаморфитов харьбейского гнейсо-амфиболитового комплекса // Геология метаморфических комплексов. Межвуз. темат. сб. Свердловск: СГИ, 1983. С. 83-90.
3. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
4. Вшивцев А.Н. Петрохимические особенности и первичный состав эклогитов района Слюдяной горки (Полярный Урал, хребет Марункеу) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. № 8. С. 14-16.
5. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. 2. Сер. Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.
6. Андреичев В.Л., Родионов Н.В., Ронкин Ю.Л. U-Pb и Sm-Nd датирование эклогитов Марункеуского блока Полярного Урала: новые данные // Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии: Матер. межд. петрогр. сов. Т. 4. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 17-19.
7. Пыстин А.М., Пыстин Ю.И. Высокобарический метаморфизм в истории формирования земной коры Урала // Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии: Матер. межд. петрогр. сов. Т. 4. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 194-195.
8. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
9. Куликова К.В., Варламов Д.А. Особенности метаморфической эволюции марункеуского эклогит-гнейсового комплекса (Полярный Урал) // Матер. конф. «Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы» (чтения памяти акад. А.Н. Заварицкого). Екатеринбург, 2012. С. 152-154.

10. Glodny J., Pease V., Montero P. *et al.* Protolith ages of eclogites, Marun Keu Complex, Polar Urals, Russia: Implications for the pre- and early Uralian evolution of the NE European continental margin // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs, 2004. V. 30. P. 87-105.
11. Пыстин А.М., Пыстина С.Н., Ленных В.И. Изменения химического и минерального состава габброидов при метаморфизме (западный склон Южного Урала) // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Тр. Ильменского гос. заповедника, вып. XV. Свердловск, 1976. С. 41-54.
12. Интерпретация геохимических данных. Учеб. пособие: под ред. Е.В. Складорова. М., 2001. 288 с.
13. Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma igneous rock system // Earth-Sciences Reviews 37, 1985. P. 215-224.
14. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: Am. Jour. Sci. V. 274. 1974. P. 321-355.
15. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks: Ontario Geol. Survey, Misc. P. 66. 1976. 22 p.
16. Mullen E.D. $MnO / TiO_2 / P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett., 1983. V. 62. P. 53-62.
17. Verma S.P., Guevara M., Agrawal S. Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data // J. Earth Syst. Sci. 115. №. 5. October 2006. P. 485-528.
18. Tarney J., Saunders A.D., Matthey D.P. *et al.* Geochemical aspects of back-arc spreading in The Scotia Sea and western Pacific // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 300. 1981. P. 263-285.
19. William V. Boynton. Geochemistry of Rare Earth Elements Meteorite Studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984. P. 11-30.
20. Pearce J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Thorpe R. S. Andesites. Wiley, Chichester, 1982. P. 525-548.
21. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters 50, 1980. P. 11-30.
22. Verma S.P., Agrawal S. New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and im implications for petrogenetic processes: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. V. 28. № 1. 2011. P. 24-44.
23. Фролова Т.И. Магматизм окраинных и внутренних морей и его роль в их образовании // Проблемы глобальной геодинамики. ОГТГН РАН. Вып. 2. 2003. С. 247-275.

*МИНЕРАЛОГИЯ
И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ*

Егорова С.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, zumlic@mail.ru

Комплекс лерцолитов-габброноритов (КЛГН), выделенный В.С. Степановым [1], имеет наиболее широкое среди друзитов распространение в Беломорском подвижном поясе (БПП) и объединяет в своем составе многочисленные дайки и малые интрузии возраста ~ 2.4 млрд. лет. На протяжении многих лет этот комплекс вызывает большой интерес у исследователей. Дискуссионными остаются вопросы о составе объединенных в этом комплексе пород, времени их формирования, условиях и времени их метаморфических преобразований [2-6]. Проведение региональных корреляций интрузивных магмических комплексов в пределах БПП осложняются изменениями минерального состава палеопротерозойских интрузивных пород, обусловленных дискретно проявленным в пределах структуры палеопротерозойским высокобарным метаморфизмом. Важной особенностью минерального состава пород КЛГН является, что, с одной стороны, они во многих случаях сохраняют первичные магматические минеральные ассоциации, а с другой стороны, имеют широкий спектр вторичных изменений, вплоть до эклогитизации (в районе с. Гридино [7]). Оценка условий магматического этапа формирования и последующих метаморфических преобразований 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.

С целью оценки условий магматического и постмагматического этапов формирования габброноритов КЛГН были изучены габбронориты в северной части БПП. Полученные результаты были сопоставлены с полученными ранее результатами для палеопротерозойских габброноритов в северной, центральной и южной частях БПП (Енский район, район с. Гридино, о. Супротивные).

В северной части БПП в Полярнозоринском районе Мурманской области в северо-западном окончании западного мыса о-ва Роватостров оз. Бабинская Имандра были установлены два тела субширотного простираия, сложенные габброноритами различной сохранности. В непосредственной близости с вмещающими биотитовыми гнейсами развиты тонко-мелкозернистые полевошпатовые амфиболиты. По мере продвижения от контакта к центру тела зернистость постепенно увеличивается, и породы приобретают состав гранатовых амфиболитов. Центральные части изучаемых тел о-ва Роватостров характеризуются высокой степенью сохранности и сложены мелко-среднезернистыми массивными габброноритами, сохраняющими реликты магматических структур и минералов. Главные породообразующие минералы в них представлены орто- и клинопироксеном, плагиоклазом, гранатом. В меньшей степени в породах развиты амфибол и биотит.

Детальное петрографическое и микрозондовое изучение габброноритов центральной части тела позволило установить включения хромшпинели ($Cr\# = 66$) в крупных идиоморфных, иногда окрашенных в бурый цвет, зернах ортопироксена ($X_{Mg} = 83-79$). На следующем этапе кристаллизовались клинопироксен ($Wo_{40}En_{41}Fs_1$) и, вероятно, лейстовидные и таблитчатые зерна основного плагиоклаза, которые практически полностью перекристаллизованы.

Исходя из результатов минералого-петрографического изучения габброноритов о-ва Роватостров, можно заключить, что последовательность ликвидусных ассоциаций в них была следующей: $Crt \rightarrow Opx \rightarrow Crx + Pl$. Важное отличие данных пород от изученных ранее габброноритов центрального и южного Беломорья [8, 9] – отсутствие в них оливина (обеих генераций).

Вторичные преобразования в породах проявлены в формировании клинопироксеновых и амфиболовых кайм, установленных на границах ортопироксена и плагиоклаза. Клинопироксен в каймах имеет следующий состав: ($Wo_{32-43}En_{37-48}Fs_{3-10}$), амфибол представлен паргаситовой роговой обманкой. Гранат (состава $Alm_{25-33}Prp_{42-50}Grs_{12-15}$) также является одной из главных минеральных фаз габброноритов о. Роватостров и присутствует в них в виде идиоморфных и неправильной формы зерен граната внутри перекристаллизованных зерен плагиоклаза. Состав метаморфического плагиоклаза отвечает олигоклазу-андезину (An_{28-35}). Местами по плагиоклазу развивается скаполит, что отличает их от габброноритов района оз. Каложное, с. Гридино и о-ва Супротивные, где подобные явления не известны.

Рассмотрение химизма габброноритов о-ва Роватостров показало, что по своим петрохимическим характеристикам породы являются типичными для комплекса лерцолитов-габброноритов. Для них характерны высокие содержания MgO (до 16.64 %), Cr (до 2329 ppm) и Ni (до 405 ppm) на фоне повышенных концентраций SiO_2 (до 52.40 %), низких TiO_2 (до 0.69 %), $Fe_2O_3^*$ (до 12.28 %) и CaO (до 9.70 %).

Спектры распределения РЗЭ в габброноритах о-в Роватостров, нормированные по хондриту [10], демонстрируют слабодифференцированный (среднее значение $(\text{Ce/Yb})_N \sim 3.6$) характер распределения лантаноидов: с незначительным обогащением в области легких РЗЭ (среднее значение $(\text{La/Sm})_N \sim 2.3$), и незначительным обеднением в области тяжелых РЗЭ (среднее значение $(\text{Gd/Yb})_N \sim 1.2$). Для графика распределения редких элементов стоит отметить деплетированность габброноритов о-ва Роватостров высоkozарядными элементами: $(\text{Nb/Nb}^*)_N = 0.12-0.18$, $(\text{Zr/Zr}^*)_N = 0.28-0.50$.

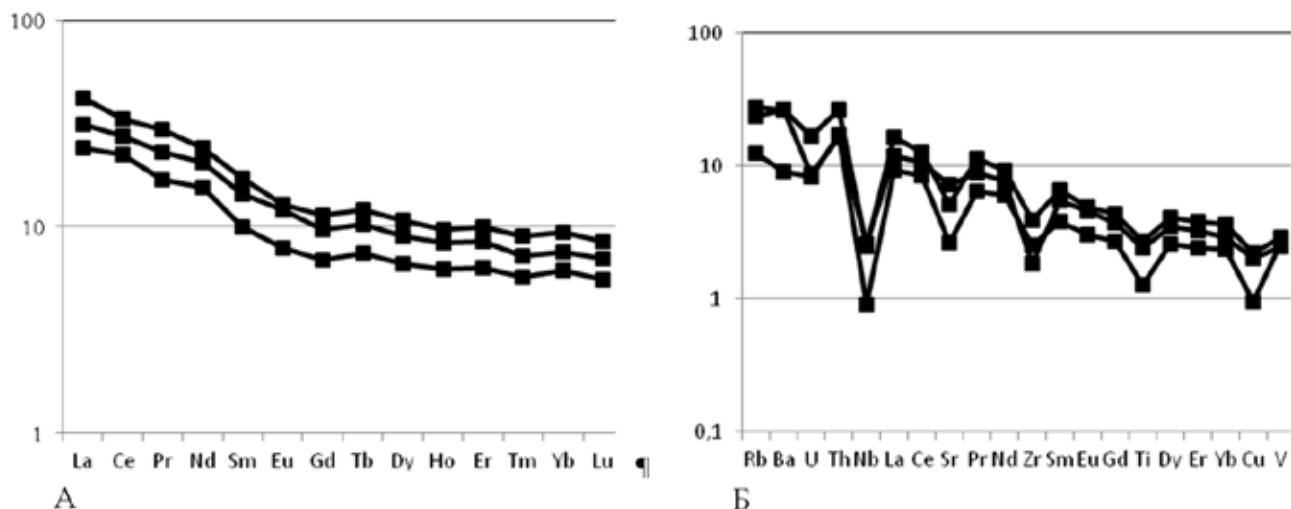


Рис. 1. Спектры распределения А. РЗЭ и Б. рассеянных элементов габброноритов о-ва Роватостров, нормированные по хондриту и по примитивной мантии, соответственно.

Таким образом, первые результаты изучения палеопротерозойских габброноритов северной части БПП (о-в Роватостров оз. Бабинская Имандра Полярнозоринский район Мурманской области) позволяют установить для них последовательную смену ликвидусных ассоциаций при кристаллизации расплавов в виде: $\text{Crt} \rightarrow \text{Orx} \rightarrow \text{Crx} + \text{Pl}$. Сопоставление габброноритов о-ва Роватостров с изученными ранее палеопротерозойскими габброноритами в северной, центральной и южной частях БПП (район оз. Каложное, с. Гридино, о. Супротивные) показало существенное сходство их минералогическо-петрографических и петрохимических характеристик, что позволяет предполагать сходство условий магмогенерации и принадлежность этих пород к единому раннепалеопротерозойскому (~2.4. млрд. лет) магматическому комплексу. Существующие различия (отсутствие оливина и несколько более низкие концентрации MgO , Cr , Ni , и более высокие SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 в габброноритах о-ва Роватостров), вероятно, являются отражением глубинных магматических процессов, предшествовавших внедрению интрузивов.

Автор выражает благодарность А.В. Степановой за любезно предоставленный материал для исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
2. Балаганский В.В., Кудряшов Н.М., Балашов Ю.А. и др. О возрасте друзитового массива Жемчужный, СЗ Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Геохимия. 1997. № 2. С. 158-168.
3. Криволуцкая Н.А., Беязцкий 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 щирконах. Геохимия, 2010. № 11. С. 1132-1153.
4. 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.
5. 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. V. 92. P. 223-250.
6. Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. V. 183. 2010. P. 602-616. doi:10.1016/j.precamres.2010.08.016.
7. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.Б. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.

8. 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. Матер. III Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб. С. 54-57.
9. Егорова С.В., Степанова А.В. Палеопротерозойские габбронориты северной части беломорского подвижного пояса – новые данные о минеральном составе и химизме // Тр. КарНЦ РАН. Сер. Геология Докембрия. № 3. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2012. С. 56-64.
10. McDonough W.F., The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995. V. 120. P. 223-253.

ИЗУЧЕНИЕ АГРЕГАЦИИ НАНОЧАСТИЦ ШУНГИТОВОГО УГЛЕРОДА В СРЕДАХ РАЗЛИЧНОЙ ПОЛЯРНОСТИ

Михайлина А.А.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, eniaam@list.ru

Введение

Шунгитовый углерод (ШУ) вызывает высокий научный и практический интерес, но, не смотря на длительную историю исследования, он так и остается загадкой.

Как известно, ШУ выстроен из соединенных между собой частиц преимущественно глобулярной формы [1], однако, природа частиц, их структура и способ соединения остаются невыясненными [2].

Во многих потенциальных применениях наночастицы (НЧ) углерода шунгитов предложено изучать в форме дисперсий [3]. Дисперсии НЧ углерода – перспективные объекты биомедицинских исследований и применения [4], они имеют широкое распространение в природе, являются строительным материалом почв и осадков, играют большую роль в биологических и геохимических процессах, оказывая влияние на экологическую обстановку.

При взаимодействии НЧ углерода шунгитов происходит их агрегация, механизмы которой можно изучать посредством вторичной структуры.

Влияние природы растворителя на вторичную структуру ШУ, а именно на процесс агрегации и образование фрактальной структуры, представляет интерес для их применения. В связи с этим целью работы было изучение влияния сред различной полярности на размер агрегатов и вторичную структуру углеродных кластеров в дисперсиях ШУ.

Объекты и методы исследования

На первом этапе исследовались устойчивые дисперсии ШУ в полярном растворителе – воде и в неполярных: изопропиловом спирте (ИПС), толуоле и четыреххлористом углероде (CCl_4). НЧ из водной дисперсии (значение pH водных дисперсий ШУ близко к нейтральному) были перерастворены в органических растворителях при последовательной замене воды на растворители с понижением полярности: на ИПС, затем на толуол или CCl_4 , как описано в [5].

Размер частиц в дисперсии и распределение частиц по размерам (рис. 1а, б) определяли методом динамического светорассеяния (ДСР) на анализаторе размера наночастиц Zetasizer Nano ZS (Malvern Instruments).

Далее, при конденсации дисперсий на стеклянной подложке, были получены пленки, профиль, шероховатость и площадь которых исследовали на сканирующем лазерном 3D-микроскопе Keyence серии VK.

