Материалы XXVII молодёжной научной школы-конференции,
посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца
и академика РАН Ф.П. Митрофанова

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Апатиты, 3-7 октября 2016

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ КОЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РАН
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК**

СОВЕТ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Материалы XXVII молодёжной научной школы-конференции,
посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца
и академика РАН Ф. П. Митрофанова,
3-7 октября 2016

Апатиты
2016

УДК 550.3/.42+551.71/.793+553.07/.08/.2+574.55

Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России. Материалы XXVII молодёжной научной школы-конференции, посвящённой памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова, г. Апатиты. 3-7 октября 2016 г. 212 с.

В сборник вошли материалы XXVII молодёжной научной школы-конференции «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России», прошедшей 3-7 октября 2016 года в г. Апатиты. Материалы представлены молодыми специалистами из академических, учебных и производственных организаций Санкт-Петербурга, Москвы, Петрозаводска, Апатитов, Новосибирска, Сыктывкара, Черноголовки, Смоленской обл., Иркутска, Кировска, Томска, Тюмени, Улан-Удэ, а также Украины, Беларуси, Казахстана, Италии, Японии, Канады и Анголы. В соответствии с научными секциями Конференции сборник состоит из пяти разделов: 1) месторождения полезных ископаемых; 2) региональная геология, геохронология и стратиграфия; 3) геохимия, минералогия и петрология; 4) геофизика и строение земной коры; 5) геоэкология и четвертичная геология. Сборник будет полезен широкому кругу студентов, аспирантов и научных работников геологических и смежных специальностей.

Конференция проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 16-35-10365-мол-г.

РЕДКОЛЛЕГИЯ: к.г.-м.н. Грошев Н. Ю., Козлов Е. Н., к.г.-м.н. Мудрук С. В.

ОРГКОМИТЕТ
Председатель: Войтеховский Ю. Л. – д. г.-м. н., директор ГИ КНЦ РАН
Зам. председателя: Рундквист Т. В. – к. г.-м. н., зам. директора ГИ КНЦ РАН
Члены оргкомитета: Алексеев И. А. – к. г.-м. н., СПбГУ, Санкт-Петербург
Алфимова Н. А. – к. г.-м. н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург
Асхабов А. М. – акад. РАН, ИГ Коми НЦ, Сыктывкар
Балаганский В. В. – д. г.-м. н., ГИ КНЦ РАН, Апатиты
Бурцев И. Н. – к. г.-м. н., ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Грошев Н. Ю. – к. г.-м. н., ГИ КНЦ РАН, Апатиты
Казанов О. В. – главный геолог ОАО «ЦКЭ», Мончегорск
Марин Ю. Б. – чл.-корр. РАН, НМСУ «Горный» (СПб)
Митина Е. Г. – д. п. н., МАГУ, Мурманск
Мокрушин А. В. – к. г.-м. н., ГИ КНЦ РАН, Апатиты
Мудрук С. В. – к. г.-м. н., ГИ КНЦ РАН, Апатиты
Светов С. А. – д. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск
Чикирёв И. В. – к. г.-м. н., АФ МГТУ, Апатиты
Секретариат оргкомитета: Борисенко Е. С., Стешенко Е. Н.

ISBN 978-5-91137-326-9

© Кольский научный центр
Российской академии наук, 2016
© Геологический институт КНЦ РАН, 2016

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Выявление пространственно-временных соотношений процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления отложений доманико-турнейского нефтегазоносного комплекса западного борта гряды Чернышева

Алферова Т. Ю.[1], Алферов В. В.[2]

[1]МГУ им.М. В. Ломоносова, геологический факультет, scherbatovat@yandex.ru

[2]«РН-Транс»

На сегодняшний день значительная часть углеводородного сырья сосредоточена в карбонатных породах, и, согласно прогнозам многих исследователей, со временем добыча нефти и газа из этих пород будет только расти. Предметом исследования в настоящей работе являются карбонатные отложения доманиково-турнейского комплекса верхнего девона, распространенные в пределах гряды Чернышева Тимано-Печорского бассейна.

Ни для кого не секрет, что Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн считается одним из старейших и хорошо изученных нефтегазодобывающих районов России. Однако, несмотря на это, многие объекты, входящие в его состав, ввиду своего сложного геологического строения являются еще не до конца освещенными. Одним из таких объектов является гряда Чернышева, представляющая собой сложно построенную чешуйчато-надвиговую структурную зону, расположенную в пределах Предуральского краевого прогиба.

Целью настоящей работы является выявление пространственно-временных соотношений процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления, а также установление возможной углеводородной продуктивности доманиково-турнейского комплекса западного борта гряды Чернышева.

Для достижения поставленной цели были реализованы следующие задачи: анализ и систематизация данных о геологическом строении и эволюции исследуемого региона; реконструкция условий формирования нефтегазоносности на основе создания геолого-геохимической модели; изучение структурных особенностей и эволюции структурного плана западного борта гряды Чернышева; изучение литологического состава верхнедевонских отложений; создание фациальной модели, основанной на комплексном анализе керна, интерпретации каротажных данных и результатов сейсморазведочных работ.

Проведенные исследования позволили установить, что в пределах западного борта гряды Чернышева вдоль надвига прослеживается цепочка локальных структурных осложнений, приуроченных к рифогенным постройкам доманиково-турнейского возраста.

В результате сейсмофациального районирования, а также изучения каротажных данных для исследуемой территории в пределах доманиково-турнейского комплекса были выделены рифовая, мелководно-шельфовая, лагунная сейсофации, а также сейсмофация толщи заполнения. С рифовой сейсмофацией связаны основные перспективы исследуемой территории. Породы этой сейсмофации, судя по описанию керна, представляют собой биоморфные известняки разной степени глинистости. В формировании фильтрационно-емкостных свойств этих пород значительную роль сыграли пустоты вторичного происхождения (трещины, каверны), сформированные, по-видимому, за счет выхода карбонатной постройки на поверхность и размыва ее в субаэральных условиях.

Судя по результатам бассейнового моделирования в пределах гряды было выделено 3 очага нефтегазогенерации (Адзьвавомская, Цильегорская депрессии, а также Колвависевская ступень). Было установлено, что начало миграции углеводородов началось 225 млн лет назад (позний триас), а основные пути миграции углеводородов района исследования были связаны с зонами деформации осадочного чехла. Нефтяная система, сформированная в пределах западного борта гряды Чернышева является комбинированной, это объясняется смешением УВ в результате их перетока из нижележащих отложений близлежайших очагов генерации. Также геолого-геохимическое моделирование позволило оценить генерационный потенциал территории и выделить предполагаемые зоны скопления углеводородов. Среди которых перспективность на ряду с изучаемыми верхнедевонскими доманиково-турнейскими отложениями, была установлена в отложениях нижнедевонского и верхнесилурийского комплексов.

Особенности формирования рудного титаномагнетит-ильменитового парагенезиса

Бабкина А. Д., Петров С. В.
СПбГУ, babkinaaljona@rambler.ru

Значение титаномагнетитовых руд, как источника титана, ванадия и железа, в мире, очень велико. В данном исследовании наибольшее внимание будет уделено ильменитовой составляющей титаномагнетитовых руд, являющейся ценным носителем титана. Представляется целесообразным исследовать рудовмещающие породы и титаномагнетиты месторождений – Малый Куйбас и Гусевогорское, а также Викшеозерского рудопроявления, и обнаружить такие закономерности, которые позволяли бы разбить месторождения на группы пригодных для извлечения титана (ильменитового концентрата) и непригодных.

Титаномагнетит и его месторождения. Титаномагнетит, минерал из класса сложных окислов; промежуточный член изоморфной серии твёрдых растворов магнетит ($FeFe_2O_4$) – ульвешпинель (Fe_2TiO_4) – магнезиальная ульвешпинель (Mg_2TiO_4). Под титаномагнетитами понимают также магнетит с включениями продуктов распада твёрдых растворов (ульвешнинели, ильменита) и их последующего замещения (рутила, перовскита и др.) (Струнино …, 1976). Месторождения титаномагнетитовых руд, имеющих промышленное значение, в подавляющем большинстве, имеют магматическое происхождение и пространственно и генетически связаны с интрузивами ультрамафитов и мафитов в основном нормального ряда. Обычно массивы имеют расслоенный характер, который не везде бывает четко выдержанным (Борисенко и др., 1997). В данном исследовании велась работа над тремя месторождениями титаномагнетитовых руд.

Месторождение Малый Куйбас находится Челябинской области рядом с городом Магнитогорском и приурочено к Куйбасовско-Магнитогорской антиклинали. Месторождение локализовано в крупном ксенолите метаморфизованных вулканогенных пород верхнепалеозойского возраста. Титаномагнетитовые руды обособлены в северо-восточном габбровом штоке в форме крутых жилообразных тел. Руды – сплошные, густовкрапленные. Возраст интрузива – верхнепалеозойский (Сидоренко, 1973).

Викшеозерское рудопроявление находится в Пудожском районе республики Карелия севернее поселка Пудожгорский и приурочено к Кóйкарской интрузии протерозойского возраста, расположенной в западной бортовой части Онежской впадины. Породы интрузии сложены глубоко измененными габбро-долеритами. Руды изучаемой площади титаномагнетитовые, средневкрапленные. Возраст интрузива – нижнепротерозойский (Иванченко, Голубев, 2011).

Качканарская группа месторождений, представленная Гусевогорским и Собственно-Качканарским месторождениями, находится Свердловской области рядом с городом Качканар. Гусевогорский пироксенитовый массив представляет собой крутопадающее меридионально вытянутое интрузивное тело. Рудные пироксенитовые и верлитовые тела слагаются вкрапленными титаномагнетитом, реже шлировыми выделениями и прожилками. Руды изучаемой площади титаномагнетитовые, мелковкрапленные. Возраст интрузива – нижнепалеозойский (Селиванов и др., 2014).

Неоднородность титаномагнетита и ее оценка. Данные месторождения изучались по строго определенному плану. Прежде всего, описывался *минеральный состав* и текстурно-структурные особенности пород месторождений, а также *вещественный состав руд*. Уделялось особое внимание *вторичным изменениям*, развивающимся по титаномагнетитовым агрегатам. Также производилась оценка *степени проявленности трансформации* титаномагнетитов и выполнялась оценка *температурных условий* формирования интрузивов.

В ходе исследований минерального состава и текстурно-структурных особенностей пород всех исследуемых месторождений, было установлено, что плагиоклазы, моноклинные и ромбические пироксены, амфиболы и рудные минералы являются основными минеральными

формами месторождения. Они слагают главные породы месторождений – габбро, габбро-долериты и пироксениты.

Руды всех без исключения изучаемых месторождений титаномагнетитовые, находящимися в состоянии распада твёрдого раствора. Содержание рудных минералов широко варьирует – магнетита (60-85 %), ильменита (10-40 %) и сульфидов (1-5 %). Также, в некоторых образцах в незначительных количествах был обнаружен рутил. Текстуры руд также широко разнятся от редко- до густовкрапенных. В большинстве случаев рудные минералы мелкозернистые, панидиоморфные, наблюдаются шлировидные образования.

Особое внимание уделялось вторичным изменениям, развивающимся вокруг титаномагнетитовых агрегатов, так как именно они, усложняют процесс получения рудного концентрата. Было установлено, что все изучаемые месторождения подвергнуты вторичным изменениям в различной степени. Чаще всего изменения проявляются следующим образом: в образовании редких мелких скелетных форм с бурой роговой обманкой, биотитом и хлоритом внутри агрегатов; развитии вдоль зерен титаномагнетитов или по трещинам в них кристаллов биотита или бурой роговой обманки; формировании вокруг агрегатов тонких кайм обрастания серпентином; полном или частичном замещении рудных минералов биотитом, а также развитии по рудным минералам шпинели герцинита.

Для характеристики трансформации титаномагнетита, в данном исследовании было введено понятие проявленности трансформации. Под проявленностью трансформации следует понимать степень раскристаллизованности титаномагнетитового агрегата, разделившегося на две составляющие – магнетитовую и ильменитовую, в процессе распада твердого раствора. Полученный результат интерпретируется как содержание ильменита в зернах титаномагнетитовых агрегатов. Проявленность трансформации каждого месторождения определялась путем подсчета размеров и количества ильменитовых новообразований в титаномагнетитовой матрице в регулярных сечениях зерен агрегатов. В количественном выражении степень проявленности трансформации для месторождения Малый Куйбас составила 2,4 %, для Викшеозерского рудопроявления – 6,7 % (рис.1), для Гусевогорского месторождения – 2,8 %. Было замечено, что степень проявленности титаномагнетитового распада коррелирует с возрастом интрузивов. Это говорит о том, что чем древнее оказывался интрузив, тем более проявлена была трансформация руд.

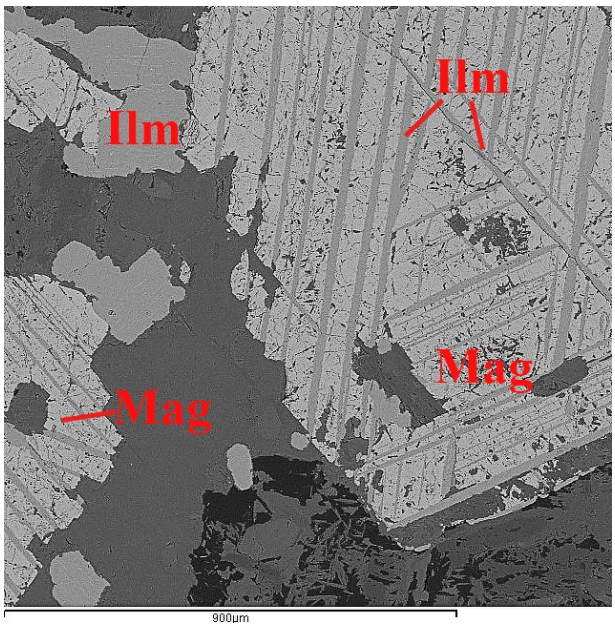


Рис. 1. Степень проявленности трансформации титаномагнетита Викшеозерского рудопроявления (РЭМ-фото).

Для оценки температурных условий формирования интрузивов использовалось четыре геотермометра – железотитановый ильменит-магнетитовый, плагиоклаз-амфиболовый, биотитовый и хлоритовый. В ходе геотермометрических исследований было установлено, что все три месторождения развивались по регрессивному тренду. За магматической стадией, представленной магнетит-ильменитовым парагенезисом, следовали более низкотемпературные плагиоклаз-амфиболовая и биотитовая. Однако не во всех месторождениях выдерживалась данная последовательность. Так, на Гусевогорском месторождении плагиоклазовая серия целиком представлена поздним интрузивным комплексом, а биотитовая – не образовывалась, поэтому в данном случае наблюдается разрыв тренда. Завершает процесс метасоматических изменений хлоритовый парагенезис – самый поздний, низкотемпературный и широко проявленный (табл.1).