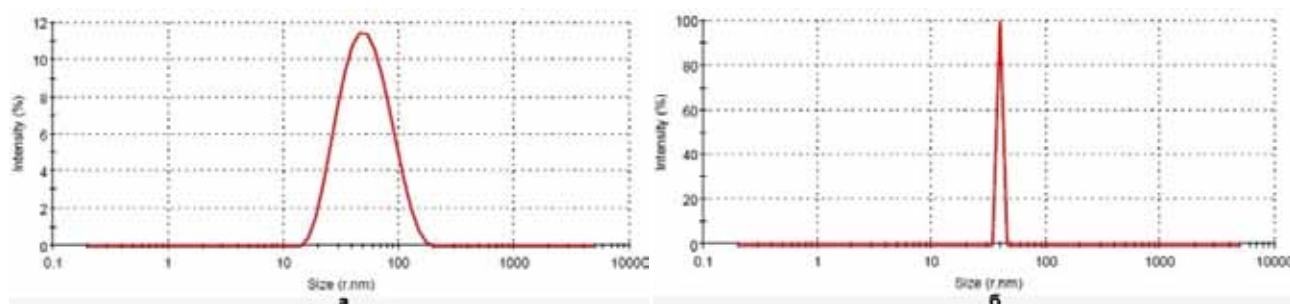


Рис. 1. Распределение по размерам НЧ ШУ по данным ДСР: а). устойчивая водная дисперсия; б). дисперсия ИПС..

Структуру и морфологию агрегатов НЧ в пленках анализировали на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA 11 LSH фирмы Tescan с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы Oxford Instruments.

Результаты и обсуждение

По данным ДСР средний размер углеродных наночастиц в водной дисперсии составляет ~ 50 нм. В дисперсиях ИПС и CCl_4 средний размер частиц составил ~ 80 нм.

Толщина и шероховатость пленок изменяется от 3 мкм до 9.5 мкм.

В пленках водных дисперсий хорошо различимы агрегаты частиц углерода, напоминающие фрактальные (дендритные) структуры (рис. 2 а, б), состоящие из множества взаимоподобных элементов.

Качественной особенностью фрактальных объектов является присущая им дилатанционная симметрия, заключающаяся в инвариантности основных геометрических особенностей при изменении масштаба [6].

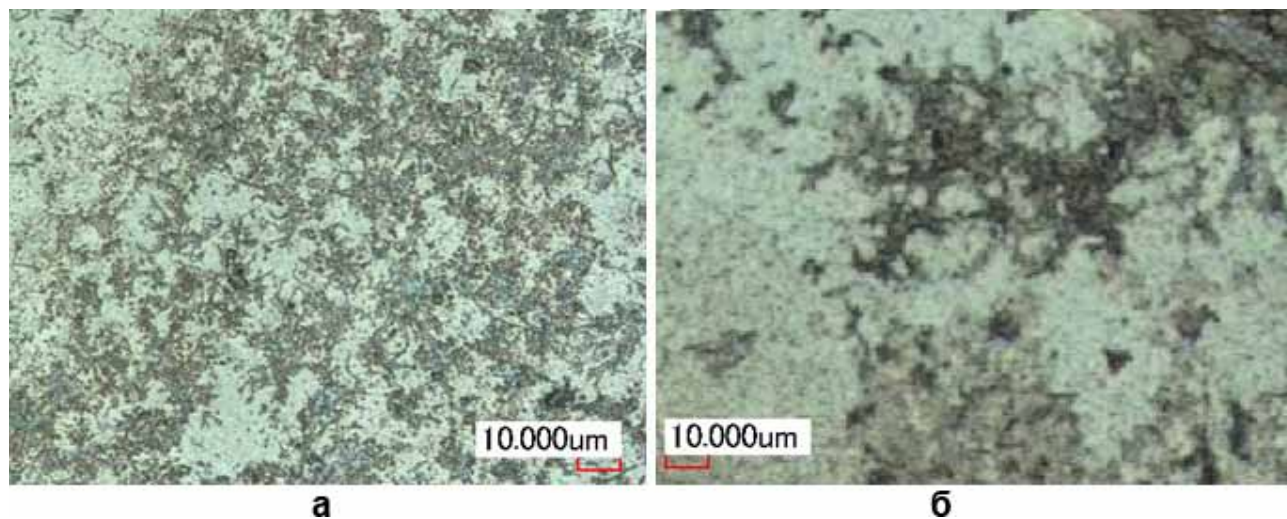


Рис. 2. Поверхности пленок двух водных дисперсий ШУ, увеличенные в 10 раз. Снимки получены на 3D-микроскопе Keyence.

Для образцов водных дисперсий ШУ при помощи программы анализа для 3D-микроскопа были определены площади фрактальных элементов. Они составляют 91.1 мкм^2 (рис. 2 а) и 414.9 мкм^2 (рис. 2 б).

Также, путем расчета общей площади взаимоподобных структур располагающихся в исследуемом участке пленки, была вычислена плотность распределения дендритных структур на поверхности конденсированной пленки: для образца, представленного на рисунке 2 а она составила 0.501, а для образца, изображенного на рисунке 2 б – 0.065.

Далее пленки были исследованы с помощью СЭМ.

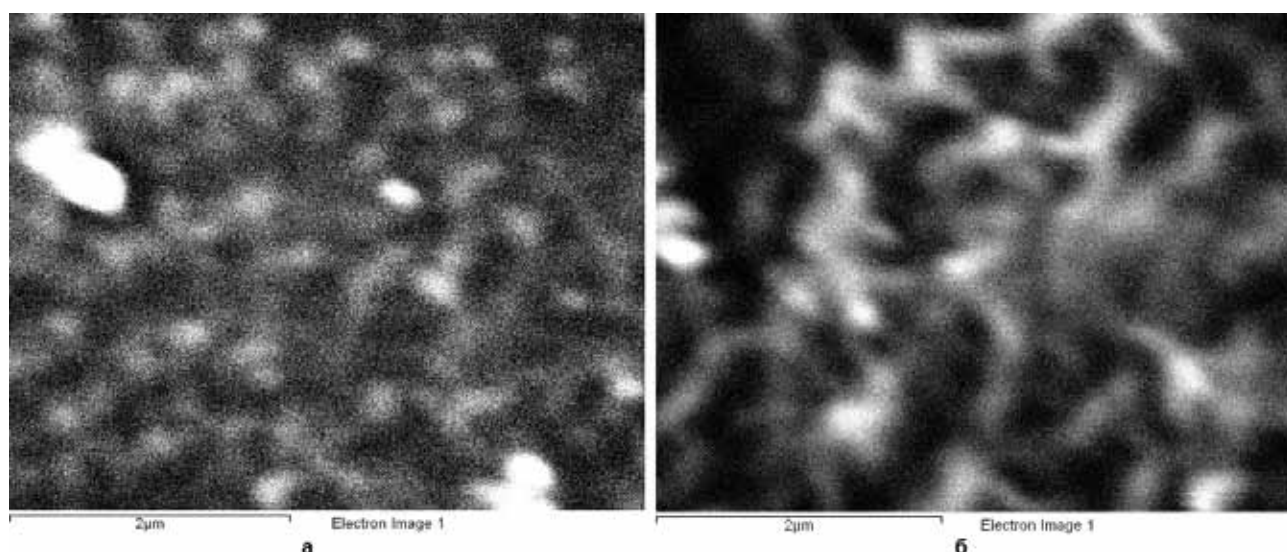


Рис. 3. Снимки, полученные на СЭМ Vega Tescan: а). пленка водной дисперсии ШУ. б). пленка дисперсии ИПС. Увеличение ~ 50000 .

Замена воды на слабо полярный ИПС и неполярные толуол и CCl_4 привела к уменьшению толщины полученных пленок. Протяженные структуры, напоминающие цепочки, наблюдаются только в пленках из ИПС и отсутствуют в пленках из толуола и CCl_4 .

На снимке пленки из водной дисперсии наночастиц ШУ видна структура, напоминающую сетку (рис. 3 а). Средний размер глобулярных кластеров в центре ячеек сетки составляют ~ 100 нм. Размер пор ≤ 100 нм для данной водной дисперсии ШУ. Для водных дисперсий отличительной чертой является глобулярная форма агрегатов.

В дисперсии, где растворителем является ИПС, частицы более вытянутые, имеют эллипсоидную форму. Агрегаты уже не такие размытые, а имеют очерченные края, образуют цепочки (рис. 3 б). Сетки здесь нет, частицы анизотропны.

На пленке из дисперсий ИПС и CCl_4 наблюдается образование агрегатов в виде пачек. Агрегаты оказываются неустойчивыми под пучком электрона СЭМ.

Для пленки, полученной из толуольной дисперсии (взята надосадочная жидкость) характерны агрегаты из слоистых частиц и агрегаты с размытыми краями. Анизотропия здесь больше, чем у образца с CCl_4 .

Выводы

При замене воды на слабо полярные и неполярные растворители пленки становятся более тонкими и фрактальности структуры не наблюдается, глобулярность частиц исчезает.

При рассмотрении пленок на более тонком уровне (СЭМ) можно увидеть более протяженные тонкие цепочки, которых не наблюдается в конденсированных водных дисперсиях.

Инвариантность структур, характерная для водных дисперсий, исчезает при изменении полярности.

Автор выражает благодарность А.Н. Терновому, В.А. Колодей и А.С. Горюнову за помощь в проведении экспериментов.

Работа поддержана грантами ОНЗ РАН-5 и РФФИ №13-03-00422.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ковалевский В.В. Структура шунгитового углерода // Жур. неорг. химии. 1994. Т. 39. № 1. С. 31-35.
2. Березкин В.И. Автореферат. Формирование, строение, свойства замкнутых частиц углерода и структур на их основе. В. Новгород. 2009.
3. Рожкова Н.Н. От стабильной водной дисперсии графеновых фрагментов к вариации текстурных характеристик шунгитового углерода // Матер. Всеросс. конф. Петрозаводск, 11-13 ноября 2009. С. 212-216.
4. Рожкова Н.Н. Наногуглерод шунгитов. Петрозаводск, 2011. 100 с.
5. Рожкова Н.Н. Агрегация и стабилизация наночастиц углерода шунгитов // Экологическая химия. 2012. № 4. С. 240-251.
6. Фракталы в физике (под ред. Пьетронеро Л., Тозатти Э.М). Изд-во Мир, 1988. 672 с.

ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ НА АДсорбЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД

Рожкова В.С.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, vrozhk@krc.karelia.ru

Введение

Шунгитовые породы используются в традиционных для углеродных материалов направлениях как катализаторы, наполнители композиционных материалов, и адсорбенты органических веществ. Шунгитовые сорбенты способны извлекать из сточных вод целлюлозно-бумажных производств широкий спектр органических веществ, таких как фенол, олеиновая кислота, амиловый спирт, веществ лигноуглеводного комплекса древесных и торфяных гидролизатов, водорастворимых смол термолиза целлюлогина и древесины. Хорошие результаты получены при использовании шунгитовых сорбентов для очистки производственных стоков от нефтепродуктов [1].

Характер и глубина протекания адсорбционных процессов определяются химическим составом и структурными особенностями поверхности. Определяющими характеристиками адсорбцион-

ных материалов являются удельная поверхность и содержание поверхностных функциональных групп кислотного и основного характера. Одним из наиболее объективных методов определения пористой структуры поверхности является метод низкотемпературной адсорбции азота или инертных газов (метод БЭТ). Однако для получения информации о возможности применения материала для очистки от отдельных компонентов, например нефтепродуктов, широко используются методы исследования поверхности материалов, основанные на применении адсорбции из растворов различных органических веществ, чаще всего красителей. Избирательность адсорбции органических веществ из водных растворов определяет возможность применения адсорбционного метода для очищения воды.

Результаты многочисленных исследований свидетельствуют о наличии зависимости величин плотности и пористости от условий формирования и геологических процессов, воздействующих на породу, которые прослеживаются по изменению физико-химических свойств пород, важнейшими из которых являются сорбционные свойства. Особенности условий образования шунгитовых пород и характер среды формирования отражается в их строении, составе и свойствах. В частности прослеживается различия в выщелачивании компонентов минеральной части шунгитовых пород разного генезиса [2]. В связи с неоднородностью углеродистого вещества шунгитовых пород различных выходов и месторождений представляет интерес сравнение их адсорбционной активности.

Объекты и методы исследования

Для исследования были выбраны натровые (Лебещина) и калиевые (Подсосонье, Карнаволок, Максово, Загогино) шунгитовые породы с содержанием углерода от 20 до 48 % (табл. 1).

Среди методов оценки адсорбционной активности различных материалов широко используется определение сорбционной способности по метиленовому синему (МС). В литературе [3] метиленовый синий предлагается в качестве модельного вещества для оценки адсорбентов в процессе очистки воды от нефтепродуктов. Для оценки адсорбционной активности шунгита использовали стандартную методику (ГОСТ 4453-74), применяемую для древесного осветляющего порошкообразного активированного угля и метод определения емкости поглощения глин на основании адсорбции ими стандартного раствора метиленового синего [4]. В этих методиках за меру активности принято количество красителя поглощенного из раствора навеской исследуемого материала в статических условиях. Концентрацию красителя в растворе определяли с применением рамановской спектроскопии по методике, предложенной в работе [5], с использованием ацетонитрила в качестве внутреннего стандарта.

Удельную поверхность определяли по БЭТ методом сорбции азота, для контроля были проведены измерения общей пористости некоторых шунгитовых пород.

Содержание углерода определяли методом дериватографии.

Таблица 1. Результаты химического анализа исследованных образцов.

Окислы, %	Месторождение				
	Лебещина	Максово	Загогино	Подсосонье	Карнаволок
SiO ₂	30.99	52.28	57.04	41.68	35.40
TiO ₂	0.42	0.21	0.29	0.36	0.64
Al ₂ O ₃	6.96	3.56	4.59	4.63	7.60
Fe ₂ O ₃	6.49	4.23	1.62	3.14	2.81
FeO	2.93	0.53	0.63	0.45	0.18
MnO	0.099	0.015	0.018	0.094	0.014
MgO	5.46	1.11	1.06	0.68	0.78
CaO	2.83	0.07	< 0.01	< 0.07	0.25
Na ₂ O	1.82	0.06	0.16	0.06	0.10
K ₂ O	0.22	0.54	1.58	1.38	3.81
H ₂ O	2.10	0.85	1.43	0.64	1.48
ппп	41.29	36.99	32.93	46.23	46.42
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.07	0.21	0.20
S	0.76	1.89	1.43	1.34	0.11
C*	35	35	31	47	36

Результаты и обсуждение

В настоящее время у исследователей существуют разные представления об исходном веществе шунгитовых пород и условиях его преобразования. Известно, что процессы формирования шунгитовых пород происходили в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, при температуре не более

450 °С и давлении не более 7 кбар. Однако в этих диапазонах температур и давления в различной степени проявлялось термальное и гидротермальное воздействие. Эти процессы шли крайне неравномерно, что привело к большому разбросу в свойствах углеродсодержащих пород не только по площади залегания, но и по глубине. В частности показано, что структурные характеристики углеродистого вещества шунгитовых пород являются индикаторами физико-химических условий его образования [6].