Таблица 1. Температуры и давления протекания стадий метасоматического изменения рудовмещающих пород изучаемых месторождений

Месторождение	Mag-Ilm	Pl-Amp	Bt	Chl
Викшеозерское	T=920-950°C	*не достаточно данных*	T=650°C P=16кбар	T=220-240°C
Гусевогорское	T=850°C	*не достаточно данных*	*не достаточно данных*	T=280-300°C
Малый Куйбас	T=800-820°C	T=750°C	T=700°C	T=200-210°C

Итак, в ходе исследований была подтверждена приуроченность титаномагнетитовых месторождений к интрузивам основного состава и установлено, что рудная минерализация месторождений представлена магнетитами и ильменитами нескольких генераций – магматической вкрапленной и образовавшейся в результате распада твердого раствора. Было установлено широкое метасоматическое изменение руд и пород месторождений, которые отрицательно влияют на качество рудного сырья при обогащении. Новая разработанная методика оценки проявленности трансформации титаномагнетитовых агрегатов, даёт среднее содержание ильменитового компонента в зернах титаномагнетита, и позволяет делать оценку технологических свойств руд при получении ильменитового концентрата. А также в ходе геотермомтерических исследований для всех месторождений был установлен регрессивный температурный тренд развития и выяснено, что рудная минерализация формировалась на магматическом этапе развития интрузива.

Заключения по месторождениям. По сделанным в ходе исследования выводам представляется интересным дать оценку пригодности извлечения титанового сырья из титаномагнетитов каждого изученного месторождения (табл.2).

На основе проведенных исследований, возможно, создать модель «идеального» титаномагнетитового месторождения, из руд которого было бы рентабельно извлекать ильменитовый концентрат. Оно должно обладать следующими параметрами:

вмещающие породы основного или ультраосновного состава;

структура руд густо- и средневкрапленная, шлировидная, массивная (избегать сидеронитовую и редковкрапленную);

степень вторичной измененности агрегатов максимально низкая (либо должна мало затрагивать рудные минералы);

возраст месторождения как можно более древний;

степень проявленности трансформации должна быть более 7 %;

содержание TiO_2 должно быть более 8-10 %;

титаномагнетит должен иметь магматическую природу и кристаллизоваться одновременно с рудовмещающими породами, это поможет избежать сидеронитовых структур.

Примеры: месторождения Гремяха-Вырмес, Куранахское.

Таблица 2. Исследуемые характеристики месторождений и заключения по возможности извлечения ильменитового концентрата

	Малый Куйбас	Викшеозерское	Гусевогорское
Структурно-текстурные особенности руд	густовкрапленная титаномагнетитовая руда	средневкрапленная титаномагнетитовая руда	редковкрапленная, сидеронитовая и шлировидная титаномагнетитовая руда
Свободный ильменит	до 7-15 %	отсутствует	до 5-8 %
Степень проявленности трансформации	2,4 %	6,7 %	2,8 %
Степень вторичной измененности	весьма низкая	весьма высокая	весьма высокая
Рудная пылевидная вкрапленность	отсутствует	присутствует	присутствует
Содержание TiO2	12,6 %	8 %	0,8-8,7 %
Заключение	**извлечение ильменитового концентрата возможно**	извлечение ильменитового концентрата нерентабельно	извлечение ильменитового концентрата нерентабельно

Благодарности. *За помощь, ценные советы и чуткое руководство, автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю к. г.-м. н. доценту С. В. Петрову. За помощь в петрографических исследованиях и работе над геотермобарометрическими исследованиями автор благодарит к. г.-м. н. доцента А. В. Березина.*

Список литературы

1. *Борисенко Л. Ф., Делицин Л. М. и др.* Комплексное использование титаномагнетитовых руд. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 1997. 65 с.

2. *Иванченко В. И., Голубев А. И.* Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011, 369 с.

3. *Селиванов Д. А., Быховский Л. З., Емельянов С. А.* Оценка группы сложности геологического строения месторождений Качканарской группы по количественным показателям. Разведка и охрана недр. 2014. С. 59-64.

4. *Сидоренко А. В.* Геология СССР. Том XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 2. Полезные ископаемые. М.: Недра. 1973. 639 с.

5. Струнино – Тихорецк. М.: Советская энциклопедия. 1976. 600 с.

6. *Whitney D. L., Evans B. W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // American mineralogist. 2010. V. 95. №. 1. p. 185.

Рудно-геохимическая специализация неоархейского умереннощелочного (санукитоидного) магматизма Центральной Карелии

Дмитриева А. В.

ИГ КарНЦ РАН, dmitrievaa-v@yandex.ru

Неоархейские породы с повышенной магнезиальностью (mg#>0.5), одновременно обогащенные Cr, Ni, Ba, Sr, LREE и щелочами, приуроченные к тектоническим зонам, впервые были описаны на Канадском щите в провинции Сьюпериор в 1984 г. (Shirey, Hanson, 1984). Они получили название «санукитоиды», в связи с их геохимическим сходством с миоценовыми высоко-Mg андезитами (санукитами) островодужного пояса Сетоучи, Япония (Tatsumi, Ishizaka, 1982). По отношению к преобладающим в пределах древних кратонов ТТГ-комплексам санукитоиды являются подчиненным компонентом архейской коры, однако, характерным для большинства

гранит-зеленокаменных террейнов. Научный интерес к санукитоидам обусловлен пространственно и генетической связью с ними золоторудной минерализации (Wyman, Kerrich, 1988; Mueller, 2007; Lin, Beakhouse, 2013; Kwelwa et al., 2013; Kirkland et al., 2015 и др.).

В Карелии в настоящее время выделены и отнесены к санукитоидной серии многочисленные массивы умереннощелочных пород (Lobach-Zhuchenko et al., 2005). Они отличаются составом магматических фаз, имеют разную рудную специализацию, с некоторыми из них известны проявления золота (Иващенко, Лавров, 1994; Кожевников и др., 1998; Кулешевич, Фурман, 2009). В связи с этим возникла необходимость выявить их сходство и различия, установить геохимические и металлогенические особенности.

Среди неоархейских массивов санукитоидов Центральной Карелии можно выделить две группы – *северную* и *южную*.

Геологическое строение. Массивы *северной группы* (Сяргозерский, Шаравалампи, Панозерский, Западно-Хижъярвинский, Эльмусский) расположены в пределах Ондозерско-Сегозерской площади и в северной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Они представляют собой сложнодифференцированные тела, сложенные пироксенитами, габбро, монцонитами и сиенитами, прорывают разновозрастные вмещающие толщи. Массивы образуют дайкообразные (Сяргозерский, Шаравалампи) или овальные тела (Западно-Хижъярвинский) субмеридионального или северо-западного простирания, реже северо-восточного (Эльмус) направления, либо формируют плутоны центрального типа (Панозерский). Изменения пород сопровождаются калишпатизацией и биотитизацией.

Массивы *южной группы* развиты вдоль западной окраины Водлозерского блока (Хаутаваара, Чалка и ряд более мелких интрузий в Хаутаваарской структуре). Они дифференцированы от габбро-монцодиоритов до граносиенитов и монцогранитов, прорывают вмещающие толщи возраста 3.0-2.85 млрд лет, образуют овальные тела, вытянутые в субмеридиональном направлении. Для пород характерны эпидот-биотитовые и серицитовые изменения.

Геохимия. Геохимический состав пород массивов северной и южной группы имеет ряд отличий. Для массивов санукитоидов *северной группы,* наряду с высокой суммой щелочей (до 11.5 %) и mg# (0.73-0.51), характерны высокие концентрации Ba (до 4300 ppm), Sr (до 4000 ppm) и редких земель, особенно легких (ΣREE до 1460 ppm, Ce до 640 ppm) и одновременно высокие содержания Cr, Ni, V, Co. Такие особенности состава пород обусловлены их формированием из обогащенного мантийного источника.

Массивы санукитоидов *южной группы* характеризуется более низкими содержаниями редких земель (ΣREE до 350 ppm), Ba (до 2000 ppm), Sr (до 1200 ppm) и повышенными концентрациями Th, Zr, Mo. Для пород I-фазы Хаутаваарского массива (габбро и монцодиориты) характерна высокая mg# (0.57-0.60), содержания Cr (162-222 ppm) и Ni (51-70 ppm), при концентрации Ba 1751-2054 и Sr 586-1124 ppm. Сумма REE варьирует преимущественно от 217 до 250 ppm и иногда возрастает до 792 ppm в ксенолитах монцодиоритов, встречающихся в породах II-й фазы, что связано с обогащением их апатитом и титанитом. В породах II-фазы (кварцевые монцодиориты, граносиениты, монцограниты) средняя mg#=0.51 (0.33-0.59), снижаются содержания Cr (20-68 ppm), Ni (14-37 ppm), REE (155-346 ppm), Ba (763-1225 ppm) и Sr (207-446 ppm). Особенности состава пород обусловлены участием в процессе магмогенерации корового вещества.

Рудная минерализация массивов северной и южной групп. С массивами санукитоидов ***северной группы*** можно выделить несколько типов рудной минерализации. Наибольший интерес представляет рудная минерализация, связанная с пироксенитовой фазой Сяргозерского умереннощелочного комплекса: *Ba-Sr-REE-P-Ti* и *Pt-Pd-Cu-S* типы (Дмитриева, 2013).

Fe-P-Ti-минерализация представлена магнетитом, ильменитом, титанитом и F-апатитом. Содержание магнетита в рудных горизонтах составляет 20 %,

апатита – до 10 %. Концентрация TiO_2 в рудных пироксенитах увеличивается до 3.1 %, P_2O_5 – до 2.16 %. Выделение магнетита, связано с раннемагматической стадией формирования пироксенитов. Обогащение пород титанитом, ильменитом и F-апатитом связано со щелочным метасоматозом, обусловленным становлением сиенитовой фазы. Возраст P-Ti-минерализации, определенный U-P методом по титаниту из пироксенитов массива Шаравалампи Сяргозерского комплекса, равен 2726.1±1.3 млн л.

Ba-Sr-REE-минерализация. Для пород Сяргозерского комплекса характерны высокие концентрации REE. Максимальная концентрация редких земель в пироксенитах достигает 1460 ppm, в сиенитах – 453 ppm и снижается до 155 ppm в кварцевых сиенитах. Минералами-концентраторами LREE являются титанит (ΣREE до 3.62 %), более поздний алланит (ΣREE до 18.48 %) и Ce-эпидот (Ce_2O_3 до 6.15 %). На более поздней стадии по микротрещинам в породе и при замещении REE-содержащих минералов группы эпидота образуются низкотемпературные F-карбонаты бастнезит-паризитового ряда, содержащие Ce, La, Nd, Pr.

Накопление Ba и Sr происходит в полевых шпатах кислых дифференциатов (K-полевой шпат, альбит) и щелочных метасоматитах по пироксенитам. Концентрация Ba и Sr возрастает в наиболее метасоматизированных разностях пироксенитов и достигает 3132 и 1668 ppm, соответственно. При поздних низкотемпературных процессах изменения пород Ba и Sr концентрируются в барите (BaO до 64.1, SrO до 9.32 %) и целестине (BaO – 9.15, SrO – 41.36 %).

Cu-S и благороднометалльная (Pt-Pd, Au) минерализация. В пироксенитах массива Шаравалампи с бедной вкрапленной медно-сульфидной минерализацией отмечается повышенное содержание ЭПГ (Pt 0.015, Pd 0.025, Rh 0.001 и Ru 0.26 г/т, ΣЭПГ = 0.301 г/т), Au (0.162 г/т), Ag (3 г/т) и наличие их минеральных фаз. Содержание благродных металлов определялось пробирным методом в аналитической лаборатории ЦНИГРИ. Ранее В. Д. Слюсаревым отмечалось увеличение концентрации благородных металлов в сульфид-содержащих эпидотовых метасоматитах (Pt 0.038, Pd 0.074, Au 0.02 г/т), относительно безсульфидных пироксенитов с апатит-магнетитовым оруденением (Pd 0.012-0.016, Au 0.03 г/т) (Слюсарев и др., 2001).

Появление Pt-Pd-минералов связано с магматической стадией. В амфиболизированных пироксенитах с сульфидной медной вкрапленностью установлены Pd-Te-фазы: кейтконнит $(PdPtCu)_3Te$, мончеит $PtTe_2$ и соболевскит Pd(Bi,Te). Платиноиды образуют неправильные или игольчатые кристаллы небольших размеров (до 10 мкм).

Вкрапленная и вкрапленно-прожилковая Cu-S-минерализация представлена халькопиритом, борнитом, пиритом, реже встречаются галенит, Ag-галенит, сфалерит, гринокит (CdS), линнеит $(Co,Ni,Fe)_3S_4$, матильдит ($AgBiS_2$), электрум и очень редкие самородные Bi, Te, Ag, цумоит (BiTe), клаусталит (PbSe). Электрум, галенит и реже самородный Bi встречаются в срастании с борнитом. Золото высокосеребряное (электрум), содержит от 55.86 до 64.1 % Ag. С повышением концентрации Cu (3794 ppm) в сульфидных зонах увеличиваются содержания Ni, Co, Pb, Bi, Ag.

В наиболее интенсивно измененных пироксенитах развиты пирит-халькопирит-эпидотовые гнезда и прожилки. Эта ассоциация сопровождается также выделениями циркона, Th-монацита, алланита, барита и карбонатов. При окислении по медным сульфидам и галениту образуются халькозин, тенорит, церуссит $PbCO_3$.

С массивами ***южной группы*** связана жильная или штокверковая *Au-Mo-S* рудная минерализация (рудопроявление Центральное Хаутаваарское) и *Au-содержащая полиметаллическая* в ореоле массивов (Хаутаваарского и Чалкинского).

Рудопроявление Центральное Хаутаваарское расположено в северной части Хаутаваарского массива, включает участки Центральный и Северный. Оруденение локализуется в зонах катаклаза и рассланцевания и представлено молибденит-золото-сульфидным кварцевым штокверком.

Изменения граносиенитов проявлены в интенсивном рассланцевании (аз. пр. 310-320 °), прослеживаемом от участка Центральный – до участка Северный, увеличении количества эпидота, серицита, либо биотита, и тонкопрожилковом окварцевании. Линейная штокверковая зона с азимутом простирания 310-320 ° СЗ прослежена с перерывом на ~ 1000 м при общей мощности 100-150 м (Кулешевич, Дмитриева, 2015). Мощность отдельных кварцевых жил с аз. 70 ^{o} составляет 30 см, прожилков с доминирующим СЗ простиранием – 0.1-7 см. Во внешнем ореоле в менее измененных граносиенитах метасоматические преобразования представлены биотит-хлорит-эпидот-кварцевыми прожилками с сульфидами мощностью ~ 1 мм.

На *участке Центральном* рудная минерализация тяготеет к зальбандам кварцевых жил с аз. пр. 70 ^{o}. На контактах кварцевых жил в измененных граносиенитах развиваются тонкозернистый микроклин, альбит, биотит, серицит, эпидот, иногда встречаются хлорит и турмалин. Акцессорные минералы представлены зональным и часто раздробленным цирконом, апатитом, монацитом, реже встречаются более поздние минералы – бастнезит, паризит и барит. Непосредственно в кварцевых жилах, прожилках и их зальбандах содержание всех акцессориев снижается. Изменения граносиенитов среднетемпературные эпидот-кварц-серицитовые, серицитизация развивается вблизи кварцевых жил.

Рудная минерализация представлена пиритом, золотом, молибденитом, встречаются халькопирит, галенит, реже Bi-Te-Ag-Pb-фазы в разных соотношениях. Золото высокопробное, в 80 % анализов (n = 71) содержание Ag не превышает 10 % (Дмитриева и др., 2016). Содержание Au в зальбандах основной кварцевой жилы достигает 28 г/т.

На участке Северном оруденение приурочено к северной части массива, вскрытом канавами. Рудная минерализация в измененных породах и зальбандах прожилков представлена молибденитом, пиритом, встречаются пирротин, халькопирит, реже галенит, сфалерит, шеелит и единичные теллуриды – цумоит (BiTe) и гессит (Ag_2Te). Содержание Au в прожилках достигает 8.35 г/т и снижается в их ореоле до 0.02-0.09 г/т, концентрация Mo составляет 0.004-0.034 % (по данным ООО «Онего-Золото»). Акцессорные минералы – циркон, апатит, монацит, титанит, рутил. Молибденит образует каймы вокруг пирита или включения в нем, выделяется в виде пластинчатых, часто деформированных кристаллов размером до 200 мкм и их скоплений. В пирите встречаются включения халькопирита и галенита. Содержание Mo в граносиенитах составляет ~ 200 ppm.

Проявление Хаутаваарское молибденовое, известное с 50-х годов прошлого столетия, находится в 3.5 км ЮВ от ж/д ст. Хаутаваара. Оно приурочено к монцогранитам и представлено вкрапленной молибденитовой минерализацией с содержанием Mo 0.004-0.032 % (Сиваев, Горошко, 1988)**.** Как видно из вышеизложенного описания, тонко-вкрапленная молибденитовая минерализация широко распространена на участках Северный и Центральный золото-сульфидного рудопроявления Центральное Хаутаваарское. Она встречается в рассланцованных граносиенитах с кварцевыми прожилками, зальбандах жил, в том числе, на восточном берегу оз. Виетукалампи. На всех этих участках молибденит выделяется в мелкочешуйчатой форме. В ассоциации с золото-сульфидной минерализацией содержания Mo составляют 0.02-0.1 %.

В ореоле массивов санукитоидов на Хаутаваарской площади (массивы Чалкинский и Хаутаваарский) также установлена Au-содержащая полиметаллическая минерализация.

Выводы. Таким образом, для массивов *северной группы* (на примере Сяргозерского комплекса) характерна Ba-Sr-REE-P-Ti минерализация, пироксенитовые фазы сопровождаются (Au-Pt-Pd)-Cu-S. Остальные интрузии, представители данной группы (Панозерский, Западно-Хижъярвинский, Эльмус), также характеризуются высокими содержаниями REE, Ba, Sr и наличием подобных минеральных ассоциаций. Значимой магнетит-апатитовой и благороднометалльной минерализации в них на данный момент не установлено. С массивами санукитоидов (граносиенитов-монцогранитов) *южной группы* связаны Au-Mo-S и полиметаллические проявления.

Список литературы

1. *Дмитриева А. В.* Геохимия и рудная минерализация сяргозерского умереннощелочного комплекса (Центральная Карелия) // Ученые записки ПетрГУ. Серия: Естеств. и технические науки. 2013. № 6. С. 45-50.

2. *Дмитриева А. В., Кулешевич Л. В., Вихко А. С.* Петрохимические особенности и рудная специализация Хаутаваарского массива (Южная Карелия) // Труды КарНЦ РАН. 2016. № 2. С. 52-70.

3. *Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонваарского вулкано-плутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск. 1994. 128 с.

4. *Кожевников В. Н., Голубев А. И., Рыбаков С. И.* Рудоконтролирующие факторы золотоносности в архейских зеленокаменных поясах (на примере Сьюпириор и Карельского кратонов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 1998 № 1. С. 5-23.

5. *Кулешевич Л. В., Дмитриева А. В.* Au-S-кварцевое Mo-содержащее проявление Центральное в Хаутаваарском дифференцированном массиве, Южная Карелия // Руды и металлы. № 3. 2015. С. 38-50.

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

7. *Сиваев В. В., Горошко А. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые Улялегского массива гранитов рапакиви и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50000 и среднемасштабного геологического картирования, проведенных Ведлозерской партией в 1983-1988 г. г. в Южной Карелии. П. 1988. Фонды ТГФ. Инв. № 228-1.

8. *Kirkland C. L., Spaggiari C. V., Smithies R. H. et al.* The affinity of Archean crust on the Yilgarn-Albany-Fraser Orogen boundary: Implications for gold mineralisation in the Tropicana Zone // Precambrian Res. 2015. V. 266. P. 260-281.

9. *Kwelwa S., Manya S., Vos I. M. A.* Geochemistry and petrogenesis of intrusions at the Golden Pride gold deposit in the Nzega greenstone belt, Tanzania // Journal of African Earth Sciences. 2013. V. 86. P. 53-64.

10. *Lin S., Beakhouse G. P.* Synchronous vertical and horizontal tectonism at late stages of Archean cratonization and genesis of Hemlo gold deposit, Superior craton, Ontario, Canada // Geology. 2013. V. 41. P. 359-362.

11. *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.

12. *Mueller A. G.* Copper-gold endoskarns and high-Mg monzodiorite-tonalite intrusions at Mt. Shea, Kalgoorlie, Australia: implications for the origin of gold-pyrite-tennantite mineralization in the Golden Mile // Mineralium deposita. 2007. V. 42. P. 737-769.

13. *Shirey S. B., Hanson G. N.* Mantle-derived Archaen monzodiorites and trachyandesites // Nature. 1984. V. 310. P. 222-224.

14. *Tatsumi Y., Ishizaka K.* Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan: I. Petrographical and chemical characteristics // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 60. N. 2. P. 293-304.

15. *Wyman D., Kerrich R.* Alkaline magmamagmatism, major structures, and gold deposits: implications for greenstone belt gold metallogeny // Economic Geology. 1988. V. 83. P. 454-461.

Повышение информативности ядерно-геофизических технологий контроля за вещественным составом руд в ТОО «Корпорация Казахмыс»

Ефименко О. С.[1], Ефименко С. А.[2], Макаров Д. В.[3]

[1]НТУ «Харьковский политехнический университет, Харьков, Украина
[2]ТОО «Корпорация Казахмыс», Жезказган, Казахстан, serg_yef@mail.ru
[3]ФГБУН Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, Россия, makarov@inep.ksc.ru

Комплексное использование минерального сырья на добывающих и перерабатывающих предприятиях цветной металлургии Казахстана является одной из самых актуальных задач в условиях рыночных отношений. Ориентация предприятий на добычу только одного компонента, уходит в прошлое. Новые задачи требуют коренной ломки традиционных подходов к аналитическому сопровождению геологоразведочных и горно-подготовительных работ на действующих предприятиях в направлении повышения их информативности в части содержания в рудах всех основных, сопутствующих, мешающих, а также экологически вредных компонентов. Геологоразведочные работы на новых перспективных месторождениях должны обеспечивать получение достоверной информации о содержаниях в горных породах и рудных пересечениях максимально широкого списка элементов. Реализация заявленного нами подхода на практике требует кардинального переоснащения как экспресс-лабораторий, так и химических лабораторий с элементами экспресс-лабораторий.

Задачей настоящей работы является оптимизация аналитической базы экспресс-лабораторий горных предприятий, входящих в ТОО «Корпорация Казахмыс», с целью: а) максимально возможного расширения списка определяемых элементов; б) обеспечения точности анализа на уровне III категории точности по ОСТ 41-08-205-04 (точность рядового химического анализа) во всем (по возможности) диапазоне содержаний этих элементов в рудах; в) обеспечения максимально низких пределов обнаружения по сопутствующим элементам (включая драгоценные металлы); г) анализа на легкие (Al, S, Si, P) элементы за одно измерение с полиметаллами; д) максимально широкого экологического мониторинга вещественного состав руд и горнах пород; е) минимизации затрат на аналитическое оборудование за счет использования продукции казахстанских фирм, способных составить достойную конкуренцию аппаратуре известных мировых брендов.

Горные предприятия ТОО «Корпорация Казахмыс» разрабатывают такие сложные по вещественному составу руд медно-полиметаллические месторождения, как: медно-свинцово-цинковое месторождение медистых песчаников Жезказган (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Re, S) золото-медно-порфировое месторождение Нурказган (Cu, Au, Ag, Mo, Se, S); колчеданно-медно-свинцово-цинковые месторождения Кусмурын (Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Cd, Se, Te, S) и Акбастау (Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Cd, Se, S, Te); золото-колчеданно-медно-свинцово-цинковое месторождение Абыз (Pb, Zn, Cu, Au, Ag, S, Se, Te, Cd, In, Hg); Саякская группа медно-скарновых месторождений (Cu, Mo, Fe, Au, Ag, Bi, Te, Se, Re); медно-порфировое месторождение Шатырколь (Cu, Mo, Au, Ag, Te, Se, U), руды которых перерабатываются на Балхашской, Нурказганской, Жезказганских и Карагайлинской обогатительных фабриках. Задача экспрессного аналитического контроля по всему списку металлов в рудах и продуктах их переработки осложнена: а) объемом списка элементов; б) большим размахом реальных концентрация этих металлов (от $1 \cdot 10^{-1}$ и менее до 80 %). Сложно подобрать метод и реализующую его аппаратуру, чтобы эффективно работать как внутри этого диапазона, так и на его краях. Тем не менее, такой метод существует. Это рентгенофлуоресцентный метод анализа руд – РФА. Метод РФА реализуется в экспресс-лабораториях ТОО «Корпорация Казахмыс» на мобильных и лабораторных энергодисперсионных рентгенофлюоресцентных (EDXRF) спектрометрах казахстанского производства. В шахтах и на карьерах используется рентгенорадиометричесий метод опробования руд (РРО).

Максимально широкий список определяемых элементов реально обеспечить только на, измельченных геологоразведочных и технологических пробах. При опробовании руд в условиях естественного залегания и в отбитой горной массе список определяемых элементов не столь широк (исключением служит носимый спектрометр РПП-12 с рентгеновской трубкой и SDD детектором – 40 элементов).

Базовой аппаратурой в экспресс-лабораториях горных и обогатительных предприятий ТОО «Корпорация Казахмыс» являются лабораторные EDXRF спектрометры РЛП-21 и РЛП-21Т (ТОО «Аспап Гео», Алма-Ата, Казахстан). В основу идеологии этих спектрометров положен принцип: «месторождения разные, продукты переработки руд разные – градуировка одна».

EDXRF спектрометр РЛП-21 позволяет определять одновременно содержания до 34 элементов (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, As, Ba, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Ga, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pd, In, Sn, Sb, Ta, Hg, Bi, W, U, Th) в порошковых пробах руд и горных пород (Yefimenko S.A. et al., 2014). РЛП-21 – это: Si-Li полупроводниковый детектор площадью 100мм^2 (охлаждение – жидкий азот); изотопные источники америций-241 типа ИГИА-3М (4-6 шт.); мишень (Ba или Cs); экспозиция измерений – 415 сек; облучение кюветы с пробой – снизу, турель на 10 кювет. Вес РЛП-21 – 60 кг. Спектрометры РЛП-21 могут быть использованы в тех местах, где есть кислородные станции, а их на удаленных рудниках использовать нет.

Точность РФА на РЛП-21 на Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe и целого ряда других элементов соответствует III категории точности по ОСТ 41-08-205-04 во всем диапазоне содержаний

этих металлов в рудах. РЛП-21Т обеспечивает следующие пределы обнаружения элементов (критерий 3σ): Ag – 1,2 ppm; Cd – 1,35 ppm; Cu – 0,0046 %; Zn – 0,0058 %; Pb – 0,0084 %. Точность РФА на Ag на ГСО-4822 ДВГ (0,40 ppm) и ГСО-8076 (0,67 ppm) – IV категория (полуколичественный анализ).

EDXRF спектрометр РЛП-21Т в обычной комплектации обеспечивает определение содержаний 31 элементов (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Fe, Se, As, Ba, W, Bi, Ti, Cr, Mn, V, Ni, Al, Si, S, Ca, Co, Br, Sr, Zr, Rb, Y, Nb, Pd, U, Th) в одном режиме без применения вакуумного насоса или инертного газа при анализе на легкие элементы. Спектрометр РЛП-21Т – это: SDD площадью около 25мм^2 и толщиной 300-500 микрон (охлаждение – термохолодильник Пельтье); рентгеновская трубка VF-50J Rh (50 Вт) фирмы Varian Medical Systems (США); экспозиция измерений 120 ÷ 150 сек; облучение кюветы с пробой – сверху; турель на 9 кювет. Детектор обеспечивает разрешение 150 эВ по линии 5,9 кэВ при загрузке 100 кГц. Мишень из Te. Время формирования импульса 1,6 мкс. Сигнал полностью оцифровывается. Диапазон энергий от 1,49 кэВ (AlKα) до 23,0 кэВ (CdKα). Спектрометр обеспечивает следующие пределы обнаружения элементов (по критерию 3σ): Ag – 0,78 ppm (на ГСО-3029; C_{Ag} = 2,1 ppm) и Cd – 0,95 ppm (на ГСО-4822 ДВГ; C_{Cd} = 5,0 ppm).

Спектрометр РЛП-21Т может быть дополнен опцией «РФА на Re». Данная опция позволяет определять 19 элементов: Re, Ge, Cu, Zn, Pb, K, Ca, Ti, Cr, V, Mn, Fe, Co, Ni, As, Se, Ba, S, W при экспозиции измерений 500с. Для оптимизации условий возбуждения линии ReLβ1 и повышения чувствительности РФА на Re добавлена мишень из Rb. Исследованиями, выполненными авторами на ГСО: 2887, 2888, 2889 и 2891, показано, что точность РФА на Re соответствует III категории точности по ОСТ 41-08-205-04, начиная с содержаний Re ≥ 2,0 ppm.

По техническому заданию ТОО «Корпорация Казахмыс» ТОО «Аспап Гео» осуществило модернизацию линейки EDXRF спектрометров РЛП-21Т в направлении наращивания списка определяемых элементов, понижении пределов обнаружения элементов и повышения точности РФА. Последняя модификация спектрометра РЛП-21Т, внедренная в 2015 году на Жайремском ГОК ТОО «KAZZINC HOLDINGS», обеспечивает анализ руд на 38 элементов (добавлены: Ga, Ge, K, P, Sb, Sc, Sn,), а РЛП-21Т, внедренный в лаборатории ТОО «Два Кэй», обеспечивает анализ руд на 40 элементов (Cu, Pb, Zn, Fe, Mo, Ag, Cd, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Co, Ni, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pd, Sn, Sb, Ba, Ta, W, Bi, S, Si, Al, Y, U, Th, P, Sc, Ga, Ge, Br, Hg). Эта модификация будет поступать в экспресс-лаборатории корпорации.

Задача РРО руд в естественном залегании (стенки горных выработок, уступы карьеров, естественные обнажения и т. д.), в отбитой горной массе и крупнодробленых пробах (руда в навале, штуфы, керн, пробы бурового шлама) решается на месторождении Жезказган с 1977 года. С 1998 года РРО выполняется только на мобильном спектрометре РПП-12 (ТОО «Аспап Гео», г. Алма-Ата).

Мобильный полевой EDXRF спектрометр РПП-12 – это 4 определяемых элемента (в случае использования радионуклида Pu-238 – это Cu, Zn, Pb, Fe или Mn, Fe, Cu, Zn), датчик, устройство регистрации и обработки (УРО), комплект из четырех подъёмных (по 1,5 м) штанг, 1 ÷ 2 радионуклида Pu-238, пропорциональный детектор излучений СИ-13Р или СИ-1, анализатор импульсов на 1024 канала преобразований, буфер памяти на 1000 спектров, 5 аккумуляторов типа АА хватает на 48 часов работы. Время измерения на одной точке наблюдения 10 сек.