В данной работе были проведены исследования адсорбционной способности шунгитовых пород различного генезиса, но с одинаковым содержанием углерода, количество которого имеет значение в процессах адсорбции по метиленовому синему. Полученные данные (табл. 2) свидетельствуют о том, что количество углерода не оказывает влияния на значение адсорбции красителя. Так для пород Максово и Лебещина содержание углерода 35 %, а адсорбция 2 и 10 мг/г соответственно. Также не наблюдается прямой связи с удельной поверхностью. Для шунгитовых пород месторождения Зажого-но удельная поверхность 30 м²/г, а значения адсорбции меньше, чем для пород с более низкой удельной поверхностью.

Таблица 2. Содержание углерода, удельная поверхность и значения адсорбции исследованных шунгитовых пород.

	C, %	S уд, м ² /г	Адсорбция по МС мг/г
Максово	35	20*	2
Зажогоино	31	30*	7
Лебещина	35	16**	10
Подсосонье	33	18**	5
Карнаволок	34		9

* газометр ГХ-1

** Tri Star II 3020

Для шунгитовых пород различного типа с одинаковым содержанием углерода проведены измерения удельной поверхности и размера пор по методу низкотемпературной десорбции азота. Значения удельной поверхности и размер пор отличаются незначительно (табл. 2, 3), в то время как значения адсорбции метиленового синего для шунгитовой породы Лебещина в 2 раза больше, чем для Подсосонье (табл. 2). Это может быть связано с тем, что адсорбция красителя сопровождается образованием поверхностных соединений по активным центрам поверхности шунгитовых пород, которые, по-видимому, различны для этих образцов. На физико-химические свойства поверхности шунгитовых пород выхода Лебещина, в отличие от Подсосонье в большей степени повлияло вулканическое воздействие. Возможно, именно это могло привести к наличию специфических ионообменных центров на поверхности, которые способствуют большей адсорбции красителя. Однозначная интерпретация полученных результатов затруднена, поскольку величина адсорбции красителя на твердой поверхности зависит как от величины этой поверхности, так и от ее химического состава, природы и содержания поверхностных функциональных групп

Таблица 3. Средний размер пор исследуемых шунгитовых пород.

	Средний диаметр пор, нм		
	Адсорбция ВЖН	Десорбция ВЖН	ВЕТ
Лебещина	11.1	9.17	5.37
Подсосонье	9.5	8.1	4.14

Выводы

Изучена адсорбция индикатора метиленового синего на поверхности шунгитовых пород из водных растворов в статических условиях. Значения адсорбции красителя исследованными шунгитовыми породами значительно различаются и напрямую не зависят от содержания углерода, которое примерно одинаково у всех исследованных шунгитовых пород и определяются не только структурой, но и химией поверхности. Свойства поверхности шунгитовых пород определяются условиями формирования.

Примененный метод дает возможность выбора шунгитовых пород для разработки эффективных адсорбентов с необходимыми для решения конкретных задач свойствами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шунгиты – новое углеродистое сырье (под ред. В.А. Соколова, Ю.К. Калинина, Е.Ф. Дюккиева). Петрозаводск. 1984. 182 с.

2. Рожкова В.С., Ковалевский В.В., Кочнева И.В. и др. О возможности использования шунгитовых пород Карелии в водоподготовке // Горный журнал. 2012. № 5. С. 64-67.
3. Яковлев В.С. Хранение нефтепродуктов. Проблемы защиты окружающей среды. М.: Химия, 1987. 152с.
4. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин (под ред. Татаринова П.М., Гейслер А.Н. Доминиковского В.Н. и др.). М.: Изд-во Госгеолтехиздат, 1957. 448 с.
5. Li Rui, Guo Zhou Yi, Zhuang Zheng Fei *et al.* Quantitative Analysis of Crystal Violet by Raman Spectroscopy // Spectroscopy-Eugene, 2012. V. 27. N. 3. P. 54-57.)
6. Ковалевский В.В., Галдобина Л.П., Лазарева Т.Н. и др. Гиперфуллереновое углеродистое вещество в шунгитовых породах Онежской структуры (Карелия). Матер. Всеросс. конф. Петрозаводск, 2009. С.106-109.

МИНЕРАЛОГО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШУНГИТОВОГО СЫРЬЯ МАКОВСКОЙ ЗАЛЕЖИ

Садовничий Р.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, romanpost1@rambler.ru

Шунгитовые породы уже в течение долгого времени вызывают интерес у специалистов различных областей науки и техники. Связано это, во-первых, с возможностями их промышленного использования [1], а во-вторых, с выяснением генезиса данных пород [2]. Промышленная значимость шунгитовых пород определяется в первую очередь сочетанием в них специфического фуллереноподобного углерода [3], содержание которого варьирует от 5 до 98 % [2] и различных минералов (в основном кварца, силикатов, карбонатов и сульфидов). При этом размер минеральных зёрен колеблется от десятков мм до нм [4].

Основные запасы шунгитовых пород сосредоточены на территории Карелии и стратиграфически относятся к людиковийскому (заонежская свита) и калевийскому (кондопожская свита) надгоризонтам палеопротерозоя. В настоящее время основным объектом разработки шунгитовых пород является Зажогинское месторождение, в котором отдельно выделяют Максовскую залежь. Залежь находится в 3 км к юго-востоку от пос. Толвуй (Медвежьегорский район); в плане имеет эллипсоидальную форму размером 500 на 700 м, а в разрезе представляет собой антиклинальную куполообразную структуру, имеющую максимальную мощность 120 м и частично срезанную эрозией. Как показали предыдущие исследования [5], шунгитовые породы залежи отличаются большой неоднородностью в составе и строении. По текстурным признакам среди них выделяют слоистые, массивные, трещиноватые и брекчированные разновидности [5]. Широкие вариации состава и свойств шунгитовых пород Максовской залежи являются негативным фактором при использовании их различных областях промышленности. В связи с этим возникает необходимость их детального изучения на микро- и наноуровне с целью выявления закономерностей в распределении различных минеральных фаз и выделения наиболее однородных и относительно постоянных по составу шунгитовых пород.

Объектами изучения в работе послужили образцы трёх разновидностей шунгитовых пород (массивной, трещиноватой и брекчированной), отобранные на Максовской залежи. Методами исследования являлись сканирующая электронная микроскопия (микроскоп «VEGA II LSH») с микрозондовым анализом (энергодисперсионный микроанализатор «INCA Energy 350»), с помощью которой изучались шлифы и сколы породы; рентгенофазовый анализ (установка Arl X'tra X-ray Diffractometer с CuK α излучением). Перейдём к последовательному изучению полученных результатов.

Массивные породы выделяются макроскопически среди остальных пород благодаря своей однородной массивной текстуре и равномерному тёмно-серому – чёрному цвету; структура афанитовая, микрозернистая (рис. 1, а).

Микроструктура породы неравномернозернистая, основу составляют ксеноморфные зёрна кварца и силикатов (главным образом гидромусковита, в меньшей степени хлорита), погружённые в углеродный матрикс. Форма зёрен минералов различная, но в основном близкая к изометричной; размер варьирует от нескольких десятков мкм и ниже (в основном, меньше 10 мкм). Границы зёрен нечёткие, «изъеденные». Шунгитовый углерод выполняет функцию цементирующей массы, занимая пространство между зёрнами кварца и силикатов. Химический состав массивных пород, полученный с помощью микрозондового анализа (без углерода), следующий: SiO₂ 81-96 %, MgO 1-4.2 %, Al₂O₃ 1.8-7.2 %, K₂O 0.6-2.6 %, FeO 1.3-8 %, SO₃ 1-5.2 %, TiO₂ – до 1 %, CaO – до 0.7 %.

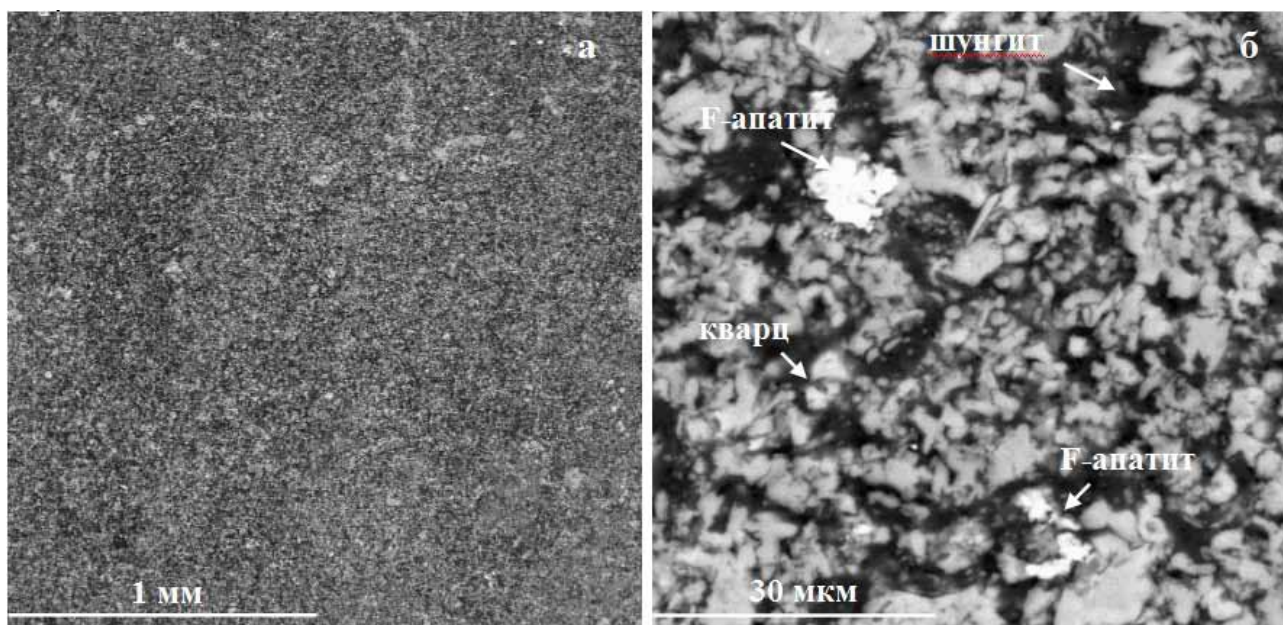


Рис. 1. Массивные шунгитовые породы.

Метод СЭМ и микроанализа позволяют нам оценить минеральный состав массивных пород. В изученных пробах были обнаружены следующие минералы: кварц, пирит, гидромусковит, калиевый полевой шпат, рутил, ярлонгит [6], молибденит, эпидот, биотит, халькопирит, хлорит, F-апатит, монацит, циркон, самородные железо, свинец, вольфрам, золото и др. Рентгенофазовый анализ образцов массивной породы показывает, что основными минералами в них являются кварц, мусковит (гидромусковит) и пирит. Результаты данных анализов согласуются между собой, и указывают на то, что массивные шунгитовые породы представляют собой относительно однородную «смесь» кварца, мусковита (гидромусковита), пирита и шунгитового углерода, по всей видимости, в виде плёнок окружающего зёрна минералов. При этом средний размер зёрен кварца и мусковита (гидромусковита) меньше 10 мкм, а зёрна аксессуарных минералов и пирита порой превышают в размере 100 мкм.

Трещиноватые породы отличаются от массивных развитой системой тонких трещин (прожилков) мощностью 1-3 мм, реже до 5 мм (рис. 2 а), разделяющих породу на обломки неправильной формы и разного размера (в среднем 0.5-1 см).

Обломки по своему химическому составу, изученному методом микрозондового анализа, и текстурно-структурным признакам соответствуют массивным породам, описанным выше. Система

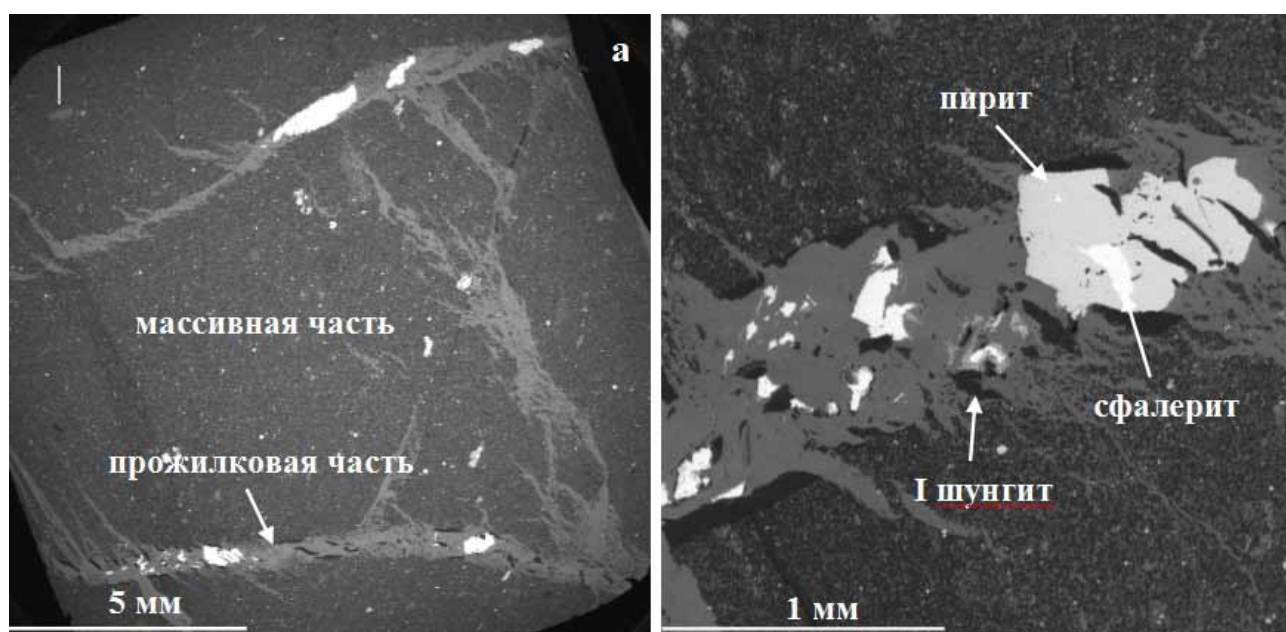


Рис. 2. Трещиноватые шунгитовые породы.

трещин в основном субпараллельная, реже ортогональная или неправильно ветвящаяся. Трещины имеют неровные края, от которых отходят многочисленные менее мощные ответвления, имеющие сложный и прерывистый характер распространения. Трещины выполнены шестоватыми агрегатами кварца, направленными перпендикулярно стенкам, часто с серицитом и мелкими линзовидными обломками породы [5]. В трещинах также содержатся такие минералы как пирит, сфалерит, ярозит, гематит, рутил, сера и др. (рис. 2 б), а также I шунгит [7]. При этом зёрна минералов часто имеют хорошо выраженную удлинённую форму.