С позиций, заявленных в начале статьи задач, спектрометр РПП-12 имеет существенный недостаток – только 4 элемента на выходе. Для наших комплексных месторождений, этого явно недостаточно. К тому же, проведение РРО забоев на шахтах Жезказгана весьма небезопасно. Отсюда и новые цели: наращивание списка определяемых элементов; максимальное повышение безопасности работ по РРО забоев; точная привязка сечений РРО забоев к системе координат и прочее. По техническому заданию

ТОО «Корпорация Казахмыс» ТОО «Аспап Гео» разработало две новые модификации РПП-12: а) с кремниевым дрейфовым полупроводниковым детектором (SDD) и радиоактивным источником – РИ, который с радионуклидом Pu-238 определяет не менее 12 элементов (Cu, Zn, Pb, Fe, Ba, K, Ca, Ti, Mn, Ni, As, Sr); б) с SDD и малогабаритным рентгеновским излучателем – РТ, который определяет 31 элемент (Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, As, Ba, Fe, Mo, Mn, Ti, V, Cr, Co, K, Ca, Ni, Ga, Br, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Se, Sn, Sb, Bi, W, Th, U).

В варианте SDD/РИ предусмотрен узел крепления для штанг, что крайне важно именно для шахт Жезказгана. Емкости аккумулятора хватает на полную смену (допускается горячее подключение дополнительных аккумуляторов). Экспозиция измерений в точке 5 сек. Данный РПП-12 обеспечивает многоэлементное РРО руд в интервале содержаний от $n \cdot 10^{-3}$ до 100 %. На шахтах KAZ Minerals недавно запущены в работу три таких РПП-12. Ранее РПП-12 были запущены в работу в АО «Жайремский ГОК» ТОО «Kazzinc Holdings».

В варианте SDD/РТ применен малогабаритный рентгеновский излучатель 50 кВ, 4 Вт. Блок возбуждения и детектирования обеспечивает хорошую площадь сбора аналитической информации (до 4 $см^2$) и высокую светосилу (входная загрузка свыше 100 кГц). Экспозиция измерения в одной точке – 5 сек. Такой РПП-12 уже работает в ТОО «Латон-Геосервис» и в АО «Жайремский ГОК» ТОО «Kazzinc Holdings». Пределы обнаружения для большинства рудных элементов находятся в диапазоне от $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-3}$ %. Время непрерывной работы РПП-12 без подзарядки аккумуляторов не менее 10 часов. Вес РПП-12 не более 1,5 кг.

В обоих вариантах новых РПП-12 используются: SDD детектор площадью 25 $мм^2$ с термоохлаждением и энергетическим разрешение 140 эВ по линии 5,9 кэВ; беспроводная (bluetooth) система передачи информации от датчика к блоку обработки; обычный смартфон в качестве блока обработки информации с операционной системой Android. Беспроводная передача сигнала от датчика к смартфону на порядок увеличила безопасность проведения РРО забоев. Оператор на пульте РПП-12 теперь находится не у «груди» забоя, а в безопасном месте (под защитой целика). Оператор и рабочий на датчике теперь автономны. Смартфон (защита класса IP67) реализует опции: голосовое управление прибором; фотографирование забоя; определение координат забоя с использованием GPS модуля; защита РПП-12 от несанкционированного использования; запись спектров с возможностью передачи информации по USB порту в персональный компьютер или USB-флэш-накопитель; система самодиагностики.

Спектрометр РПП-12 в варианте SDD/РИ может полностью заменить ныне широко распространенный в Жезказгане базовый спектрометр РПП-12. Спектрометр РПП-12 в варианте SDD/РТ в Жезказгане может использоваться только с самоходного полка СП-18А.

Обсудим ряд конкретных примеров, подтверждающих эффективность тренда на расширение списка определяемых элементов на стадии геологоразведочных и добычных работ, которые ранее были невозможны.

1. По результатам РФА на спектрометре РЛП-21Т проб керна скважины № 472-р (рудник Жомарт, месторождение Жаман-Айбат) установлено: а) рудное пересечение представлено пробами № № 13870 ÷ 13873; в пробах данного пересечения содержания Cd составляют ряд: 8,9; 12,2; 8,8; 6,6 ppm; б) на безрудном интервале, представленном пробами № № 13870 ÷ 13873. установлена мощная аномалия Cd (125,7; 54,2; 61,5; 638,8; 126,6; 1090,0; 130,1; 136,6 ppm). По старой (без РФА) технологии эта аномалия была бы пропущена.

2. На месторождении Таскура, что находится в непосредственной близости к месторождению Жаман – Айбат, в большом количестве проб установлены высокие (до 5,19 %) содержания Sr. Причем, содержания Sr превышали содержания Cu.

3. С введением в список элементов РФА Ag, на месторождении Жезказган была рекомендована к использованию новая технологию остановки забоев, вышедших за контуры

балансовых медных руд (Cu < 0,30 %), базирующаяся на максимальный доходе, получаемом от руды (функция цели). Забой, вышедший по результатам РРО за контур балансовых медных руд, опробовался пунктирно – бороздовым способом; пробы направлялись на РФА: если среднее содержание Ag по забою оказывалось ниже плановой величины по шахте, то забой выводился из добычи; в противном случае – забой оставляли в добыче. Тем самым, достигалось увеличение полноты извлечения запасов из недр.

С помощью последней модификации РЛП-21Т была оценена возможность определения содержаний Au прямым методом РФА. Был выполнен РФА проб золоторудного сырья, поступающего на Балхашский медеплавильный завод от одного из поставщиков (Yefimenko S.A. et al., 2016). На рис. 1 показаны аппаратурный спектр и таблица результатов РФА одной пробы (внизу справа показаны, выделенные с помощью математики, «чистые» линии L – серии Au).

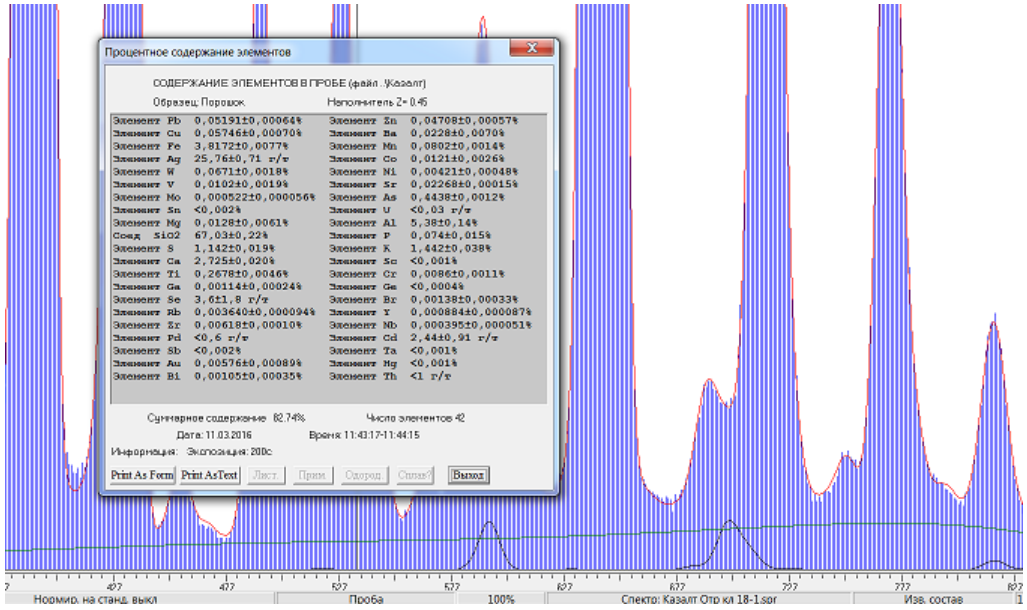


Рис. 1. Таблица результатов РФА на РЛП-21Т пробы золоторудного сырья.

Список литературы

1. *Yefimenko S., Yefimenko O., Makarov D.* Environmental nuclear-geophysical ore monitoring in mines of Corporation Kazakhmys PLC // Journal of Environmental Science and Health, Part A. 2014. V. 49. N 10. P. 1163-1170.

2. *Yefimenko S., Yefimenko O., Portnov V., Maussymbayeva A, Makarov D.* Nuclear-geophysical technologies for online quality control of ores and their processing products applied at corporation Kazakhmys PLC // 20th Conference on Environment and Mineral Processing. Ostrava: VŠB-TU, 2016. P. 325-331.

Особенности минерализации благородных металлов в зоне гипергенеза жильных сульфидных руд массива Ниттис, Мончегорский плутон

Еременко Е. Г., Петров С. В.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, geny-9494@yandex.ru

Поведение благородных металлов и их минералогия плохо изучено для гипергенных условий. Единичные наблюдения касаются только руд малосульфидных месторождений Бушвельда и некоторых других объектов (D. M. Evans, 2000; Oberthür, 2005; Locmelis, 2009). Для зоны окисления платинометалльных сульфидных руд опубликованных данных не обнаружено. Поэтому для изучения минерализации благородных металлов и особенностей их поведения в зоне гипергенеза нами были отобраны образцы окисленных богатых сульфидных жильных руд разной сохранности из отвалов заброшенных штолен на северном склоне горы Ниттис.

Минералы благородных металлов окисленных платинометалльных руд г. Ниттис можно разделить на 3 группы: первичные магматические минералы, в том числе и их реликты, вторичные новообразованные минеральные соединения благородных металлов и гипергенные кислородные Pd-Pt соединения.

К группе первичных минералов можно отнести: электрум, сперрилит, которые устойчивы в зоне окисления и сохраняют идиоморфизм в некоторой степени, а также часто встречающиеся реликты кейтконнита.

Электрум (AuAg) распространен слабо и исчисляется в единичных зернах. Располагается, на краях окисленных реликтов палладий-содержащих минералов (рис.1). Вторичным изменениям не подвержен (табл.1, a).

Сперрилит ($PtAs_2$) представляет собой оскольчатые изометрические зерна и идиоморфные кристаллы (рис.2). Развит во всех отобранных пробах (табл. 1, b).

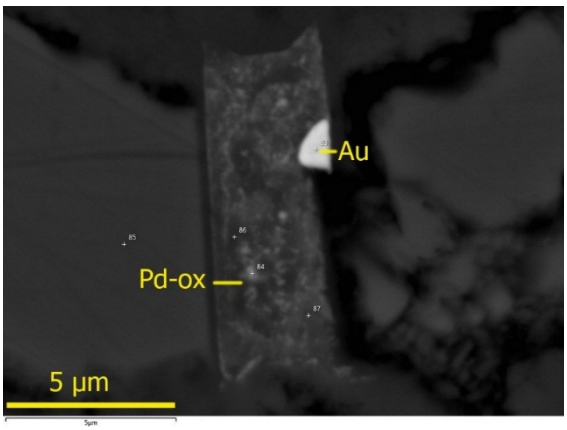


Рис. 1. Минеральная ассоциация электрума (AuAg) и Fe-Pd-Cu-O соединения, развивающаяся по теллуриду/висмутиду палладия. РЭМ изображение.

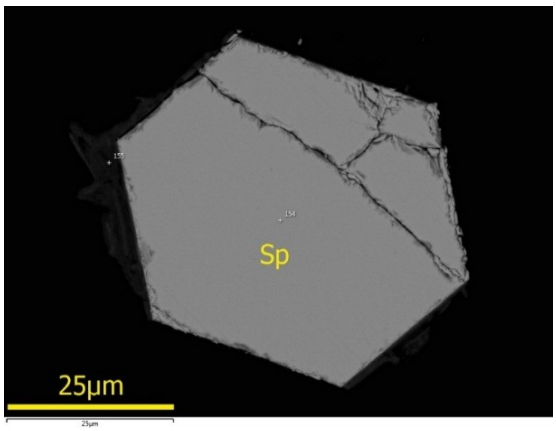


Рис. 2. Кристалл сперрилита (Sp). РЭМ изображение.

Таблица 1. Химический состав минералов благородных металлов

At%	a		b	c		d	e	f	g	
O	37,92	69,9			55,76	11,23	26,88	37,42	59,35	68,63
Al				1,66	1,62					0,23
Si		0,3							0,84	0,54
S		0,3				29,42	8,18		0,63	0,29
Fe	13,23	19,34				5,73	2,18	3,31	20,41	12,58
Cu		3,59					22,28		5,09	7,51
As			66,12							
Pd	0,42	6,22		73,05	13,48		39,26	49,29	7,32	9,98
Ag	22,99					53,62				
Te				15,23	15,28		1,22	7,6		
Pt			33,88						6,36	0,24
Au	25,44									
Bi		0,36		10,05	13.87			2,38		
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Кейтконнит наиболее распространенный минерал палладия в пробах, его средний состав $(Pd_{0,97}Al_{0,03})_{20}(Te_{0,6}Bi_{0,4})_7$, а отношение Te/Bi колеблется от 1,2 и до 5,4. Данный минерал подвержен окислению и зачастую на краях зерен развиты теллуриты и теллураты и оксиды/гидроксиды палладия вплоть до полного замещения первичного теллурида (рис.3; табл.1, c).

Вторичные минеральные образования представлены **акантитом** (Ag_2S), который образует вторичные почковидные нарастания в полостях или на местах полного замещения сульфидов гидроокислами железа (рис.4; табл.1, d).

Третья группа минералов формируется из сульфидных, теллуридных и висмутидных фаз путем окисления в зоне аэрации сульфидных жил. Она представляет собой оксидную минерализацию благородных металлов, теллура и висмута. Реликтовые минералы, теллуриды (висмутиды) палладия и платины, в первую очередь кейтконит (рис.3; табл.1, c), а также майченерит и мончеит, подвержены окислению с образованием на краях зерен оторочек, которые мы идентифицируем как теллуриты и теллураты палладия. О составе этих минеральных оторочек мы можем судить только на основании косвенных данных химического состава. В химическом составе минералов оторочек замещения первичных минералов благородных металлов соотношения атомных содержаний катионов и кислорода колеблется в диапазоне от 1,2-1,5 (как в теллуритах) до 2-2,5 (как в теллуратах). Минеральных видов с таким составом пока не установлено, однако имеются многочисленные аналоги – теллураты и теллуриты халькофильных элементов и железа (Яхонтова, 2000). Кроме того, отмечены фазы, в которых отношение катионов и кислорода больше 2,5, что может объясняться возможным присутствием фаз с добавочными гидроксильными группами и молекул воды.

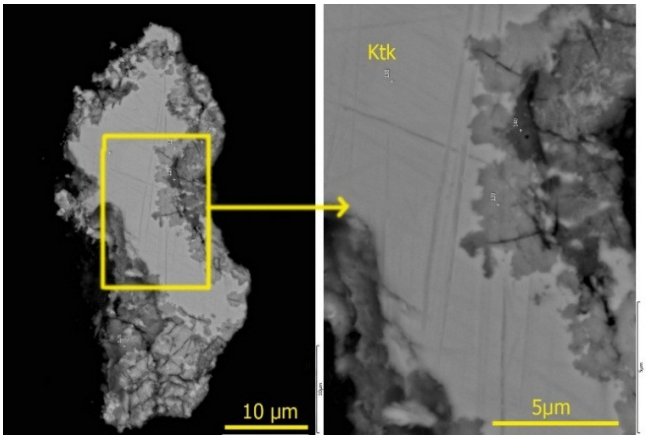


Рис. 3. Кейтконнит, по периферии которого развиваются кислородные соединения Te, Bi, и Pd. РЭМ изображение.

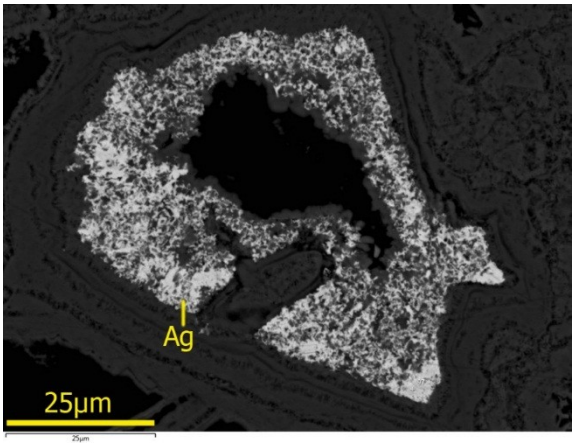


Рис. 4. Акантит (Ag), заполняющий минеральные полости. РЭМ изображение.

Среди оксидных фаз наиболее изученным оказался минерал, имеющий состав **оксида палладия** (табл.1, e, f). Минерал был определен методами, как электронной микроскопии, так и рамановской спектроскопии. В минеральном агрегате оксида палладия структура неоднородна, на фото видно, что присутствуют как минимум две минеральные фазы (серая и более светлая), однако разделить фазы не удалось ввиду их дисперсности (рис.5; рис.6)

Соединения с сорбированными палладием и платиной. Минеральные образования представляют собой смесь тонкодисперсных фаз Fe-Pd-Cu-Pt оксидов. Отношение катионов к кислороду 2:3, что говорит о включении атомов палладия, меди и платины в структуру гематита (рис.7; табл.1, g). Образование подобного соединения обусловлено выщелачиванием основных компонентов как первичных сульфидных руд (халькопирит), так и элементов первичных МПГ, а ввиду инертности Pd и Pt происходит его сорбирование в образующийся гематит (гётит). Схожее соединение (табл. 1, a) представлено в срастании с электрумом на рис.1.

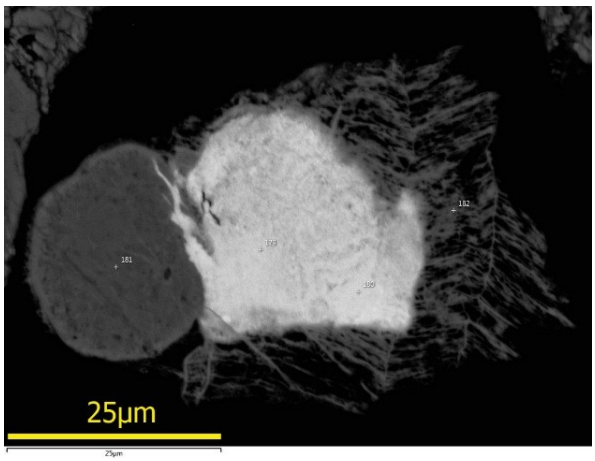


Рис. 5. Минеральный агрегат оксида палладия с примесью меди. РЭМ изображение.

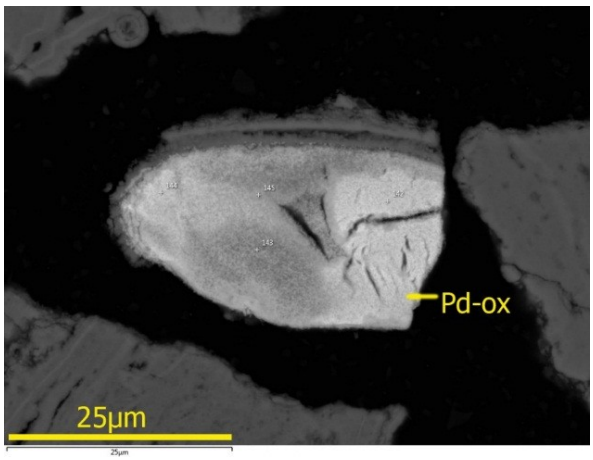


Рис. 6. Минеральный агрегат оксида палладия с примесью меди РЭМ изображение

Висмустаты и телураты палладия и платины. В полуокисленных рудах, разумеется, доминируют не окисленные МПГ, однако на первых этапах окисления все-таки отмечается развитие кислородных соединений по таким минералам, как мончеит и майченерит (рис.8; табл.2). Эти минералы не встречаются в сильно окисленных образцах ввиду того, что первыми подвергаются разрушению.

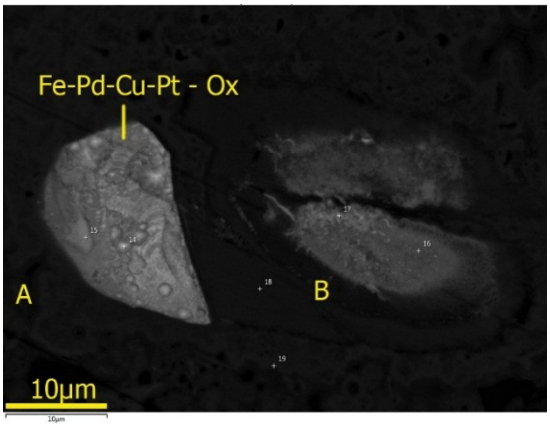


Рис. 7. Оксидные образования Fe-Pd-Cu-Pt. РЭМ изображение.

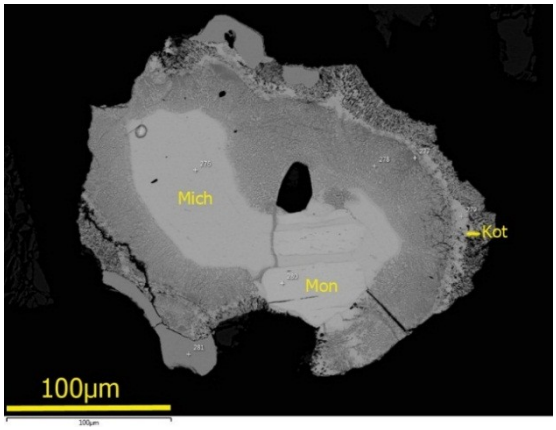


Рис. 8. Осколок срастания мончеита (Mon), майченерита (Mich), котульскита (Kot) и развивающиеся по периметру телураты и висмутаматы. РЭМ изображение.

Таблица 2. Химический состав мончеита, котульскита, майченерита и развивающихся по ним кислородных соединений

At. %	Майченерит	Котульскит	Мончеит	Pd-ox
O				34,47
Cu				1,34
Pd	33,35	51,34		30,95
Te	34,92	25,02	53,57	16,79
Pt			31,82	
Bi	31,73	23,64	14,61	16,45
Сумма	100	100	100	100

Выводы. Таким образом, при окислении сульфидных руд, содержащих теллуровые и висмутовые благороднометальные фазы может происходить:

– формирование гетитовых агрегатов на месте бывших сульфидов, которые содержат высокие концентрации платины и палладия, вероятно, в сорбированной форме вместе с другими металлами – медью, свинцом, никелем, петрогенными элементами;

– окисление первичных минеральных образований Te-Bi с Pd-Pt, при котором могут выноситься из системы Te и Bi, реже Pd с формированием оксидов/гидроксидов Pd (Pt) в составе сложных дисперсных агрегатов с гетитом и другими минералами зоны окисления.

В полуокисленных рудах большинство минералов благородных металлов стабильны. Однако такие минералы, как мончеит, майченерит начинают претерпевать окисление с образованием кислородных Pd-Pt соединений, подобных тем, что наиболее явно распространены в группе окисленных руд.

Заключение. Соединения благородных металлов изучались методами электронной микроскопии в ресурсном центре «Геомодель» на приборе HITACHI S3400N и QUANTA 200 3D. Для работы с химическими анализами и определением минералов были использованы учебные пособия (Булах, 2014; Юшко-Захарова, 1986).

Список литературы

1. *Булах А. Г., Золотарёв А. А., Кривовичев В. Г.* Стурктура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. – СПб.: изд-во С.-Петербургского университета. 2014. 133 с.

2. *Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Соболева Л. Н. и др.* Минералы благородных металлов: Справочник. М.: Недра. 1986. 272 с.

3. *Яхонтова Л. К., Зверева В. П.* Основы минералогии гипергенеза. Владивосток: Дальнаука. 2000. 331 с.

4. *Evans D. M., Spratt J.* Platinum and palladium oxides/hydroxides from the Great Dyke, Zimbabwe, and thoughts on their stability and possible extraction // Applied mineralogy. AA Balkema, Rotterdam. – 2000. – P. 289-292.

5. *Locmelis M., Melcher F., Oberthür T.* Platinum-group element distribution in the oxidized main sulfide zone, Great Dyke, Zimbabwe // Mineralium Deposita. 2010. V. 45. № 1. P. 93-109.

6. *Oberthür T., Melcher F.* PGE and PGM in the supergene environment: a case study of persistence and redistribution in the main sulphide zone of the Great Dyke, Zimbabwe // Exploration for Platinum-group element deposits, 35Mineralogical Association of Canada Short Course, Oulu, Finland. – 2005. – P. 97-111.

О находке самородного олова в вендских конгломератах структуры Ветреный Пояс

Колесник А.Ю.[1], Пестриков А.А.[2]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о земле

[2]АО Росгеология «Северо-Западное производственное геологическое объединение»

Зерна самородного олова обнаружены в кальцитовом цементе верхневендских базальных конгломератов усть-пинежской свиты (V_2up) в Онежском районе Архангельской области.

Образцы конгломератов были отобраны автором из коренного выхода в 300 метрах от водопада Падун вниз по течению р. Сывтуга в ходе полевых работ 2015 года в рамках проекта «ГДП-200 листов P-37-IX и P-37-XV (Шардозёрская площадь)», выполняемого АО «Северо-Западное производственно-геологическое объединение» (входит в холдинг АО «Росгеология») (рис.1).

Район работ расположен в зоне сочленения Карельского и Беломорского геоблоков Балтийского щита в пределах палеопротерозойской структуры Ветреный Пояс, которая сложена комплексом метаосадков, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований. Осевую часть структуры слагают толщи базальтов и коматиитовых базальтов свиты Ветреного Пояса мощностью до 4 км. Устойчивость базальтоидов к процессам физического выветривания обусловила сохранение их в современном рельефе в виде горного кряжа с абсолютными отметками до 345 метров и вытянутого на 250 км в северо-западном направлении при ширине до 10-15 км.

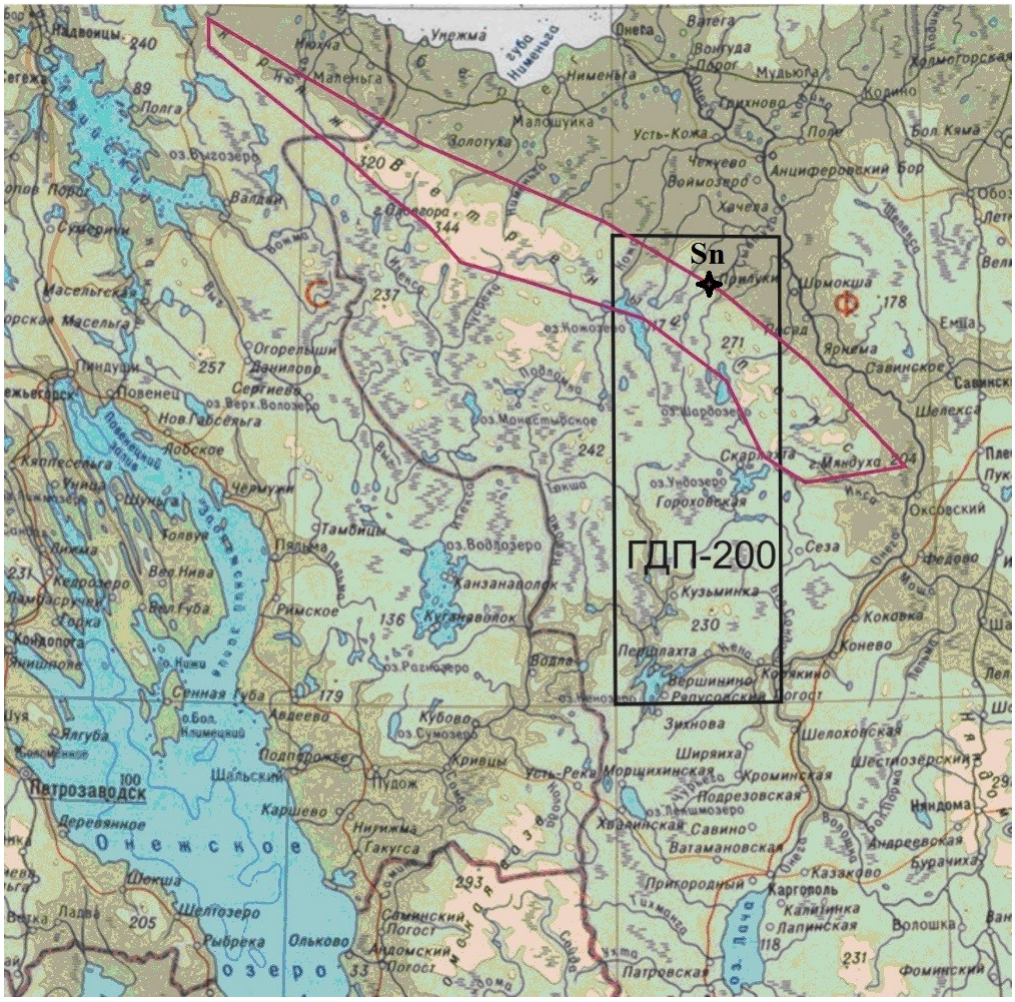


Рис. 1. Схема расположения объекта работ.

Карельский (структура Ветреный Пояс) и Беломорский (архейские гранитогнейсы) блоки разделены параллельно кряжу региональным разрывным нарушением (Северный разлом). К северо-востоку от границы блоков рельеф выполаживается в сторону Белого моря и долины р. Онега, а на беломоридах с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают вендские платформенные осадочные образования усть-пинежской свиты, представленные преимущественно глинами, аргиллитами и песками. В основании свиты залегает горизонт когломератов мощностью от 0 м (на удалении от кряжа) до 5-10 метров непосредственно у подножия возвышенностей Ветреного Пояса.

Фактический материал и методика. В ходе собственных исследований были изучены 2 полированных аншлифа и 1 прозрачный шлиф образцов верхневендских конгломератов (рис.2), а также шлиф и аншлиф, изготовленные из образца базальта свиты Ветреный Пояс, который был отобран из обнажения на водопаде Падун.

Минераграфические исследования включали измерение отражения и микротвёрдости рудных минералов на микроспектрофотометре МСФ-10 и микротвердометре ПМТ-3. Микрозондовые исследования проводились в ресурсном центре СПбГУ на сканирующем электронном микроскопе Hitachi TM3000.

Результаты исследований. Базальты свиты ВП в районе водопада Падун интенсивно переработаны метасоматическими процессами и превращены в кварц-актинолитовый сланец; рудный парагенезис состоит из рутила и развивающегося по нему титанита; также было встречено единичное зерно микронного размера, предположительно являющееся халькопиритом. Содержание рудных минералов составляет около 1 %.