Результаты исследований позволяют сказать, что трещиноватые породы представляют собой сочетание с одной стороны, массивной шунгитовой породы (массивная часть), с другой – пересекающих её прожилков, выполненных в основном кварцем и сульфидами (прожилковая часть) (рис. 2 а). Данное сочетание увеличивает степень неоднородности шунгитовых пород.

Брекчированные породы наиболее распространены на Максовской залежи [5]. Они хорошо выделяются среди остальных шунгитовых пород благодаря своей брекчиевой текстуре, которая характеризуется наличием обломочной и окружающей её цементной частей (рис. 3 а). По соотношению обломков и цемента породы делятся на сильнобрекчированные (50-60 % обломков), среднебрекчированные (60-70 % обломков) и слабобрекчированные (80-90 % обломков). По типу цемента выделяют две разновидности: кварц-шунгитовая брекчия (цемент породы представлен в основном кварцем, в меньшей степени слюдой, сульфидами и другими минералами) (рис. 3 а), и скрытая (шунгит-шунгитовая) брекчия, которая характеризуется тем, что обломки шунгитовых пород цементируются близким по составу веществом (кварц-шунгитовым цементом с меньшим относительно обломков содержанием углерода (рис. 3 б) [2].

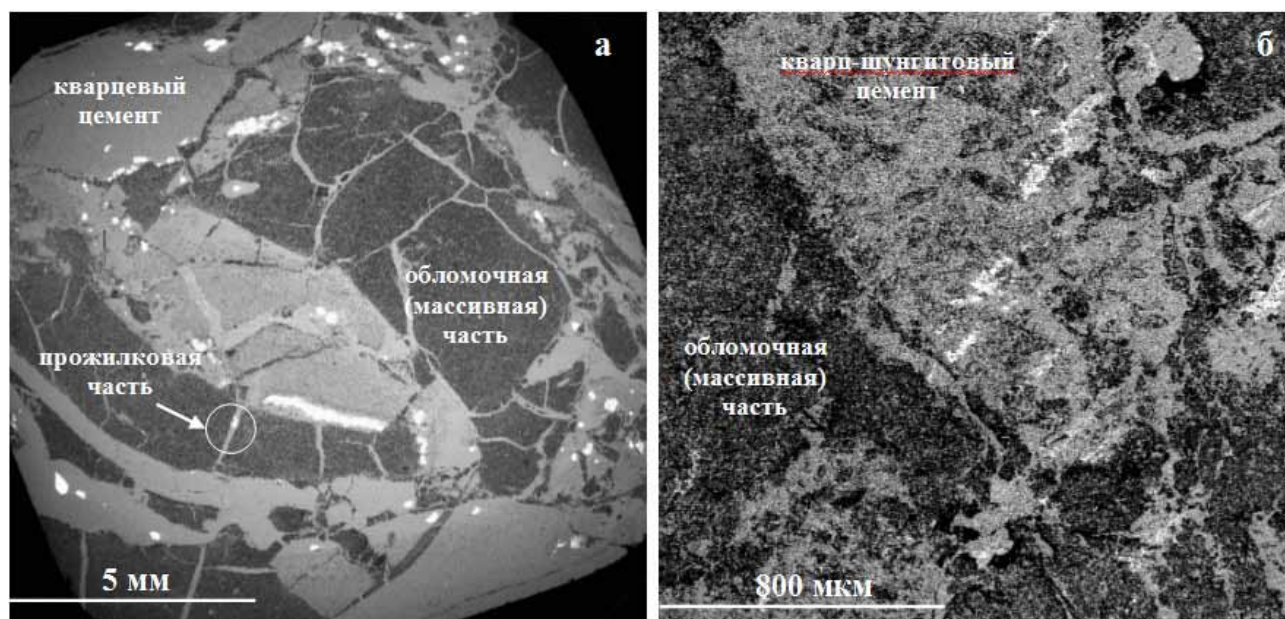


Рис. 3. Брекчированные шунгитовые породы.

Среди изученных образцов выделяются как шунгит-шунгитовые, так и кварц-шунгитовые разновидности (данное разделение не всегда бывает чётким – в некоторых случаях в породе наблюдались оба типа цемента). Во всех образцах обломочная часть представлена массивной или трещиноватой породой; форма обломков сложная, часто пламевидная, вытянутая, реже изометричная; границы обломков есть как чёткие и ровные, так и расплывчатые, извилистые, перистые. Обломки большей частью остроугольные, реже частично закруглённые, разноориентированные; размер в поперечнике – от 2 см и ниже.

Обломки массивной породы (массивная часть) окружены цементом (цементная часть), главным минералом в котором является кварц (в обоих типах цемента), также присутствуют пирит, сфалерит, молибденит, монацит, ярлонгит, рутил, I шунгит, халькопирит и др.

Минеральный и химический состав обломков по данным микрозондового анализа, а также их структура и текстура полностью соответствуют рассмотренным выше массивным и трещиноватым шунгитовым породам. Таким образом, брекчированные породы представляют собой сочетание трёх типов вещества: массивной (обломочной) части, цементной и прожилковой (рис. 3 а), что делает их самыми неоднородными из всех изученных шунгитовых пород (как на макро-, так и на микроуровне).

Исходя из результатов данных исследований, можно сделать вывод, что среди изученных образцов шунгитовых пород наиболее однородные по составу и строению относятся к массивной разновидности, наименее однородные – к брекчированной. В данных образцах удалось выделить три основных типа вещества (массивная часть, прожилковая и цементная), в различных соотношениях слагающие шунгитовые породы. При этом массивная часть, входящая в состав брекчированных и трещиноватых пород, по своему составу и строению аналогична массивным породам, слагающим отдельные участки Максовской залежи. Данные массивные шунгитовые породы являются наиболее однородными из всех изученных разновидностей, однако на микро- и наноуровне в них обнаруживается содержание широкого спектра рудных минералов.

Выражаю благодарность Щипцову В.В., Терновому А.Н. и Ининой И.С. за помощь в проведении работы.

Работа поддержана грантами ОНЗ РАН-5, РФФИ №13-03-00422 и МИК-2013 (У. М. Н. И. К.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Калинин Ю.К., Калинин А.И., Скоробогатов Г.А. Шунгиты Карелии для новых стройматериалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб.: Изд-во УНЦХ СПбГУ, ВВМ, 2008. 219 с.
2. Филиппов М.М. Шунгитовые породы Онежской структуры. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2002. 282 с.
3. Ковалевский В.В. Шунгит или высший антраксолит? // Зап. РМО, 2009. № 5. С. 97-105.
4. Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества (под ред. Н.П. Юшкина, А.М. Асхабова, В.И. Ракина). СПб.: Изд-во Наука, 2005. 581 с.
5. Атлас текстур и структур шунгитовых пород Онежского синклиория (ред. М.М. Филиппов, В.А. Мележик). Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2006. 80 с.
6. Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В. Ярлонгит – загадка происхождения // Минералогия во всём пространстве сего слова: проблемы укрепления минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья: Матер. год. собр. Росс. минер. об-ва и Фёдоровской сессии 2012. Санкт-Петербург: Изд-во Горный университет, 9-11 октября 2012. С. 163-165.
7. Борисов П.А. Карельские шунгиты. Петрозаводск, 1956. 92 с.

К МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ ЭКЛОГИТОВ ШИРОКОЙ САЛМЫ И КУРУ-ВААРЫ (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА)

Сидоров М.Ю., Волошин А.В.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, sidorov@geoksc.apatity.ru

В пределах Беломорского подвижного пояса (БПП) архейские и палеопротерозойские эклогиты были выявлены в районе с. Гридино (побережье Белого моря) – Гридинский неоархейский эклогитсо-держательный комплекс [1] и на Кольском п-ове в районе оз. Бабинская Имандра (Широкая Салма) – оз. Экоостровская Имандра – оз. Чалмозеро (карьер Куру-Ваара) [2].

Нами были изучены образцы эклогитов из карьера Куру-Ваара (KV-087-1 и KV-087-2) и образец, отобранный в районе Широкой Салмы (ШС-2-ВБ), любезно предоставленные Т.В. Каулиной и В.В. Балаганским (рис. 1. А и Б). Эклогиты из карьера Куру-Ваара сложены омфацитом (Omp) – 50 %, гранатом (Grt) – 40 %, роговой обманкой (Hbl) – 5 %, кварцем (Qrz) – 2 %, плагиоклазом (Pl) в келифитовых каймах вокруг зерен Grt – 2 %. Среди акцессорных минералов (1 %) преобладает рутил (Rt), также отмечены зерна сульфидов, апатита (Ap), циркона (Zrn). Размеры минералов: Grt – от 0.2 до 1.0 мм, Omp – от 0.3 до 1.2 мм, Hbl – от 0.1 до 0.4 мм, Qrz – от 0.05 до 0.15 мм, Pl – от 0.1 до 0.2 мм. Вторичные изменения эклогитов из карьера Куру-Ваара (замещение Omp симплектитам клинопироксена (Cpx) и Pl и келифитовые Pl-Hbl каймы вокруг Grt) проявлены незначительно и неравномерно даже в пределах одного образца. Структура эклогитов нематогранобластовая, пойкилитовая, текстура массивная (рис. 1 В и Г).

Образец эклогитов из Широкой Салмы сложен Grt (25 %), Omp (10 %), Pl и Cpx в симплектитам по Omp (40 %), Hbl (20 %), Qrz (2 %), биотитом (Bt) (2 %). Акцессорные минералы (1 %) представлены Rt, сульфидами, Ap и Zrn. Размеры минералов: Grt – от 0.2 до 1.4 мм, Omp – от 0.2 до 0.5 мм, Hbl –

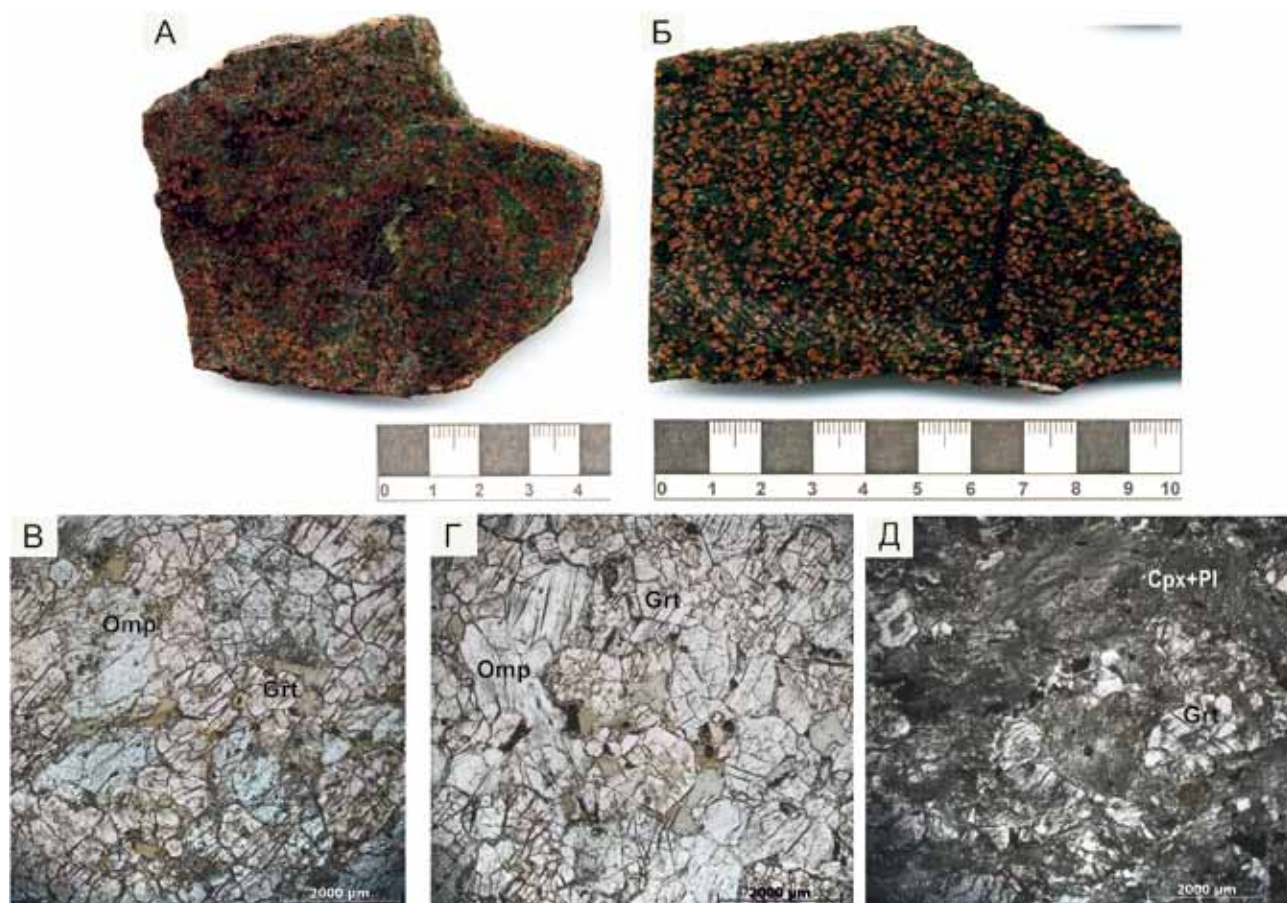


Рис. 1 А – общий вид образцов эклогитов Куру-Ваары (KV-087-2) и Б – Широкой Салмы (ШС-2-ВБ); В-Д – микрофотографии шлифов (без анализатора): В – KV-087-1; Г – KV-087-2; Д – ШС-2-ВБ.

до 0.8 мм, Qgz – от 0.01 до 0.2 мм, Pl – до 0.5 мм. По сравнению с эклогитами карьера Куру-Ваара, эклогиты Широкой Салмы характеризуется сильной симплектитизацией Omp и повсеместно развитыми кельфиновыми Pl-Hbl каймами вокруг Grt. Структура эклогитов лепидонематогранобластовая, текстура массивная (рис. 1 Д).

Минералы группы граната с высоким содержанием пиропового компонента являются типоморфными для эклогитов. Также благодаря высокой кристаллизационной силе и широкому полю устойчивости, они представляет собой хороший «контейнер», в котором могут сохраняться минеральные парагенезисы, свидетельствующие о проградных и ретроградных этапах метаморфизма эклогитов. В гранатах из эклогитов Куру-Ваары и Широкой Салмы нами выявлена общая схема зональности, согласно которой в краевых частях зерен граната включения отсутствуют, а в средней и центральной части зерен содержатся многочисленные твердофазные включения. Мы типизировали выделения минералов группы граната в зависимости от содержащихся в них включений других минералов [3].

В одном образце из карьера Куру-Ваара (KV-087-1) нами выделены 5 типов зерен граната (рис. 2):

тип 1 – изометричные зерна, в центре и в средней части которых находятся включения Hbl, Ar, Zrn и идиоморфного Qgz;

тип 2 – изометричные зерна, в центре которых есть идиоморфные включения Qgz, Ar и Zrn;

тип 3 – изометричные зерна, в центре и в средней части которых присутствуют сульфиды, идиоморфные зерна Qgz, Ar и Zrn;

тип 4 – изометричные зерна, в центре и средней части которых отмечены включения идиоморфных зерен Qgz и сложных полиминеральных агрегатов Hbl, хлорита и других силикатных фаз;

тип 5 – ксеноморфные зерна, в которых включения отсутствуют или редки.

В другом образце из карьера Куру-Ваара (KV-087-2) были выделены 4 типа зерен Grt (рис. 3):

тип 1 – изометричные зерна, в центре которых присутствуют включения Hbl, в средней части много включений Zrn и Ar;

тип 2 – изометричные зерна, в центре которых есть небольшие идиоморфные включения Qgz, в средней части - включения Hbl;

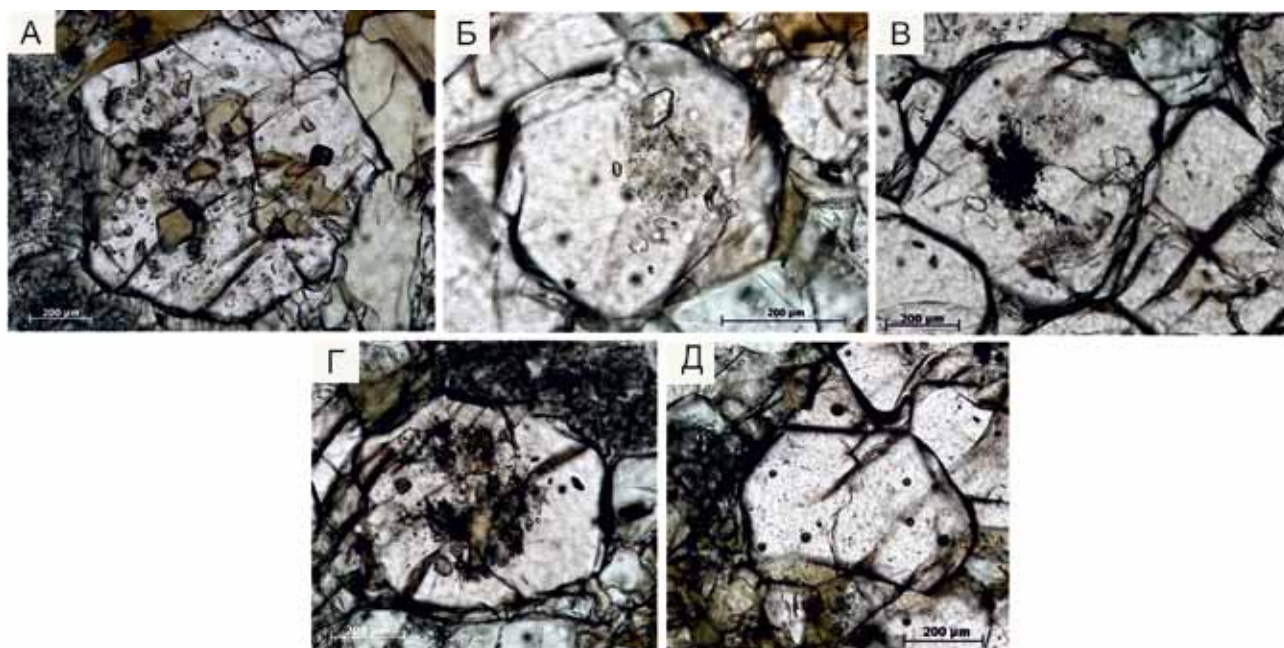


Рис. 2. Типы минералов группы граната в эклогитах Куру-Ваары (KV-087-1): А – тип 1; Б – тип 2; В – тип 3; Г – тип 4; Д – тип 5.

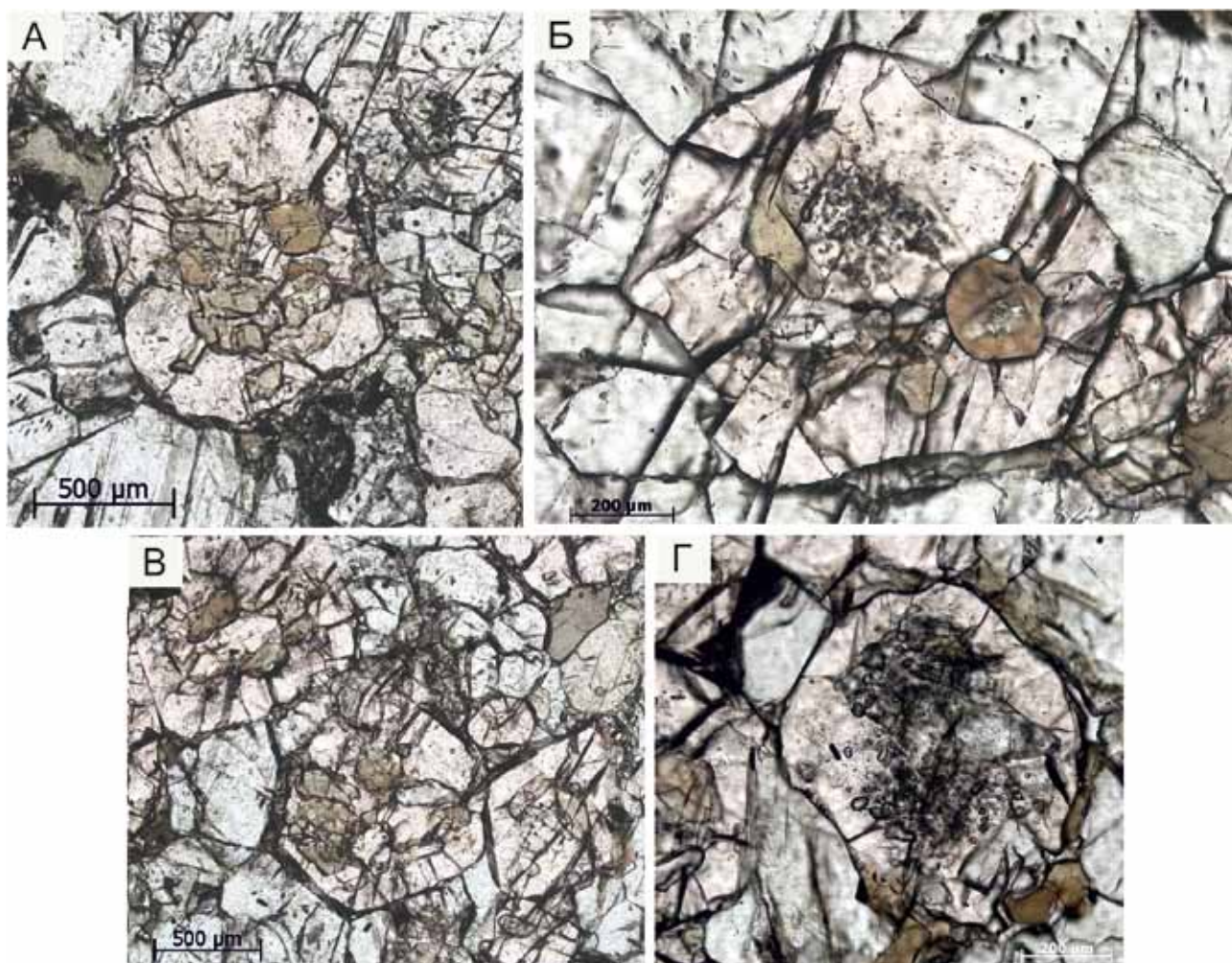


Рис. 3. Типы минералов группы граната в эклогитах Куру-Ваары (KV-087-2): А – тип 1; Б – тип 2; В – тип 3; Г – тип 4.

тип 3 – изометричные зерна, в средней части которых присутствуют включения Hbl и крупные ксеноморфные зерна Qz;

тип 4 – изометричные зерна, в центре и в средней части присутствуют небольшие идиоморфные и крупные ксеноморфные зерна Qz.

Следует отметить, что типы 1, 2 и 3, выявленные в образце KV-087-2 схожи с типом 2 из образца KV-087-1 из-за присутствия в них включений Hbl.

В образце эклогитов ШС-2-ВБ выделения граната принадлежат всего лишь одному типу (рис. 4), не соответствующему ни одному типу из выделенных в эклогитах Куру-Ваары. Этот тип представлен крупными изометричными зернами, включения находятся в центре и средней части и представлены идиоморфными зернами Qtz, Rt, Zrn и Ap. В центральной части зерен Grt включений, как правило, немного. Часто можно видеть почти чистый центр и заполненную многочисленными включениями Qtz, Rt, Zrn и Ap среднюю часть зерен Grt, (рис. 4 А). В краях зерен иногда присутствуют включения идиоморфных зерен Qtz, Ap и Zrn.

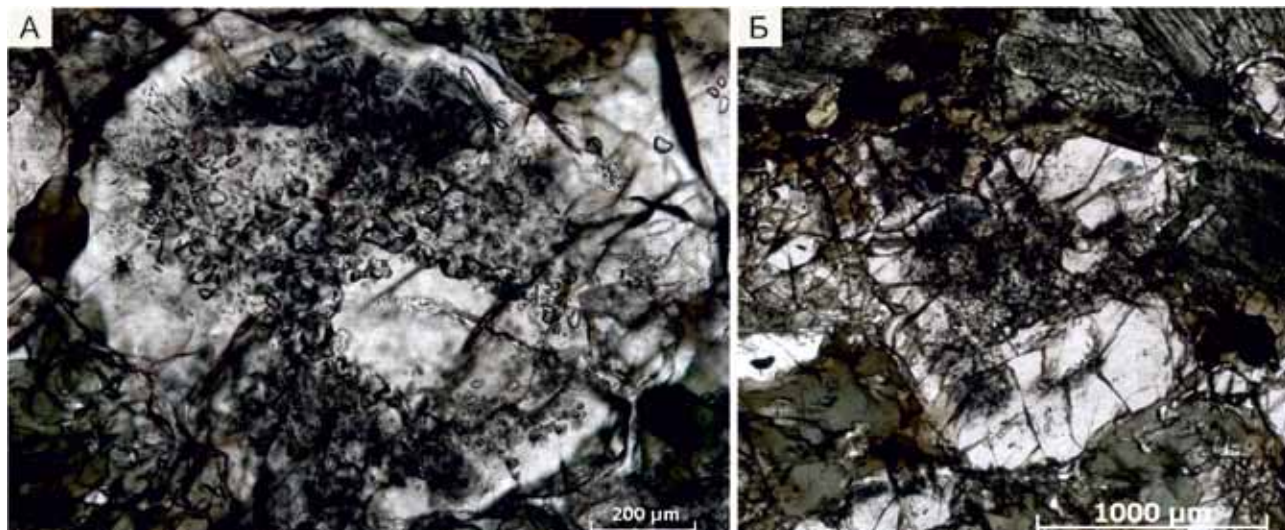


Рис. 4. Типичные зерна граната из образца ШС-2-ВБ (без анализатора).

Проведенные исследования позволили выявить значительное число типов выделений граната в образцах эклогитов из Куру-Ваары на основе содержания в них различных включений других минералов. Большое разнообразие типов, выделенных с помощью такого подхода, скорее всего связано с тем, что эклогиты претерпели незначительные преобразования во время ретроградного этапа метаморфизма, а также, возможно, из-за неоднородности их протолита.

В тоже время, присутствие в эклогитах Широкой Салмы только одного типа выделений граната свидетельствует о сильных ретроградных преобразованиях этих пород. В результате возможно существовавшие ранее разнообразные типы выделений граната приобрели одинаковый состав включений. Однообразие выделений граната также может быть связано с тем, что эклогиты Широкой Салмы испытывали несколько другую метаморфическую эволюцию по сравнению с эклогитами Куру-Ваары.

Выявленные нами в эклогитах Куру-Ваары и Широкой Салмы типы выделений гранатов подобны гранатам, отмеченным в эклогитах фанерозойских комплексов сверхвысоких давлений в Испании [3], Норвегии [4], Казахстане [5] и Китае [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских и подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
2. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н. и др. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский п-ов): геология и петрология // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 1. С. 3-29.
3. Ruiz-Cruz M.D., Sanz de Galdeano C. Coesite and diamond inclusions, exsolution microstructures and chemical patterns in ultrahigh pressure garnet from Ceuta (Northern Rif, Spain) // Lithos, 2013. V. 177. P. 184-206.
4. Cuthbert S.J., Carswell D.A., Krogh-Ravna E.J. *et. al.* Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides // Lithos, 2000. V. 52. P. 165-195.
5. Parkinson C.D. Coesite inclusions and prograde compositional zonation of garnet in whiteschist of the HP-UHPM Kokchetav massif, Kazakhstan: a record of progressive UHP metamorphism // Lithos, 2000. V. 52. P. 215-233.
6. Liu Yi-Can, Gu Xiao-Feng, Rolfo F., Chen Zhen-Yu. Ultrahigh-pressure metamorphism and multistage exhumation of eclogite of the Luotian dome, North Dabie Complex Zone (central China): Evidence from mineral inclusions and decompression textures // Journal of Asian Earth Sciences, 2011. V. 42. P. 607-617.

Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, stepen@geoksc.apatity.ru

Одной из ранних работ по кристаллографии циркона является [1], в которой описываются кристаллы Хибинских тундр. В ней указаны четыре (три основных и один переходный) типа по относительному развитию граней различных простых форм. В [2] рассмотрены два типа кристаллов циркона из силекситов участков Белые тундры, Пьедестал и р. Узкая, а также из пегматитов участка Юмперуйав (коллекции И. Д. Батиевой и И. В. Белькова) (Кольский п-ов). В [3] приведены формы циркона, из которых особый интерес представляют 26 изображений кристаллов, образованных комбинацией простых форм $\{111\}$, $\{110\}$ и $\{100\}$ с разной степенью развития вплоть до выклинивания граней одной или обеих призм. Условно их можно разделить на четыре типа в зависимости от присутствия той или иной простой формы: $\{111\}$ (2 индивида), $\{111\}+\{110\}$ (5), $\{111\}+\{100\}$ (10) и $\{111\}+\{110\}+\{100\}$ (9). В [4] дана таблица, позволяющая сопоставить частоте распределения различных морфотипов циркона, увязанных с температурой образования, тот или иной вид плутонических пород. Кристаллы из таблицы огранены симметрично развитыми гранями не более чем четырёх простых форм. В похожей по тематике работе [5], приведены рисунки и фотографии относительно хорошо огранённых кристаллов с неравномерно развитыми гранями, причём формы кристаллов даны вместе с их анатомией.