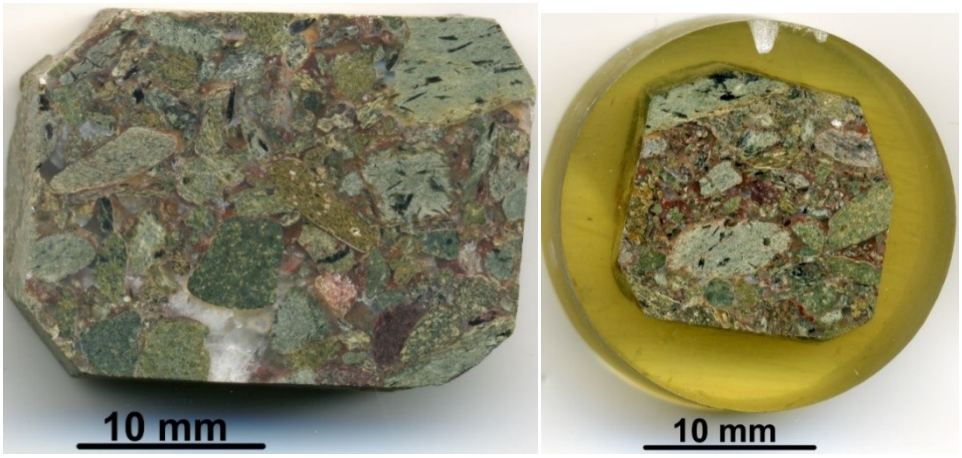


Рис. 2. Аншлифы верхневендских конгломератов, в которых было обнаружено Sn.

При петрографическом изучении шлифа верхневендских конгломератов было установлено, что слагающие их обломки представлены метаморфизованными, а затем изменёнными вторичными процессами ультраосновными и основными породами.

Минераграфическое и микрозондовое исследование аншлифов верхневендских конгломератов, показало присутствие сходного рудного парагенезиса во всех обломках: титаномагнетит – рутил и развивающийся по ним титанит (лейкоксен).

Учитывая петрографический состав обломков, состав рудных парагенезисов, закономерности распространения конгломератов по площади, а также большую, по сравнению с другими свитами, мощность базальтов свиты Ветреный Пояс (до 4000 м), можно полагать, что конгломераты сложены обломками именно этой свиты. Содержание рудных минералов в обломках незначительное, варьирует в зависимости от обломка и составляет до 5 % от объёма породы, в редких обломках содержание рудных минералов доходит до 10-15 %.

Также в обломках отмечено присутствие вторичного гематита, отличающегося сильными внутренними рефлексами и, очевидно, возникшего за счёт процессов выветривания.

Цемент конгломерата глинисто-карбонатный, с участками, заполненными перекристаллизованным (?) кальцитом, образовавшимся, скорее всего, в результате метасоматических процессов.

В обоих аншлифах в кальците обнаружены единичные зёрна самородного олова размером 10 и 15 мкм. Цвет зёрен белый, относительное отражение в препаратах составило от 71 до 87 %, такой разброс связан с неровностями на поверхности зёрен. Из-за высокой мягкости металла его очень сложно отполировать. При включённом анализаторе наблюдается слабая анизотропность.

Самородное олово было идентифицировано при микрозондовых исследованиях на сканирующем электронном микроскопе Hitachi TM3000 (рис.3).

Препарат исследовался без углеродного или иного напыления. Содержания элементов-примесей в олове составили 1-3 %, что недостаточно для достоверного определения при исследованиях без напыления, поэтому содержание олова было приведено к 100 %. С учётом минераграфических исследований, такое допущение можно считать обоснованным (Исаенко и др., 1986).

В публикациях сообщения о находках самородного олова крайне редки. Сообщается (Silman, 1954) о присутствии самородного олова в эпигенетических урановых рудах, а именно в кальцитовых жилах, секущих докембрийские осадочные образования.

Скорей всего, обнаруженное нами самородное олово имеет метасоматическое происхождение и формировалось в процессе метасоматической переработки вендских

конгломератов и вулканитов свиты Ветреный Пояс вдоль зоны долгоживущего Северного разлома глубинного заложения в послевендское время.

Работа выполнена при поддержке ресурсных центров СПбГУ «Микроскопии и микроанализа» и «Геомодель».

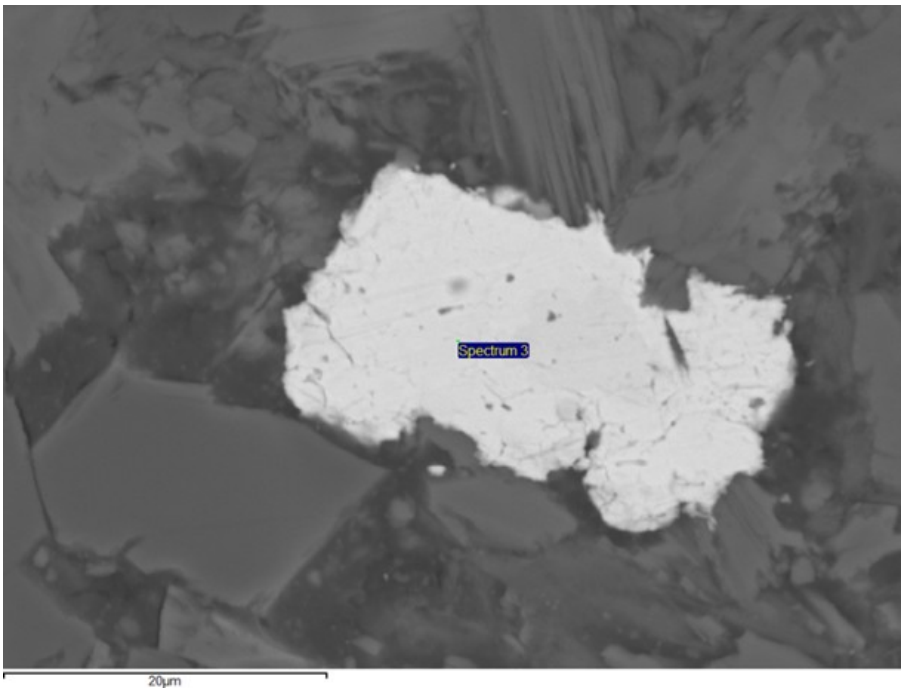


Рис. 3. Самородное олово в аншлифе верхневендских конгломератов.

Авторы признательны И.К. Котовой и Ю.С. Полеховскому за помощь в изучении препаратов и анализе полученных результатов.

Список литературы

1. *Алексеев И. А., Пестриков А. А., Титов Д. Ю.* «Новые данные о рудной минерализации базальтов свиты Ветреного Пояса» // Тез. докл. XXVI молодёжной научной школы-конференции «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии», Петрозаводск: изд-во КНЦ РАН, 2015. С. 83-85.

2. *Исаенко М. П., Боришанская С. С., Афанасьева Е. Л.* Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете. Учебное пособие для вузов. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1986. 382 с.

3. *Куликов В. С., Куликова В. В., Бычкова Я. В.* «Ветреный Пояс: тектоно- и петротип палеопротерозоя юго-восточной Фенноскандии» // Тез. докл. Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск: изд-во КНЦ РАН, 2011. С. 91-103.

4. *Jack F. B. Silman,* Native tin associated with pitchblende at Nesbitt LaBine uranium mines, Beaverlodge, Saskatchewan // American Mineralogist. 1954. Vol.3. P. 529-531.

Этапы создания геологической модели распределения полезного компонента в среде MineScape

Кузнецова Ю. А.
АО «Anamum», kuznecova1yulia@gmail.com

Современные горнодобывающие предприятия, как объекты проектирования и управления, относятся к высшей категории сложности. Они представляют собой многофакторные природно-технологические комплексы, развивающиеся в пространстве в течение длительного времени (до 20-30 лет и более) и характеризующиеся большими объемами информации различного вида. До недавнего времени в основе информационной

поддержки специалистов горных предприятий, геологоразведочных и проектных организаций лежала работа с бумажными носителями информации. С появлением на предприятиях современной высокопроизводительной горной техники, многократно повышающей темпы ведения горных работ, традиционная «бумажная» технология стала тормозом для роста производительности труда инженерно-технического персонала.

В данной ситуации начинает развиваться альтернатива «бумажной» технологии – компьютерные продукты. Они представляют собой горно-геологические информационные системы (ГГИС), предназначенные для решения широкого круга горно-геологических и горно-технологических задач, что в сочетании с использованием средств трехмерной графики, многооконного графического интерфейса и клиент-серверных технологий делает систему удобной платформой для автоматизации планирования, проектирования и сопровождения горных работ (Лукичев и др., 2005). Одна из мировых ГГИС Ventyx MineScape в данный момент внедряется на АО «Апатит».

Основой для работы в ГГИС является геологическая модель (геолмодель), которая отражает дайки, разломы, окисленные зоны, рудные тела и распределения полезного компонента в них. Создание геолмодели – это трудоемкий процесс, в котором выделяются пять этапов: подготовка первичного материала, создание баз дынных, построение каркасной модели, выбор метода интерполяции, создание блочной модели.

При построении геолмодели месторождения используются методы и средства работы с векторными, каркасными и блочными моделями геологических тел. Формированию каркасных моделей предшествует работа с сечениями рудных тел (геологическими разрезами), положение контуров которых на плоскостях сечений задается с использованием модели геологических проб. Каркасные модели – это треугольные сетки, которые покрывают поверхность геологических тел. Блочные модели рудных тел формируются в границах каркасных моделей. Определение содержания полезных компонентов в блоках осуществляется методами геостатистики (Мельников и др., 2013).

Геостатистика является одним из мощных и многократно проверенных инструментов для получения наиболее достоверной информации о запасах полезных ископаемых в недрах, оптимального планирования их отработки и проведения геологоразведочных работ. Этот инструмент решает две основные задачи: нахождение наиболее вероятной оценки запасов руды и определение точности этой оценки (Armstrong, Webster, 2015).

Опробование Хибинских месторождений удовлетворяет условиям применения геостатистики – есть достаточно надежные корреляционные связи между пробами в пространстве и отсутствуют резкие изменения свойств оцениваемой среды. Поэтому были построены геолмодели для всех месторождений, разрабатываемых АО «Апатит»: Кукисвумчорр, Юкспор, Апатитовый цирк, плато Расвумчорр, Коашва и Ньоркпахк. Модели распределения полезного компонента для каждого месторождения созданы на основе данных эксплуатационной и детальной разведки и оценены методом обратных взвешенных расстояний.

В геологическом плане каждое из Хибинских месторождений схоже, но и уникальность каждого из них нельзя отрицать. Также каждое имеет разную степень разведки. А в геостатистическом анализе структура месторождения – это пространственное распределение содержаний, и их коррелятивность в зависимости от расстояния между точками опробования. Таким образом, остается открытым вопрос – корректно ли применять один метод для всех месторождений?

Список литературы

1. *Лукичев С. В., Наговицын О. В.* Автоматизированная система MineFrame 3.0. // Горная промышленность. 2005. №6. С. 32-35.

2. *Мельников Н. Н., Лукичев С. В., Наговицын О. В.* Компьютерная технология инженерного обеспечения горных работ на основе системы MineFrame // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2013. № 5. С. 223-234.

3. *Armstrong M., Webster O. R.* Basic Steps in Geostatistics: The Variogram and Kriging. Spriger. 2015. 96 p.

Крупнообъемные золотоносные минерализованные зоны послойной сульфидной вкрапленности карлинского типа на восточном склоне Енисейского кряжа

Мансуров Р.Х.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), rinman81@bk.ru

Введение. Широко известно, что бóльшая часть выявленных золоторудных месторождений Енисейского кряжа приурочена к достаточно узкому литолого-стратиграфическому уровню – флишоидным углеродсодержащим вулканогенно-карбонатно-терригенным отложениям сухопитской серии нижнего и среднего рифея удерейской (Васильевское, Советское, Удерейское), горбилокской (Боголюбовское, Раздольнинское) и кординской (Аяхтинское, Олимпиаднинское, Титимухта, Тырадинское и др.) свит, а также к пенченгинской свите (Герфедское) нижнего протерозоя (Сердюк и др., 2010). Восточный склон Енисейского кряжа, в пределах которого, в основном, получили развитие более молодые средне-верхнерифейские толщи (погорюйская, аладьинская и карточки, потоскуйская свиты) до последнего времени считался бесперспективной территорией для выявления промышленных золоторудных объектов. Помимо литолого-стратиграфического критерия отрицательные перспективы восточной части Енисейского кряжа подкрепляются амагматичностью этой территории, а также удаленностью от крупных рудоконтролирующих структур – систем Татарского и Ишимбинского глубинных разломов (Sazonov et al., 2010).

Однако, новые данные, полученные ФГУП ЦНИГРИ в ходе поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-карбонатно-терригенных комплексах в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади, расположенной на восточном склоне Енисейского кряжа, свидетельствуют о наличии прямых признаков золотоносности территории. К последним относятся: коренные и россыпные проявления золота, шлиховые, первичные ореолы (ПО) и вторичные ореолы рассеяния (ВОР), потоки рассеяния (ПР) золота. Помимо этих новых данных перспективы золотоносности восточного склона Енисейского кряжа обозначены в работах В. Г. Фисенко, В. А. Макарова (Фисенко, Макаров, 2013).

Восточный склон Енисейского кряжа представляет собой вытянутый на 700 км покровно-складчатый пояс северо-западного простирания, в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. Средне-Ишимбинская площадь, расположенная в 120 км юго-восточнее г. Северо-Енисейск, охватывает Нижне-Чиримбинский золоторудно-россыпной узел с Марокским рудопроявлением золото-малосульфидно-кварцевого типа (Сердюк и др., 2010; Фисенко, Макаров, 2013).

Методика исследований. Поисковые работы осуществлялись в несколько последовательных этапов, согласно принятой ЦНИГРИ методике поисков крупнообъемных золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах. Данная методика успешно апробирована при поисках золоторудных объектов в пределах Верхне-Хатыннах-Олботского и Лебединского рудных узлов, Бодайбинского рудного района и др. (Иванов, 2014). Она включает как традиционные, так и нестандартные приемы.

На первом этапе поисков перспективная площадь изучалась серией опорных геолого-геофизических профилей с комплексом геологических (геолого-поисковые маршруты), геофизических (грави-, электро-, магниторазведка) и геохимических (литохимическое опробование по ВОР) исследований. Кроме того, выполнялись геохимические поиски по ПР масштаба 1:50 000. Комплексирование методов поисков позволило уже на раннем этапе исследований определить наиболее перспективные поисковые участки для проведения дальнейших геологоразведочных работ (ГРР), в пределах выявленных рудоконтролирующих зон складчато-разрывных деформаций (рассланцевания). Перспективные участки выделены по ПО, ВОР, а также наличию железо-магнезиальной

карбонатизации и сульфидизации, кварцевой жильно-прожилковой минерализации в элювиально-делювиальных отложениях. В геофизических полях эти участки отвечают областям разрушения («распада») структуры магнитного поля. Данный признак, вероятно, обусловлен разрушением первичного осадочно-метаморфического пирротина в пределах магнитных маркирующих горизонтов за счет его преобразования в пирит.