Практически во всех указанных работах предполагается одинаковое развитие граней каждой отдельной простой формы. Типизация форм кристаллов основана на степени развития (вплоть до отсутствия) граней различных простых форм. Фотографии же реальных кристаллов дают представление об их, в основном, диссимметричном развитии. Так на сайтах www.mindat.org и www.mineralienatlas.de было отобрано 70 фотографий кристаллов циркона, пригодных для морфологического анализа, где «идеальные формы» составляют малую часть по сравнению с искажёнными кристаллами. Мы рассматриваем именно диссимметричные кристаллы и возможное разнообразие их, так называемых, реальных форм, допускающих различное удаление граней одной и той же простой формы от условного центра кристалла.

В данной работе кристаллы циркона ограничиваются только тремя простыми формами: главной дипирамидой $\{111\}$, цирконовой $\{110\}$ и гиацинтовой $\{100\}$ призмами. Согласно обзору, существуют кристаллы, на которых та или иная простая форма отсутствует. По этому признаку формы кристаллов делятся на четыре типа, как было показано выше при рассмотрении [3]. В каждом типе присутствуют все грани свойственных ему простых форм.

Число реальных форм первого типа совпадает с числом полногранных форм тетрагональной дипирамиды, полученным ранее и равно 29. Реальные формы второго и третьего типов получены в рамках данной работы с помощью авторского алгоритма. Количество форм, а также их распределение по порядкам групп автоморфизмов и группам симметрии приведено в таблице. Отметим, что число реальных форм второго типа более чем в 46 раз превосходит число форм третьего типа, а число симметричных форм во втором случае в три раза больше числа асимметричных, что нетипично для многогранников с большим числом граней.

Таблица. Число и симметрия реальных форм циркона $\{110\}+\{111\}$ и $\{100\}+\{111\}$.

п.г.а.	1	2			4		8		16	ИТОГО
симм.	1	m	2	$\bar{1}$	$mm2$	$2/m$	$\bar{4}2m$	mmm	$4/mmm$	
$\{110\}+\{111\}$	3603	277	106	42	24	18	3	4	1	4078
$\{100\}+\{111\}$	11	33	3		30		3	5	3	88

Получение полного многообразия реальных форм четвёртого типа затруднительно. Главная причина этого – их большое число. Полноценные вычисления с имеющимся программным обеспечением требуют много времени и нами не проводились.

При замене моноэдром пирамидальные грани одной из головок кристалла циркона (нижней), сравнительно быстро можно подсчитать число получаемых одновёршинных 13-гранных форм. Всего их 249, их симметричная статистика: 1 – 200 форм, m – 32, 2 – 9, $mm2$ – 7 и $4mm$ – 1. С их помощью было определено точное число высокосимметричных (п.г.а. ≥ 8) форм кристаллов четвёртого типа: mmm – 7, $\bar{4}2m$ – 3 и $4/mmm$ – 1 (рис. 1).

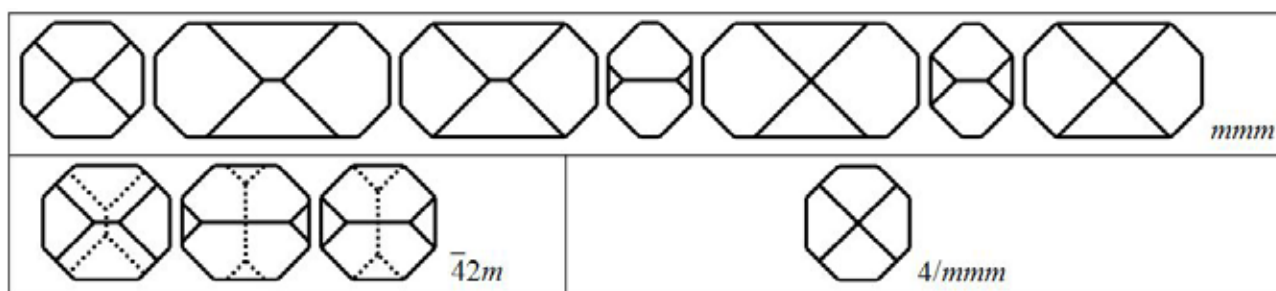


Рис. 1. Высокосимметричные полногранные формы кристаллов циркона (вид вдоль оси z).

Среди 70 фотографий реальных кристаллов было идентифицировано 7 индивидов первого, 23 – второго, 24 – третьего и 10 – четвертого типов. Развитие ребра на месте вершины тетрагональной дипирамиды является обычным явлением и обнаружено на 28 изображениях (рис. 2). Дополнительные ребра отмечают также на формах кристаллов второго типа (рис. 3).



Рис. 2. Развитие вершины дипирамиды в ребро.

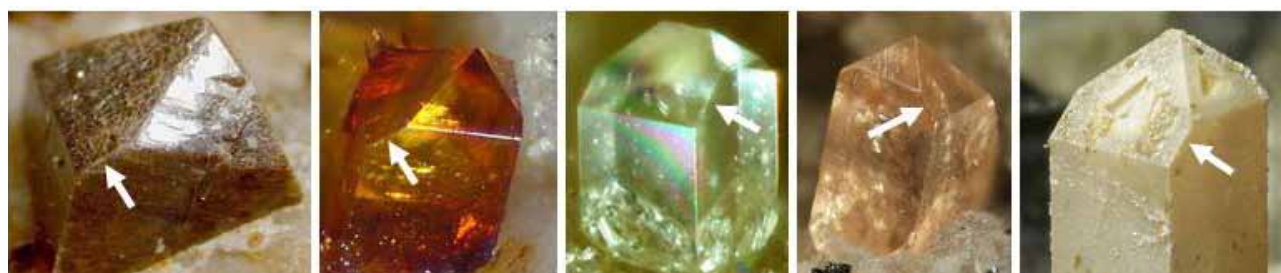


Рис. 3. Развитие дополнительных ребер на поверхности кристалла циркона второго типа.



Рис. 4. Одновершинные формы второго типа на кристаллах циркона.

На рисунке 4 показано 8 найденных одновершинных форм кристаллов второго типа. Рядом с фотографиями даны соответствующие реальные формы. На рисунке 5 показаны найденные одновершинные формы кристаллов третьего типа и на рис. 6 – кристаллов четвертого типа. Ввиду малой выборки та или иная реальная форма констатируется только на уровне факта.

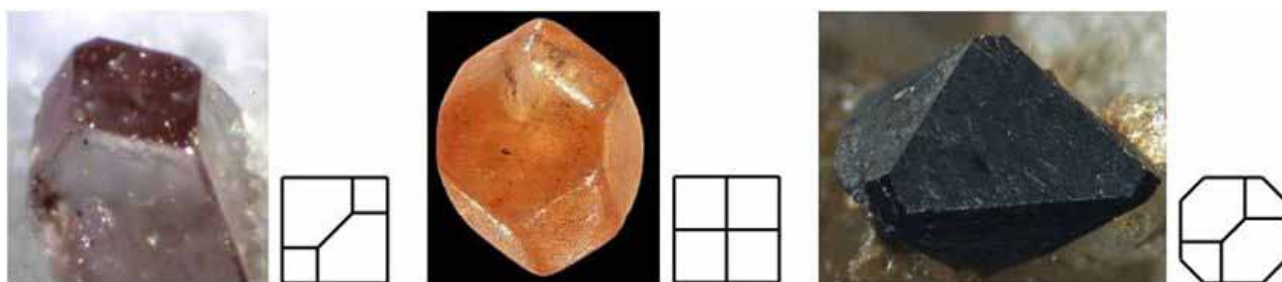


Рис. 5. Одновершинные формы третьего типа на кристаллах циркона.



Рис. 6. Одновершинные формы четвертого типа на кристаллах циркона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бонштедт Э.М. Циркон Хибинских тундр // Изв. РАН, 1922. С. 341-358.
2. Волошин А.В., Лялина Л.М. Морфология и анатомия кристаллов циркона из силекситов и пегматитов архейской щелочногранитной формации Кольского региона // ЗВМО, № 2. 2004. С. 89-99.
3. Goldschmidt V. (1923) Atlas der Krystallformen. Band IX. Heidelberg: Winter.
4. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contributions to mineralogy and Petrology. 1980. V. 73. P. 207-220.
5. Vavra G. Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types // Contributions to mineralogy and Petrology. 1994. V. 114. P. 331-344.

ИССЛЕДОВАНИЕ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД С РАЗНОЙ СТЕПЕНЬЮ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА МЕТОДАМИ РЕНТГЕНОВСКОЙ ДИФРАКЦИИ

Шведайте Т.Ю.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, evidence-89@mail.ru

Шунгитовые породы представляют собой природные углерод-минеральные композиционные материалы с нано- и микродисперсным распределением и характерной морфологией компонент. Геологический возраст пород порядка 2 млрд. лет. В состав минеральной части шунгитовых пород входят кварц, рудные минералы, такие как пирит, халькопирит, сфалерит, а также различные алюмосиликаты, такие как слюды, хлориты, амфиболы, полевые шпаты. Известно, что нестратифицированные (миграционные) шунгиты содержат от 1 до 99 % углерода (C) со следами кислорода (O), водорода (H), серы (S) и азота (N). Шунгитовые породы обладают высокой прочностью, плотностью, химической стойкостью и электропроводностью.

Для исследований были отобраны 3 образца шунгитовых пород со скважины 71, расположенной в 2.9 км на юго-западе от деревни Малое Царево [1]. Образцы были взяты с разных глубин по разрезу наиболее представительных толщ углеродистого вещества.

Образец №1 – глубина 23.4 м (верх толщ на непосредственном контакте с туфоалевролитами), образец № 2 – глубина 36.7 м (середина толщ, удаленная от контактов с долеритом), образец № 3 – глубина 64.8 м (низ толщ на непосредственном контакте с долеритом).

Результаты, полученные методом дериватографии, показали, что содержание углерода в породе для всех отобранных образцов составляет порядка ~ 20 % (глубина 23.4 м – 21.6 %, глубина 36.7 м – 23.0 %, глубина 64.8 м – 18.2 %).

Для исследования шунгитовых пород с разной степенью контактового метаморфизма использовался метод рентгеновской дифракции. Рентгеновская дифракция (рентгенофазовый или рентгено-

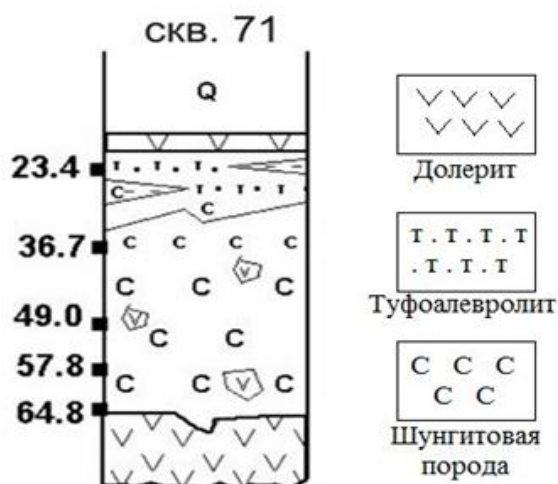


Рис. 1. Литолого-стратиграфическая колонка Нижнего Заонежья.

структурный анализ) — рассеяние рентгеновских лучей кристаллами (или молекулами жидкостей и газов) в результате взаимодействия рентгеновских лучей с электронами вещества, при котором из начального пучка лучей возникают вторичные отклоненные пучки той же длины волны. Рентгеновская дифракция широко используется в геологии. Она является универсальным неразрушающим методом анализа, предоставляющим информацию о структуре и фазовом составе различных материалов.

Возможности метода:

- Определение фазового состава пробы.
- Количественное определение известных фаз в смеси.
- Кристаллография – уточнение структуры кристаллов.
- Проведение анализа в различных условиях — изменение температуры, давления или газовой атмосферы.

Получение рентгенограмм образцов производилось с помощью порошкового рентгеновского дифрактометра ARL X'TRA-149. Прибор сконструирован по принципу вертикальной геометрии Брэгга – Брентано, что обеспечивает возможность горизонтального расположения проб.

Результаты качественного анализа образцов представлены в таблице 1.

Таблица 1. Минеральный состав образцов по данным рентгенографии.

№ образца	Глубина, м	хлорит	кварц	альбит	кальцит	пирит	слюда	амфибол
1	23.4	++	+++	сл.	++	+	—	—
2	36.7	сл.	+++	+	—	+	—	сл.
3	64.8	++	++	+++	++	+	++	—

Для определения количественного содержания фазы в образце использовался пакет программного обеспечения Siroquant. Данная программа не требует специальных кристаллографических знаний для получения достоверных сведений о минеральной фазе анализа. Для подготовки проб шунгитовую породу перетирали вручную с ZnO (в качестве эталона) в пропорциях 0.9 г – шунгитовая порода и 0.1 г – ZnO.

На диаграмме представлены результаты определения количества углерода в процентах для образцов № 1-3.

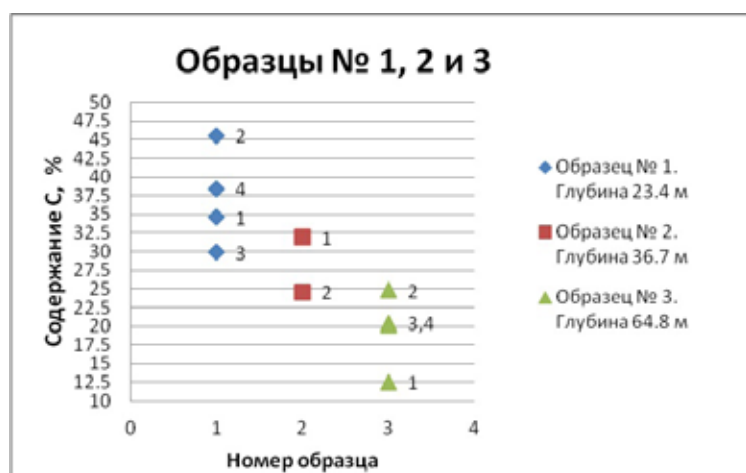


Рис.2. Процентное содержание углерода в образцах, подготовленных вручную.

Цифрами на диаграмме обозначены номера съемок.

Из диаграммы видно, что процентное содержание углерода в образцах варьируется независимо от съемки, и существенно отличается от результатов, полученных методом дериватографии. Поэтому, с целью проверки данных, было решено исключить человеческий фактор из процесса подготовки образцов. Для подготовки проб шунгитовую породу перетирали с ZnO в механической ступке в течении 30 минут, 1 часа и 2 часов при одной и той же мощности. На графиках представлены результаты нескольких съемок для всех проб.

Как показал эксперимент, процентное содержание углерода в образцах, определенное методом рентгеновской дифракции, превышает таковые значения, полученные методом дериватографии. Из графиков, представленных на рисунке 3 видно, что чем дольше шунгитовая порода перемешивалась

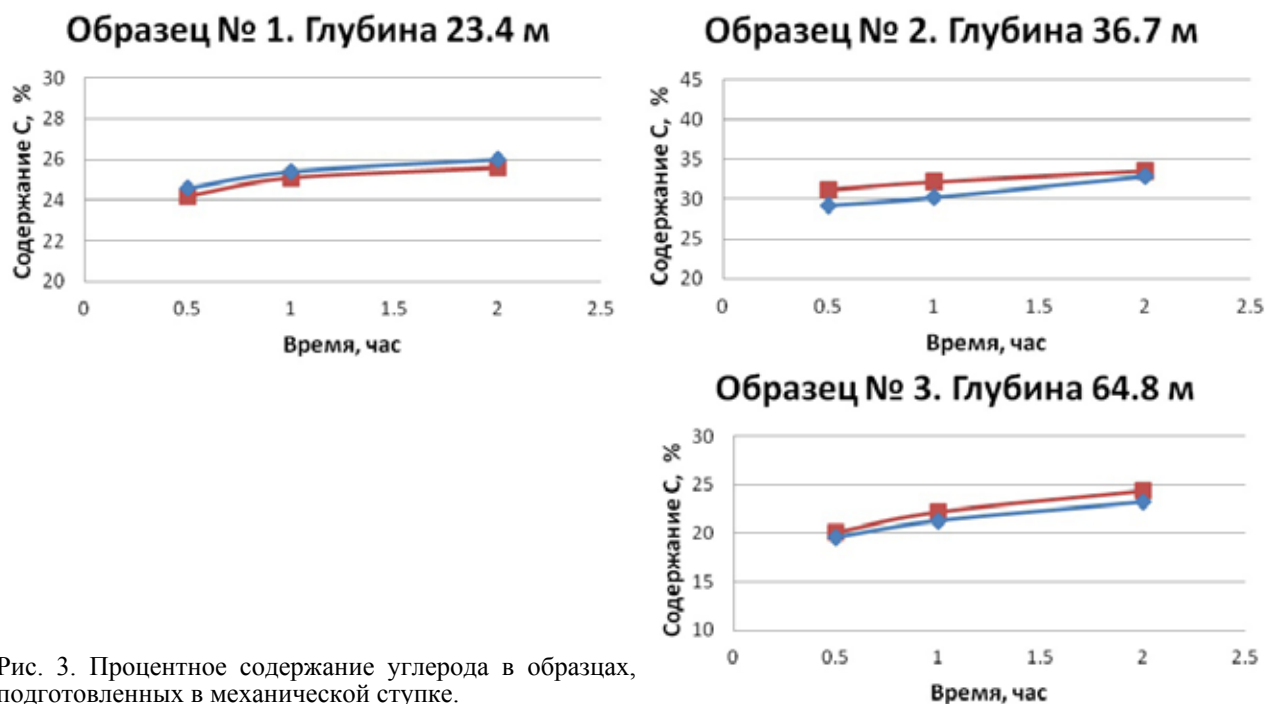


Рис. 3. Процентное содержание углерода в образцах, подготовленных в механической ступке.

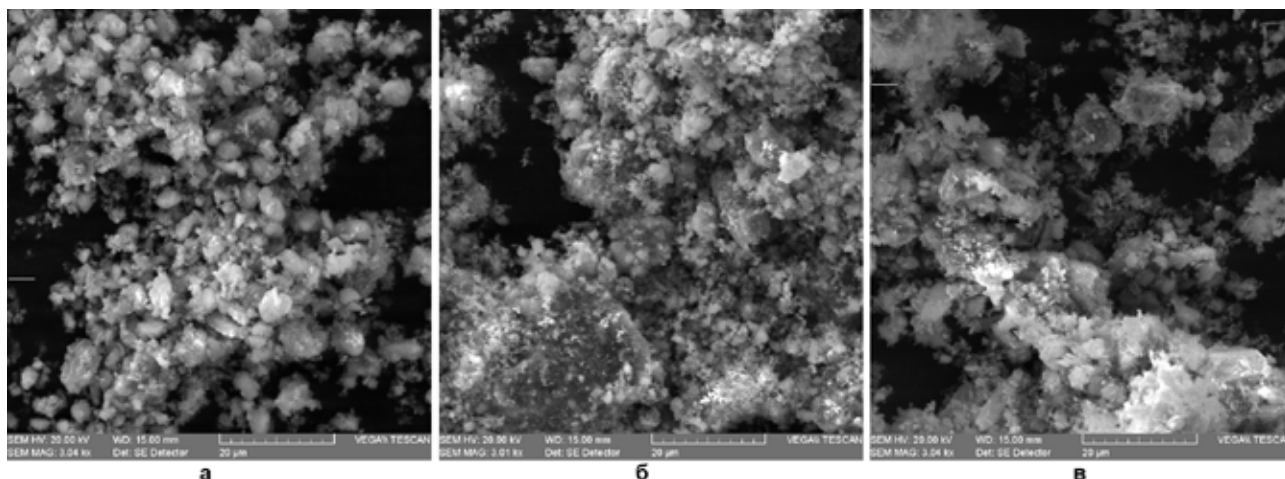


Рис. 4. Снимки поверхности образцов: а) № 1, глубина 23.4 м, б) № 2, глубина 36.7 м, в) № 3, глубина 64.8 м снятые на сканирующем электронном микроскопе VEGA при увеличении 3000.

с ZnO в механической ступке, тем выше значение содержания углерода, и тем больше отличие от данных, полученных методом дериватографии.

Разница в результатах, полученных двумя методами, может быть связана с разницей между самими методами. Методом дериватографии процентное содержание C определяется по потери веса сгоревшего свободного углерода, при этом структура самого углерода не учитывается. При определении количества C методом рентгеновской дифракции, на результат влияет не только коэффициент поглощения μ , но и структура самого вещества, например пористость [2].

Изменения морфологии минеральной части в образцах №№ 1-3 исследовались на сканирующем электронном микроскопе VEGA 11 LSH фирмы Tescan с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы Oxford Instruments.

В образцах № 1и 2 присутствуют частицы ZnO размерами чуть меньше 1 микрона, что с точки зрения рентгеновской дифракции является большим значением. Это может служить причиной несоответствия процентного содержания C, полученного при рентгеновской дифракции со значением, полученным при методе дериватографии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ковалевский В.В., Галдобина Л.П., Лазарева Т.Н. и др. Гиперфуллереновое углеродистое вещество в шунгитовых породах Онежской структуры (Карелия) // Минералогия Докембрия. Матер. Всеросс. конф., 11-13 ноября 2009, Петрозаводск, 2009. С. 106-109.

2. Гинье А. Рентгенография кристаллов. Теория и практика. Гос. изд-во физико-математической литературы, 1961. С. 604.

ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНОГО И ВЫРАЩЕННОГО МАЛАХИТА

Шуйский А.В., Петров Т.Г.

Санкт-Петербургский Государственный университет, alexshuyskiy@gmail.com

Под словом «малахит» на современном рынке подразумевается три продукта: природный, выращенный и имитации. Среди них стоит выделить имитации, поскольку они по составу и структуре – не малахит, и всегда, так или иначе, отличимы по удельному весу, цвету, рисунку камня, которым является природный и выращенный малахит. Что касается выращенного малахита, то неоднократно было показано, что он является полным аналогом природного [1-5], и его можно рекомендовать для производства любых традиционных изделий и как материал для реставрации исторических памятников архитектуры [6]. В качестве главных признаков отметим, что их дифракционные данные (по Базе Международного Центра дифракционных данных ICDD PDF-2) [7] и инфракрасные спектры полностью идентичны [8].

Тем не менее, многих покупателей-любителей и исследователей интересует вопрос об отличиях продуктов природы и промышленности, и как это можно выяснить, если они являются одним и тем же веществом. Метода, позволяющего точно ответить, является ли малахит выращенным, не существует. Однако есть ряд особенностей, связанных с технологией, по которым его можно в некоторых случаях распознать.

Особенности того и другого порождаются особенностями их формирования. Среди них наиболее общие – это условия порождения: составы среды и, соответственно, парагенезис, характер поверхности нарастания и колебания условий роста.

Производство требует, чтобы выход получаемого материала был максимальным, поэтому в целях повышения воспроизводимости процесс получения стандартизируется. По сути, это шаг против природы, так как там нет воспроизводимости, и именно поэтому рисунок природного обладает бесконечной неповторяемостью, чего нельзя сказать о выращенном. Однако, следует отдать должное методу его синтеза, поскольку выращиваемый малахит получается достаточно разнообразным, а технологические приёмы, которые позволяют вообще уйти от повторяемости рисунка, на фирме “Женави” продолжают разрабатываться.

Природный малахит

Малахит обычно образуется при химической реакции между сульфатными растворами, возникающими при окислении сульфидных минералов меди, и карбонатными породами. Растворы стекают по неровным поверхностям трещин и карстовых полостей и отлагают малахит в виде слоёв и масс с почковидной поверхностью. Обязательное условие образования плотных масс малахита – наличие относительно большого пересыщения, в результате чего происходит расщепление кристаллов с последующим геометрическим отбором, который приводит к радиальному расположению кристаллов. При образовании в свободных условиях единичный агрегат мог бы иметь форму сферолита – шара, но нахождение на подложке и в соседстве с окружающими приводит к образованию конуса, вершина которого – зародыш, а основание – выпуклая поверхность нарастания. В целом, массивный малахит представляет собой плотное срастание игольчатых индивидов (агрегат), толщина которых не превышает сотых долей миллиметра.

Колебания пересыщения влекут изменения цвета нарастающего слоя. При более высоких пересыщениях образуется микросферолитовый малахит, который не обладает пливовостью (изменением интенсивности цвета при изменении ориентации образца относительно источника света и глаза). Цвет такого малахита всегда в светлых тонах: чем меньше субиндивиды в агрегате, тем он светлее [5].

Длительная работа по изучению формирования малахита в лабораторных и промышленных условиях позволяет с большой степенью уверенности утверждать, что в природных условиях главным источником его рисунка является сезонно-климатические изменения, колебания температуры и вариации количества осадков, которые вместе определяют скорости реакции образования сульфата меди, его реакции с карбонатами и, соответственно, скорость роста кристаллов малахита, интенсивность их расщепления, толщину кристаллов и, соответственно, цвет слоя.

В целом, неповторимость рисунков малахита обусловлено тремя вещами: начальной формой поверхности, на которую нарастает малахит, особенностями потоков питающих растворов – они задают вид рисунка, и изменениями скоростей роста, что определяет разнообразие цвета слоя. Многообразие природного малахита и его рисунка широко представлено в двухтомной монографии Семёнова [9].

Помимо масс с натёчной почковидной поверхностью, малахит в редких случаях, когда при его кристаллизации пересыщение было небольшим, может встречаться в виде отдельных сфероидов, лучистых и сноповидных агрегатов, а также отдельных кристаллических индивидов длинно-призматической и игольчатой формы.

Парагенезис природного малахита очень широк. Основным спутником малахита является псевдомалахит – безводный фосфат меди. Он встречается в виде округлых выделений в малахите или пунктирно вдоль зональности малахита, зачастую по трещинкам, что говорит об их вторичном происхождении [10]. Также с малахитом можно встретить хризоколлу, азурит и другие минералы зоны окисления рудных месторождений. Это обуславливает наличие в химическом составе природного малахита таких элементов как фосфор (P), который практически можно считать индикатором природного малахита.

Выращиваемый малахит

В методе, разработанном в начале 70-х НИИЗК ЛГУ и ныне используемом на производстве ювелирной компании «Женави», используется водно-аммиачный раствор, цвет которого тёмно-синий. Кристаллизация малахита происходит под слоем раствора на плоском дне и стенках кристаллизационной камеры, а также на неровных подложках и перегородках различной формы, которые дают возможность получать малахит с различной геометрией рисунка. Иными словами, малахит нарастает на всё, что находится под слоем раствора. Для создания каркасов используется проволока, леска, сетка, ткань.

Технологический цикл составляет два месяца. За это время материал приобретает толщину примерно 10 мм нормально к поверхности. По завершении технологического цикла выросший донный материал снимается, а материал на боковой поверхности сохраняется в кристаллизационной камере и наращивается в следующем цикле. Это позволяет последовательно получить материал толщиной 40-50 мм. Получаемый материал имеет повышенную износостойкость и полируемость по сравнению с природным материалом. [11].

Для варьирования цвета и получения полосчатости изменяется температурный режим кристаллизации, к которому процесс формирования малахита весьма чувствителен. Для рисунка выращенного малахита обычны резкие границы изменения цвета, плавные переходы не характерны. При превышении проектных скоростей кристаллизации, на донной поверхности образуются пузырьки газа, что даёт началу формирования полых трубочек – «амфор», что снижает выход продукции [5, 12].

Извлекаемый из кристаллизатора материал имеет голубоватый оттенок из-за остаточного раствора в пространстве между кристаллами. В процессе сушки он в большей степени исчезает, однако слабый оттенок надолго сохраняется. Вообще, голубизна не характерна для природного малахита, однако в случаях, когда в малахите присутствуют примеси фосфатов, возникает именно такой оттенок. При наличии полированных образцов малахита, для определения цвета можно использовать экспрессную попуколичественную оценку цветовых характеристик [13].

Донный материал представляет собой плоский «блин», имеющий чёткий параллельно-полосчатый рисунок в срезе, параллельном направлению роста. По мере увеличения отклонения реза от нормального к поверхности, контраст рисунка ослабляется и при параллельности плоскости нарастания материал обычно имеет практически черный цвет. Донный материал позволяет получать кабошоны с чётким концентрически-зональным «овальным» рисунком. В целом, этот рисунок, будучи нехарактерным для природного материала (хотя изредка и встречаемым), т. к. больших плоских поверхностей в карстовых полостях найти не реально, является визитной карточкой выращенного малахита в кабошонах.

Материал, выросший на боковой поверхности, на затравочных каркасах, на перегородках, подвешенных обломках имеет почковидную, натёчную поверхность (на рисунке слева), и, соответственно, его рисунок гораздо богаче и разнообразнее, чем донный. Для него характерна плисовость – изменение оттенков и интенсивности цвета в зависимости от угла зрения и падения света.