На втором этапе поисковых работ в пределах перспективных поисковых участков осуществлялись площадные литохимические поиски по ВОР, проходка линий копушей глубиной 0,8-1 м, геолого-поисковые маршруты масштаба 1:10 000. Литохимические поиски по ВОР велись по нестандартной сети 200 х 20 м, глубина опробования – 0,3-0,4 м. Проходка линий копушей глубиной 0,8-1,0 м осуществлялась по нижним бортам склонов с интервалом 20-40 м между копушами с целью шлихового и литохимического по ВОР опробования нижнего надкоренного информативного слоя элювиально-делювиальных отложений. Кроме того, производилось сколковое опробование гидротермально-измененных пород с кварцевой жильно-прожилковой, железо-магнезиально-карбонатной и сульфидной вкрапленной минерализацией. Геолого-поисковые маршруты проводились с целью изучения гидротермально-метасоматических процессов, выяснения природы потенциально рудоконтролирующих и рудолокализующих элементов космодешифрирования, выявления и прослеживания потенциально золотоносных минерализованных зон. Следует отметить, что элювиально-делювиальные отложения практически повсеместно перекрыты почвенно-растительным слоем. Редко отмечаются малосмещенные делювиальные крупнощебнисто-глыбовые развалы измененных пород, в связи с чем доступ к информативному слою элювиально-делювиальных отложений возможен лишь с помощью проходки копушей глубиной не менее 0,6 м. Поиски второго этапа позволили выявить потенциально золотоносные минерализованные зоны в пределах нескольких поисковых участков (Мансуров и др., 2015).

На третьем этапе поисков с целью локализации золотоносных минерализованных зон выполнялась проходка линий шурфов до коренных пород с интервалом 10-20 м между шурфами и бульдозерных расчисток глубиной 1 м. Осуществлялось шлиховое и литохимическое по ВОР опробование нижнего информативного слоя элювиально-делювиальных отложений в забое шурфов на глубине 1,0-1,4 м, а также бороздовое опробование коренных пород в полотне шурфов. По результатам опробования были выделены наиболее минерализованные участки с содержанием золота более 0,1 г/т в ПО и ВОР для вскрыши бульдозерными расчистками. Поиски этого этапа позволили локализовать серию золотоносных минерализованных зон в юго-восточной части перспективной площади – рудопроявление Южное.

Важным представляется тот факт, что результаты литохимического по ВОР опробования нижнего надкоренного информативного слоя элювиально-делювиальных отложений существенно отличаются от данных стандартного опробования на глубине 0,3-0,4 м, выявляя наиболее высокие аномальные концентрации золота в ВОР. Последние установлены именно по результатам литохимического опробования по ВОР на контакте с коренными породами по горным выработкам. Аномалии золота в ВОР практически совпадают с повышенными содержаниями металла в ПО. Полученные данные показали, что методика литохимического опробования по ВОР нижнего информативного слоя элювиально-делювиальных отложений позволяет с высокой степенью точности определить положение золотоносных минерализованных зон и потенциально рудных зон в их пределах.

Четвертый завершающий этап поисков – комплекс горно-буровых работ. Наиболее перспективные минерализованные участки в пределах золотоносных зон были вскрыты траншеями до коренных пород. По результатам бороздового опробования полотна траншей выявлены эпицентры повышенных содержаний золота (более 0,3 г/т в ПО). Последние были “подсечены” несколькими буровыми скважинами. В результате выявлена серия

потенциально рудных зон. Исследования предусматривали весьма незначительный объем бурения, в этой связи, требуется постановка дополнительных поисковых работ с целью локализации промышленных золоторудных зон в пределах рудопроявления Южное.

Следует отметить, что новыми и наиболее эффективными направлениями использованной методики являются: 1) применение комплекса геологических, геофизических и геохимических методов по опорным профилям, позволяющего уже на ранней стадии изучения определить наиболее перспективные потенциально рудоконтролирующие зоны рассланцевания и поисковые участки в пределах исследуемых площадей; 2) литохимическое по ВОР опробование нижнего информативного слоя элювиально-делювиальных отложений, которое дает возможность максимально точно локализовать золотоносные минерализованные зоны, непосредственно определить участки для последующих горно-буровых работ и, соответственно, минимизировать затраты на проведение ГРР.

Основные результаты исследований. Зона рассланцевания рудопроявления Южное локализована в узле пересечения разрывных нарушений ССЗ направления, сонаправленного Ишимбинской системе разломов, секущими пострудными разрывами субширотной ВСВ ориентировки. Зона рассланцевания осложнена мелкой складчатостью высоких порядков, флексурными перегибами. Как уже отмечалось выше, рудопроявление приурочено к восточному крылу крупной антиклинальной складки и, в целом, представляет собой моноклиналь ВСВ падения. Падение вмещающих пород, в среднем, составляет 35 °-40 °. В некоторых участках падение варьирует от 20 ° до 60 °, что обусловлено мелкой осложняющей складчатостью. Вмещающие породы представлены (от древних к молодым): алеврито-глинистыми сланцами с прослоями кварцитовидных песчаников и кварцитов погорюйской свиты, известняками, мраморизованными известняками с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев свит аладьинской и карточки объединенных сухопитской серии, и глинистыми сланцами потоскуйской свиты тунгусикской серии. Присутствие углеродистого вещества (УВ) установлено по данным микроскопических исследований в отложениях основной рудовмещающей толщи – терригенно-карбонатных отложениях нижней пачки свит карточки и аладьинской объединенных, а точнее в прослоях известковисто-глинистых сланцев кварц-кальцит-серицитового состава. Содержание УВ в породе незначительно и составляет не более 0,5 %.

В пределах рудоконтролирующей зоны рассланцевания установлены интенсивно проявленные железо-магнезиальная карбонатизация (бурошпатизация), сульфидная вкрапленная и кварцевая жильно-прожилковая минерализация. В геохимических полях зоне рассланцевания отвечает широкой (около 1 км) аномалии золота в ВОР более 0,01 г/т. В пределах зоны выявлены высокие концентрации золота (до 0,4 г/т) в ПР.

На рудопроявлении Южное выявлена серия золотоносных минерализованных зон, характеризующиеся значительной мощностью (до 300 м) и протяженностью (прослеженная протяженность более 1 км). Зоны сложены неравномерно гидротермально-измененными окварцованными, серицитизированными, бурошпатизированными породами. Последние в разной степени насыщены кварцевыми, бурошпат-кварцевыми жилами и прожилками разноориентированными, взаимопересекающимися с сульфидной (пирит) вкрапленной минерализацией до 5-7 об. % в околожильном пространстве. Вмещающие породы – отложения нижней пачки свит аладьинской и карточки объединенных, представленные известняками с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев. Морфологически минерализованные зоны характеризуются сложным крупнообъемным линейно-штокверкоподобным строением и представляют собой зоны-залежи послойной сульфидной вкрапленности.

Золотоносные минерализованные зоны выделяются широкими (до 400 м) аномалиями золота в ВОР с содержаниями ≥ 0,05 г/т. В первичных ореолах зоны оконтуриваются

по содержаниям золота ≥ 0,1. Концентрации золота в ПО по данным бороздового опробования достигают в отдельных пробах 6,5 г/т. Содержания золота в шлиховых пробах в пределах минерализованных зон составляют, в среднем, 8-10 знаков металла на шлиховую пробу, максимально – 51 знак золота на шлиховую пробу. Золото преимущественно тонкодисперсное, до пылевидного.

Наиболее перспективной среди выявленных минерализованных зон является зона Центральная. Мощность зоны составляет 280 м, установленная протяженность превышает 800 м. Наиболее минерализованные участки – потенциально рудные зоны в пределах зоны Центральной были вскрыты горными выработками. Принятое бортовое содержание золота – 0,3 г/т. Мощность зон достигает 23 м, всего выделено 4 зоны. Визуально рудные зоны не имеют четких границ и выделяются по данным опробования. Для них характерно увеличение концентрации кварцевых прожилков (до 15-20 и более прожилков на 1 пог. м), как правило, секущих маломощных (до 1-2 мм). Околожильное пространство насыщено сульфидами – тонкой (≤ 1 мм) вкрапленностью пирита до 10-12 об. %. Пирит – как кубической, так и осложненных форм (кубоктаэдры, пентагондодекаэдры). Таким образом, выявленные потенциально рудные зоны в пределах золотоносных минерализованных зон представляют собой стержневые зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Последние характеризуются линейным строением и имеют субсогласную слоистости ориентировку.

В качестве объектов-аналогов рудопроявления Южное нами рассматриваются зоны послойной сульфидной вкрапленности в терригенно-карбонатных толщах месторождений Олимпиаднинское и Ведугинское (Сазонов и др., 1994; Сердюк и др., 2010). По ряду прогнозно-поисковых критериев и признаков рудопроявление имеет сходство с «карлинским» типом, к которому согласно исследованиям М. М. Константинова следует относить объекты характеризующиеся известково-глинистым составом разреза рудовмещающих толщ, стратифицированным характером минерализованных зон и рудных тел, прожилково-вкрапленным оруденением, сульфидным составом руд с тонкодисперсными (микронными) выделениями золота в сульфидах (Константинов, 2000). Следует отметить, что выполненный комплекс поисковых исследований включал незначительный объем горно-буровых работ и для выявления промышленной золоторудной минерализации на рудопроявлении необходимо осуществление дополнительных поисково-(разведочных) работ. В этой связи, вопрос об отнесении объекта исследований к «карлинскому» типу остается дискуссионным.

Заключение. Наиболее важным научно-практическим результатом поисковых работ является то, что впервые на Енисейском кряже установлена золотоносность углеродсодержащего терригенно-карбонатного комплекса среднего рифея. Выявленные крупнообъемные штокверкоподобные золотоносные минерализованные зоны с невысокими средними содержаниями золота следует относить к золото-(кварц)-сульфидному геолого-промышленному типу.

Список литературы

1. *Иванов А. И.* Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.

2. *Иванов А. И.* Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы, 2014. № 1. С. 36-42.

3. *Константинов М. М.* Золоторудные месторождения типа карлин и критерии их выявления // Руды и металлы, 2000. № 1. С. 70-76.

4. *Мансуров Р. Х., Зеликсон Б. С., Курмаев А. В.* Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы, 2015. № 4. С. 39-50.

5. *Сазонов А. М., Романовский А. Э., Шведов Г. И., Леонтьев С. И., Звягина Е. А.* Ведугинское золото-сульфидное месторождение (Енисейский кряж) // Руды и металлы, 1994. № 2. С. 86-97.

6. *Сердюк С. С., Коморовский Ю. Е., Зверев А. И., Ояберь В. К., Власов В. С., Бабушкин В. Е., Кириленко В. А., Землянский С. А.* Модели месторождений золота Енисейской Сибири // под ред. С. С. Сердюка. Красноярск, 2010. 584 с.

7. *Фисенко В. Г., Макаров В. А.* Геохимические критерии и термодинамические условия локалиции золоторудной минерализации Северо-Восточного склона Енисейского кряжа // Современные проблемы науки и образования. 2013. № 6. URL: http://cyberleninka.ru/article/n/geohimicheskie-kriterii-i-termodinamicheskie-usloviya-lokalitsii-zolotorudnoy-mineralizatsii-severo-vostochnogo-sklona-eniseyskogo (дата обращения: 27.06.2016)

8. *Sazonov A. M., Ananyev A. A., Poleva T. V., Khokhlov A. N., Vlasov V. S., Zvyagina E. A., Fedorova A. V., Tishin P. A., Leontyev S. I.* Gold-ore Metallogeny of the Yenisey Ridge: Geological-Structural Province, Structural Types of ore Fields // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. 2010. V. 4. № 3. P. 371-395.

К вопросу о происхождении пород южного обрамления расслоенного мафит-ультрамафитового Мончегорского плутона (Кольский полуостров)

Мирошникова Я. А., Мартынов Е. В.
ГИ КНЦ РАН, miroshnikova@geoksc.apatity.ru

Расслоенный мафит-ультрамафитовый Мончегорский плутон (Мончеплутон) расположен в центральной части Кольского полуострова. Авторами было детально изучено геологическое строение массива Южносопчинский (ЮСМ) и участка Морошковое озеро, расположенных в его южном обрамлении.

Данная территория имеет весьма сложное геологическое строение. Породы, слагающие ЮСМ и участок Морошковое озеро, представлены разнозернистыми и среднезернистыми мезо-меланократовыми норитами, среднезернистыми пироксенитами и оливинсодержащими пироксенитами, причём колебания содержания плагиоклаза в мелано-мезократовых норитах и пироксенитах дают весьма размытые границы между разновидностями этих пород. Расслоенный комплекс имеет резкий контакт с крупнозернистыми, местами среднезернистыми, габброноритами Мончетундровского массива. Контакт между расслоенным комплексом и габброноритами представлен оторочкой хлорит-амфиболового состава, которая имеет мощность от 5 см до 1 м. Вблизи контакта породы расслоенного комплекса сильно изменены и тектонизированы.

Расслоенный комплекс и среднезернистые габбронориты Мончетундры пересекаются жильными образованиями двух типов: 1) плагиоклаз-пироксенового состава; 2) амфибол-кварц-плагиоклазового состава. Жильные тела имеют сложную морфологию, мощность тонких жилок составляет первые сантиметры, в раздувах мощность жильных тел достигает 1,5-2 м. С жильными телами связана сульфидная, оксидная и платинометалльная минерализация (максимальное содержание ЭПГ+Au достигает 1,8 г/т).

Вопрос о происхождении ЮСМ является предметом дискуссий многих исследователей. Существует мнение, что образование ЮСМ может быть связано с завершающей магматической фазой формирования Мончеплутона (Ивченко, Давыдов, 2009). Напротив, ряд исследователей (Гроховская и др., 2003; Чащин и др., 2016) полагают, что по составу и характеру ритмичной, фазовой и скрытой расслоенности породы ЮСМ близки дифференциатам ритмично-расслоенной и ульраосновной зон центральной части Мончетундровской интрузии и могут быть фрагментами последней.

Проведённые нами исследования позволяют сделать вывод о том, что южное обрамление Мончегорского плутона представляет собой зону сочленения двух крупных раннепротерозойских расслоенных интрузивов – Мончеплутона и Мончетундровской интрузии. Расслоенный комплекс ЮСМ и участка Морошковое озеро относится к породам Мончеплутона, а среднезернистые габбронориты являются частью Мончетундровской интрузии.

Для определения генезиса пород южного обрамления Мончеплутона нами было проведено сравнение химических составов горных пород расслоенного и жильного комплекса ЮСМ (НорЮ и жЮС соответственно), участка Морошковое озеро (НорМ и жМОР соответственно), габброноритов этих двух участков (ГабЮ), пород субширотной ветви Мончеплутона (массивы Сопча, Нюд, Поаз (СНП)) и пород, слагающих

верхнюю и нижнюю части Мончетундры (МЧТверх и МЧТниз, соответственно). Исследование проводилось путём сравнения выпуклых оболочек фигуративных точек химических составов пород данных объектов между собой с помощью алгоритма «полоска» (Фомин, 1976). Для тех групп, оболочки которых пересекались, мы использовали критерий Пури-Сена-Тамуры (Коган Р.И. и др., 1986) для определения статистической значимости отличий их многомерных средних, а для определения степени близости между объектами были использованы значения статистики Пури-Сена-Тамуры.

В качестве эталонов были выбраны группы химических составов пород СНП, МЧТверх и МЧТниз. В результате изучения было установлено, что выпуклые оболочки фигуративных точек химических составов этих групп не пересекаются, что говорит о существенном отличии друг от друга химических составов пород, слагающих эти объекты. Таким образом, породы верхней и нижней частей Мончетундры и субширотной ветви Мончеплутона (массивы Сопча, Нюд, Поаз) верны в качестве эталонных объектов.