Сырьевой материал и материал, доступный потребителю – два разных материала, так как во время обработки из сырья удаляют следы технологического происхождения, и в различных изделиях они, как правило, отсутствуют. Эти следы связаны с характером подложки, на которую он нарастает. Когда малахит обрастает проволоку или нити, материал получает форму, схожую со сталагмитами, а в рисунке, перпендикулярном поверхности нарастания, образуется концентрически-

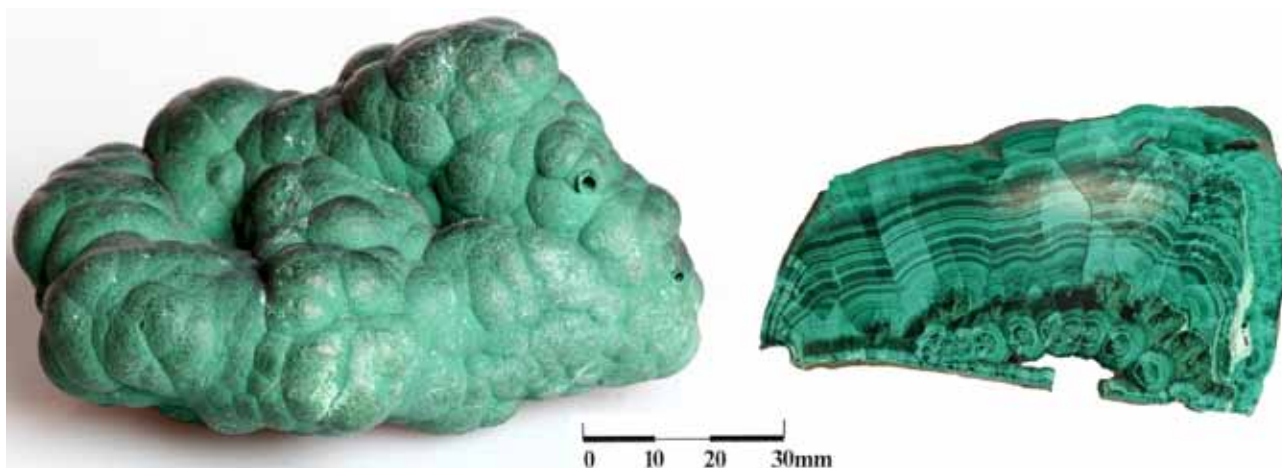


Рис. Натёчный почковидный выращенный малахит (слева). Нарастание плисового малахита на сетку, которая проявлена в нижней части образца в виде центров цепочки светлых колец неправильной формы (справа). Фото Медведевой М.Г.

зональный рисунок, в самом центре которого находится нить. Если нарастание происходит на ровную сетку, то в срезе, перпендикулярном направлению роста, будут видны следы рисунка сетки, а в параллельном – равноудалённые концентрически-зональные круги практически одинакового размера, расположенные цепочками (на рисунке справа).

Парагенезис выращиваемого малахита ограничен двумя минералами. Это тенорит – оксид меди, чёрного цвета, образующийся при превышении температур, допустимых для кристаллизации, в результате чего происходит разложение малахита. В природе его также можно встретить с малахитом. Второй минерал – аурихальцит – основной карбонат цинка и меди, образующий с малахитом непрерывный изоморфный ряд. Аурихальцит возникает в тех случаях, когда в исходных реактивах в высоких концентрациях присутствует цинк. Получаемый материал характеризуется тем, что изначальная зелёная зона сменяется голубой. Отметим две вещи: 1) уже 10 лет цинк не добавляют в исходные реактивы, и полученных образцов малахит+аурихальцит единицы; 2) такая форма выделения не свойственна природному аурихальциту, где он обычно встречается в виде небольших присыпок.

В настоящее время пока не удаётся устойчиво получать светлый неплюсовый малахит. Поскольку в той или иной степени выращиваемый малахит почти всегда обладает плюсовостью, это накладывает некоторые ограничения на широту возможностей художника, работающего с ним. Однако, если речь идёт о ювелирных изделиях, то плюсовый малахит является неоспоримо более выигрышным для изделия.

Химический состав выращенного малахита целиком зависит от сырья, зависящего от типа месторождения и технологии получения реактива для выращивания. Исходные реактивы, закупаемые для производства малахита, не имеют строго определённого состава, количества примесей в нём варьирует. Так, содержание никеля (Ni) за последние 10 лет упало с 10000 до 1000-2000 ppm. В природном малахите различных месторождений [3, 14, 15] содержание Ni не превышает 60 ppm. Для природного малахита в микроэлементном составе можно отметить содержание бериллия (Be) до 40 ppm, и ванадия (V) >15 ppm. В выращенном малахите Be не обнаружен, а V – <1 ppm.

Исходя из всего вышесказанного, наиболее значимыми особенностями природного и выращенного малахита можно считать их цвет и химический состав (плюс парагенезис), а в кусках – и форму выделения.

Учитывая, что природный материал относится к невозполняемым природным ресурсам, его выращивание может позволить сохранить в культуре жизнь малахиту и оставить его доступным даже тогда, когда природные месторождения исчерпают себя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Тимохина И.В. Синтез и основные свойства ювелирно-поделочного малахита // Синтез минералов. Т. 1. Александров: ВНИИСИМС, 2000. С. 502-532
2. Домнина М.И., Филатов С.К. Термические деформации и псевдослоистость малахита // Неорганические материалы. Т. 22. № 6. Ленинград. 1986. С. 984-989.
3. Мельников Е.П., Черненко Т.В. Свойства и диагностика природного и синтетического малахита. // Вестник геммологии. 2003. № 8-9. С. 11-26 (№ 8). С. 31-35 (№ 9).

4. Петров Т.Г., Мошкин С.В., Жоголева В.Ю. Сравнительное изучение морфологических и физико-химических характеристик синтетического и природного малахита // Тр. ленинградского общества естествоиспытателей. Т. 79. Вып. 2. Л. 1986. С. 142-151.
5. Petrov T.G., Protopopov E.N., Shuyskiy A.V. Decorative grown malachite. Nature and technology // Russian Journal of Earth Sciences. V. 13. № 2. 2013. (DOI: 10.2205/2013ES000529).
6. Шуйский А.В., Петров Т.Г. Малахит в убранстве Исаакиевского собора и выращиваемый малахит как материал для реставрации // Кафедра IV. М-лы н.-практ. конф. «Исаакиевский собор между прошлым и будущим». Санкт-Петербург. Гос. музей-памятник «Исаакиевский собор». 2008. С. 268-286.
7. Каминская Т.Н. Заключение по результатам исследования образцов природного и синтетического малахита. 1999. Архивные фонды.
8. Шуйский А.В., Зорина М.Л. Инфракрасные спектры природного и выращенного малахита // Жур. прикладной спектроскопии. 2013. Т. 80. № 4. В печати.
9. Семёнов В.Б. Малахит. В 2-х томах. Свердловск: Изд-во Ср.-Уральское, 1987.
10. Абакумова Н.Б., Григорьев Д.П., Давыдов Е.В., Кормилицын В.С., Соболев О.А. Цветные камни, минералы и руды в музеях Ленинграда. Л.: Наука, 1982. 84 с.
11. Протопопов Е.Н., Протопопова В.С., Соколов В.В., Петров Т.Г., Мошкин С.В., Нардов А.В. Патент № 2159214 от 20 ноября 2000 г.
12. Шуйский А.В. Генезис трубчатых образований в естественном и выращенном малахите // Тез. II Межд. конф. «Кристаллогенезис и минералогия» (Санкт-Петербург, 1-5 сен. 2007 г.). СПб, 2007. С. 145-148.
13. Шуйский А.В. Экспрессная полуколичественная оценка цветовых характеристик минералов и других материалов (на примере малахита) // Тез. конф. «Уральская минералогическая школа». Екатеринбург. 2013. В печати.
14. Пономарёв В.С., Ерохин Ю.В. Микроэлементный состав малахита Меднорудянского месторождения. // Тез. «Уральская минералогическая школа – 2005. Под знаком лёгких элементов – Li, Be, B...». Екатеринбург, 2005. С. 128-131.
15. Breeding C.M., Shen A. LA-ICP-MS Analysis as a Tool for Separating Natural and Synthetic Malachite // News from Research, October 11, 2010. <http://www.gia.edu/gia-news-research-nr101410>.

Содержание

Предисловие редактора	3
---------------------------------	---

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Бадридинов Р.В., Бороздин А.П. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МЕТАСОМАТИТОВ ВАЛУННОГО ОРЕОЛА «РУДНАЯ ГОРКА» (ЗАОНЕЖЬЕ, КАРЕЛИЯ).	5–8
Баранов А.И. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ТУЛОМОЗЕРСКОЙ И ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТ В РАЙОНЕ ПАДМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ).	8–10
Бедерова Л.Л. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПОРТАТИВНЫХ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫХ АНАЛИЗАТОРОВ (PXRF) ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ЗОЛОТО (РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)	11–12
Гракова О.В. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ТИМАНА	12–14
Дрёмина М.Ф., Пестриков А.А. КОВДОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПАТИТ-ШТАФЕЛИТОВЫХ РУД: СТРОЕНИЕ, ГЕНЕЗИС, СОСТАВ.	14–18
Иванов А.Н. ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НИЖНЕГО РАССЛОЕННОГО ГОРИЗОНТА (ЗАПАДНО-ПАНСКИЙ МАССИВ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)	18–20
Лохов Д.К. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ ОКТЯБРЬСКОГО Pt-Cu-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)	20–22
Персиянов Е.В. СКАРНОИДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦОВЫЕ ТУНДРЫ.	22–26
Рязанцев П.А. ВЫДЕЛЕНИЕ ПРЕДПОСЫЛОК ДЛЯ ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОБЛИЦОВОЧНОГО КАМНЯ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	26–28
Сафай А.А. ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА	29–30
Чернявский А.В., Мирошникова Я.А. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОСОПЧИНСКОГО МАССИВА: НОВЫЕ ДАННЫЕ	31–34

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Алексеева А.Н., Толстобров Д.С., Корсакова О.П. ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ДОЛИНЫ РЕКИ ТУЛОМА (ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ДИАТОМОВЫМ ДАННЫМ).	36–38
Буравская М.Н. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ РЕК ИЖМЫ И ВЫЧЕГДЫ	38–39
Бурлаков П.С. СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ	40–43
Дейнес Ю.Е. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВА КИЖИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ.	43–46
Золотов О.В. ПРОБЛЕМА СЕЙСМО-ИОНОСФЕРНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ДАННЫМ GPS-НАБЛЮДЕНИЙ ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ	46–49
Каргин А.В. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО/ЛАМПРОИТОВОГО МАГМАТИЗМА КОСТОМУКШИ (КАРЕЛИЯ, РОССИЯ) В ЭВОЛЮЦИИ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЦИКЛОВ	49–52
Кацнельсон А.Б., Полеховский Ю.С. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД РАЗРЕЗА ТУЛОМОЗЕРСКОЙ И ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТ ОНЕЖСКОГО ПРОГИБА КАРЕЛИИ	52–53

Коваль А.В., Полеховский Ю.С. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИТОВ ХАУТОВАРСКО-КОЙКАРСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ НА УЧАСТКЕ ТАЛПУС (КАРЕЛИЯ)	53–55
Коньшев А.А., Васильев Н.В. ОЦЕНКА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ Li-F ГРАНИТОВ ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТАМИ А-ТИПА, НА ПРИМЕРЕ САЛМИНСКОГО ПЛУТОНА, ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ	55–59
Кучеровский Г.А. МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОСТЕРСКОЙ ИНТРУЗИИ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ (СЕГОЗЕРСКО-ВЕДЛОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС, ВОДЛОЗЕРСКИЙ ДОМЕН, КАРЕЛИЯ) И ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ	59–62
Лебедев А.А., Титова В.А., Климовский А.В. СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ СТАНЦИЕЙ «ПЕТРОЗАВОДСК» ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ СОБЫТИЙ НА ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ И ЗА ЕЕ ПРЕДЕЛАМИ	62–65
Максимов О.А. РТ-УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПИРОКСЕНИТОВ В СОСТАВЕ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ) . . .	66–69
Славнов В.И., Чашин В.В. КАНДАЛАКШСКИЙ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ МАССИВ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ	69–72
Толстобров Д.С., Алексеева А.Н. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ТУЛОМСКОЙ, ЛОТТИНСКОЙ И КОЛЬСКОЙ ДЕПРЕССИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА МУРМАНСКОГО РЕГИОНА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ-ГОЛОЦЕНЕ	72–75
Элбакидзе Е.А. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДИАТОМЕЙ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ УСТЬЕВЫХ УЧАСТКОВ РЕКИ РАЗДОЛЬНАЯ	75–76
Ярошевич И.Н., Подрезенко И.Н. ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ВОДООБИЛЬНОСТИ НИЖНЕКАРБОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРСТА КАК ОСНОВНОГО ИСТОЧНИКА ВОДОСНАБЖЕНИЯ Г. КОМСОМОЛЬСКОЕ В УСЛОВИЯХ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ СЛОЖНОЙ ТЕХНОСИСТЕМЫ	76–78

ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. СТРУКТУРНО-ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ТРАХИТОИДНЫХ ГАББРОНОРИТОВ (II ФАЗА ОБРАЗОВАНИЯ) И МАССИВНЫХ ЛЕЙКОГАББРО (III ФАЗА) МАССИВА МОНЧЕТУНДРА	80–82
Борисенко Е.С. ПЕТРОГРАФИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГРУПП ПОРОД БАЗИТОВОГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА	82–86
Гоголев М.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДАЦИТОВ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (Ц. КАРЕЛИЯ).	86–89
Гудков А.В., Каменский И.Л., Толстихин И.Н. МЕТОДИКА ДАТИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗН-ЗНе МЕТОДОМ	89–92
Егорова Ю.С. ФАНЕРОЗОЙСКИЕ АНАЛОГИ АРХЕЙСКИХ САНУКИТОИДОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА.	92–95
Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Серов П.А. Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД МАССИВА МОНЧЕТУНДРА	95–97
Никитина М.В., Андриевский О.М. ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ГРАНИТ-ЛЕЙКОГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)	97–101
Рыбникова З.П. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В МЕЗОАРХЕЙСКИХ КОМАТИИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ (НА ПРИМЕРЕ ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА).	101–103

Стещенко Е.Н., Баянова Т.Б., Чашин В.В. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАНДАЛАКШСКОГО АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): НОВЫЕ ДАННЫЕ	103–105
Уляшева Н.С. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ МЕТАБАЗИТОВ МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	105–108

МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

Егорова С.В. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГАББРОНОРИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БПП (О. РОВАТОСТРОВ): ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ И ХИМИЗМА	110–112
Михайлина А.А. ИЗУЧЕНИЕ АГРЕГАЦИИ НАНОЧАСТИЦ ШУНГИТОВОГО УГЛЕРОДА В СРЕДАХ РАЗЛИЧНОЙ ПОЛЯРНОСТИ	112–114
Рожкова В.С. ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ НА АДсорбЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД	114–117
Садовничий Р.В. МИНЕРАЛОГО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШУНГИТОВОГО СЫРЬЯ МАКСОВСКОЙ ЗАЛЕЖИ	117–120
Сидоров М.Ю., Волошин А.В. К МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ ЭКЛОГИТОВ ШИРОКОЙ САЛМЫ И КУРУ-ВААРЫ (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА)	120–123
Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. РЕАЛЬНЫЕ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА	124–126
Шведайте Т.Ю. ИССЛЕДОВАНИЕ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД С РАЗНОЙ СТЕПЕНЬЮ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА МЕТОДАМИ РЕНТГЕНОВСКОЙ ДИФРАКЦИИ	126–129
Шуйский А.В., Петров Т.Г. ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНОГО И ВЫРАЩЕННОГО МАЛАХИТА	129–132

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ
СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ**

Труды XXIV молодежной научной конференции,
посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца

Рекомендовано к печати Ученым советом ТИ КНЦ РАН

Отпечатано в ООО К&М

184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 17 а
тел. / факс (881555) 77329