Было также установлено, что выпуклые оболочки фигуративных точек химических составов пород ЮСМ и участка Морошковое озеро также не пересекаются между собой, кроме выпуклых оболочек групп НорМ и ГабЮ. Согласно критерию Пури-Сена-Тамуры при выбранном уровне значимости 0,05, получены статистически значимые отличия средних химических составов пород этих групп (значит, породы НорМ и ГабЮ статистически отличаются друг от друга). Итак, породы жильного и расслоенного комплекса участка Морошковое озеро, породы жильного и расслоенного комплекса ЮСМ и габбронориты обоих участков являются породами с различными химическими составами, поэтому можно приступить к сравнению пород этих участков с породами эталонных объектов.

В результате дальнейших исследований было установлено, что фигуративные точки химических составов пород НорЮ и НорМ ближе всего лежат к выпуклой оболочке фигуративных точек СНП. Значит, породы расслоенного комплекса ЮСМ и породы расслоенного комплекса участка Морошковое озеро схожи по химическому составу с породами субширотной ветви Мончеплутона и статистически значимо отличаются от пород верхней и нижней частей Мончетундры. Фигуративные точки химических составов пород жЮС и жМОР лежат одинаково близко к выпуклым оболочкам СНП и МЧТниз. Таким образом, породы жильного комплекса ЮСМ и породы жильного комплекса участка Морошковое озеро по своему химическому составу занимают промежуточное положение по отношению к породам субширотной ветви Мончеплутона и нижней части Мончетундры. Фигуративные точки химических составов пород ГабЮ лежат одинаково близко к выпуклым оболочкам всех наших эталонных объектов. Значит, химические составы габброноритов ЮСМ и участка Морошковое озеро статистически близки к химическим составам всех наших эталонных объектов, что противоречит имеющимся геологическим и статистическим наблюдениям, поэтому вопрос габброноритов изучаемых нами объектов остаётся открытым.

Итак, проведённые исследования показали, что породы расслоенного комплекса ЮСМ и участка Морошковое озеро статистически близки к породам субширотной ветви Мончеплутона, а породы жильного комплекса этих участков занимают промежуточное положение по отношению к породам субширотной ветви Мончеплутона и нижней части Мончетундры. Вопрос принадлежности габброноритов ЮСМ и Морошкового озера требует дальнейшего изучения.

Список литературы

1. *Гроховская Т. Л., Бакаев Г. Ф. Шолохнев В. В. и др.* Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т.45, № 4. с. 239-352.

2. *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. Сборник материалов проекта, выпуск II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 70-78.

3. *Коган Р. И., Белов Ю. П., Родионов Д. А.* Статистические ранговые критерии в геологии. М.: Недра, 1986.
4. *Чащин В. В., Баянова Т. В., Митрофанов Ф. П., Серов П. А.* Малосульфидные платинометальные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рунных месторождений. 2016. Т. 58. № 1. С. 41-63.
5. *Фомин В. Н.* Математическая теория обучаемых опознающих систем. Л. Изд. ЛГУ, 1976, 234 с.

Мацеральный состав и степень преобразованности органического вещества доманиковых отложений Тимано-Печорского бассейна

Пронина Н. В.[1], Лужбина М. С.[2]
Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, [1]nvproncl@mail.ru,[2]luzhbinam@gmail.com

Доманиковые отложения Тимано-Печорского бассейна (ТПБ) в настоящее время приобретают огромное значение в нефтяной отрасли как источник сланцевой нефти. Они представляют собой кремнисто-глинисто-карбонатные отложения с повышенным количеством органического углерода ($C_{орг}$) (до 40 % $C_{орг}$ в г. Ухта).

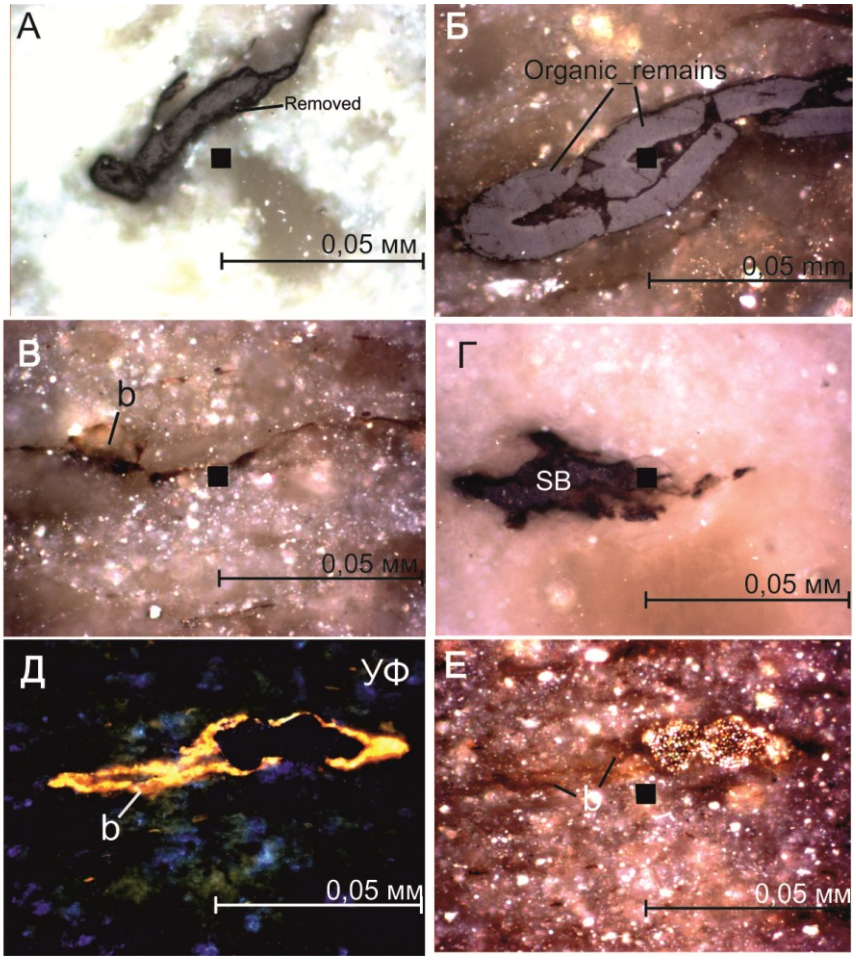


Рис. 1. Типы вещества Тимано-Печорского НГБ. А – скв. С. Хыльчуюская_7 (обр_8), removed – переотложенное ОВ, представленное различными обломками, фрагментами причудливой формы; Б – скв. Нямюрхитская_10 (обр_1), organic remains – биокласты, остатки различных организмов; В – скв. Нямюрхитская_10 (обр_1), b – битумы, пленки , примазки, налеты на минеральной матрице; Г – скв. Ронаельская (обр_20), solid bitumen – твердый битум, оставшаяся твердая часть ОВ; Д и Е – скв. Пальникская (обр_22), b – битумы в ультрафиолетовом (Д) и в простом (Е) свете.

Эти отложения изучались авторами петрографическими методами в простом и ультрафиолетовом свете, также сделаны замеры показателя отражения (ГОСТ 12113-94; ГОСТ 9414.2-93; ГОСТ 9414.3-93). В результате исследований выделено три вида мацералов (рис.1): 1 – переотложенное органическое вещество (ОВ) (на рис. обозначены «removed»), 2 – битуминит («b» и «SB»), 3 – биокласты, остатки различных организмов («organic remains»). Основным и породообразующим среди них является второй тип – битуминит (Taylor et al., 1991). Также его называют протобитумом (Luo et al., 2014) или твердым битумом (Landis et al., 1994). Битуминит представляет собой аморфное органическое вещество, оно считается автохтонным, нефтематеринским и водорослевым по происхождению. Именно по нему замерен показатель отражения RVb, который составил 0.5-0.8 %, что в пересчете на RVeq равняется 0.7-1.0 % (Jacob, 1985). Это говорит о том, что отложения находятся в главной зоне нефтеобразования. Об этом также говорят признаки нефтегенерации: появление битумных оторочек, изменение цвета липтинитовых мацералов в простом и ультрафиолетовом цвете.

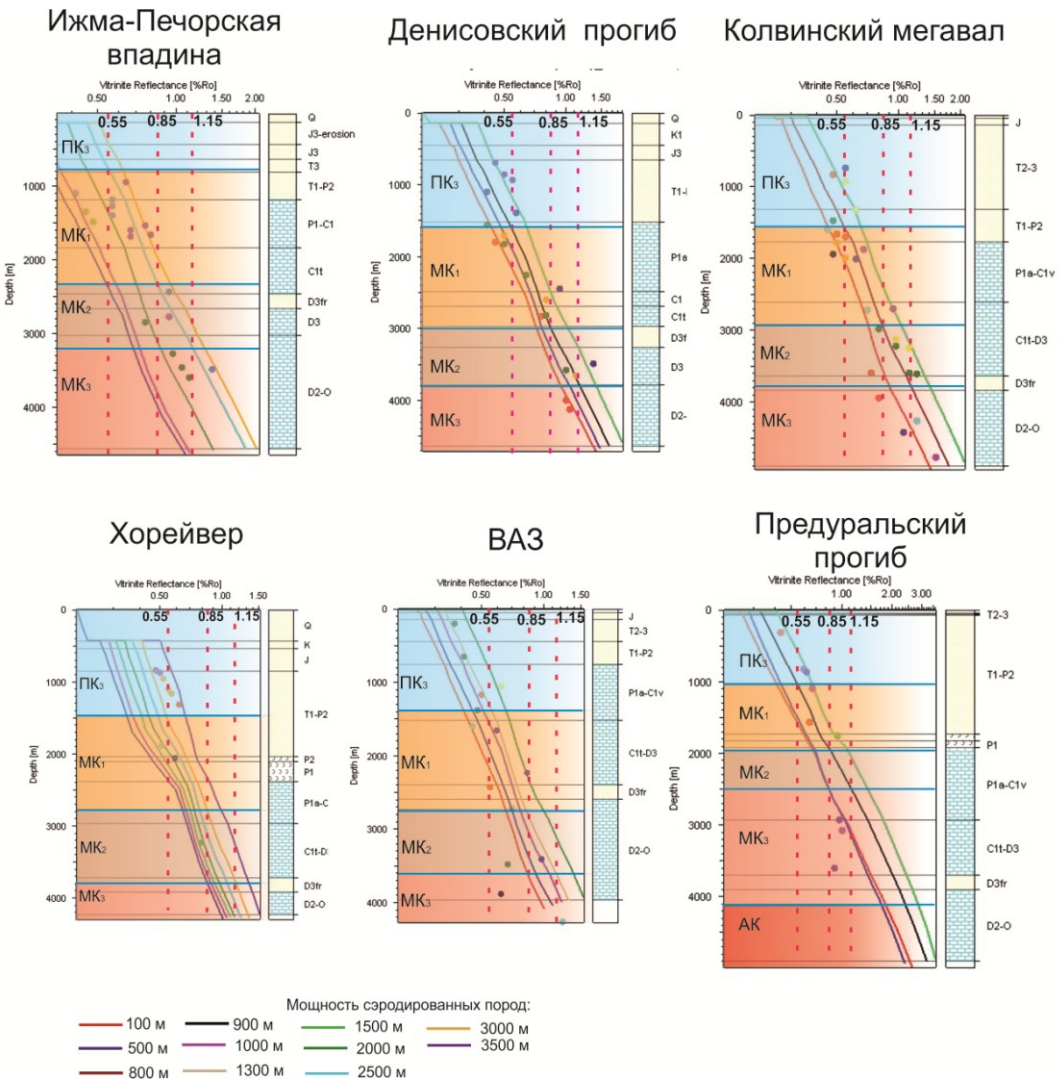


Рис. 2. Зоны катагенеза тектонических районов Тимано-Печоры.

Также было сделано 1D-моделирование бассейна в программе Petromod 2015.1 Schlumberger для следующих районов: Ижма-Печорской впадины, Денисовского прогиба, Колвинского мегавала, Варандей-Адзвинской структурной зоны, Хорейверской впадины и Предуральского прогиба (рис.2).

Моделирование позволило установить границы катагенеза для этих зон и определить тепловой поток. Зона $МК_1$ имеет в среднем мощность 1200-1400 м (от 800 до 1400 м), $МК_2$ – 1000 м. Тепловые потоки, использованные в моделировании, и выявленная катагенетическая зональность продемонстрировали сходность для большинства тектонических районов. В среднем, тепловой поток составил 45-65 мВ/м^2. В Предуральском прогибе выявлен повышенный поток (до 74 мВ/м^2), о чем свидетельствуют самые малые мощности зон катагенеза, что обычно для районов с высокими геотермическими градиентами.

По классификации осадочных бассейнов Робера (Robert P., 1985) 5 районов являются районами с нормальным геотермическим режимом (тепловой поток 45-65 мВ/м^2), и Предуральский прогиб (тепловой поток до 74 мВ/м^2) является районом с повышенным «гипертермальным» режимом.

Список литературы

1. ГОСТ 12113-94. Угли бурые, каменные, антрациты, твердые рассеянные органические вещества. Метод определения показателей отражения.

2. ГОСТ 9414.2-93. Методы петрографического анализа углей. Ч. 2: метод подготовки образцов.

3. ГОСТ-9414.3-93. Методы петрографического анализа углей. Ч. 5: метод определения показателя отражения витринита с помощью микроскопа.

4. *Jacob H.* Disperse solid bitumens as an indicator for migration and maturity in prospecting for oil and gas // Erdol & Kohle Erdgas Petrochemie. 1985. V. 38. P. 365-365.

5. *Landis C. R., Castaño, J. R.* Maturation and bulk chemical properties of a suite of solid hydrocarbons // Org. Geochem. 22. 1995. P.137-149.

6. *Luo QY, Zhong NN, Qin J, Li KW, Zhang YQ, Wang YN, Ma L* Thucholite in Mesoproterozoic shales from northern China: occurrence and indication for thermal maturity // International Journal of Coal Geology. 125. 2014. P. 1-9.

7. *Robert P.* Histoire Géothermique et Diagenése Organique. Elf Aqutaine. 1985. 345 P.

8. *Taylor G. H., Susie Y. L., Teichműller.* Bituminite – A TEM view // International Journal of Coal Geology. 1991. V. 18. Is. 1-2. P. 71-85.

Тальк-карбонатные породы Черновского месторождения в Сысертской провинции (Средний Урал)

Русина А. С., Петрова А. В.

СПбГУ, г. Санкт-Петербург, st033629@student.spbu.ru

В 1770 году Сысертский рудознатец Калугин нашел в окрестностях поселка Сысерть месторождение талька. Разработка Черновского месторождения началась в 1843 году, а в 1849 году проводились опыты и опробование тальковых кирпичей для выкладки пода пудлинговых печей. Добычу талька вели открытым способом – карьером.

В 1905 году на дне выработанного карьера стали просачиваться грунтовые воды, и поэтому добычу пришлось прекратить. После революции, в первые годы советской власти, разработка талькового камня время от времени возобновлялась. В начале XX века уральские металлургические заводы стали переходить на другой огнеупор – динас, поэтому спрос на природный тальк серьёзно сократился. А в 1927 году было открыто крупнейшее в стране месторождение талькового камня – Шабровское, и добыча талька под Сысертью окончательно прекратилась.

Черновское месторождение находится в 5 км к западу от г. Сысерть и представляет жилу тальк-карбонатных пород, залегающую среди тальково-слюдистых и слюдисто-графитовых сланцев. Простирание толщи северо-западное 22°, падение на юго-запад под углом 52 °. Мощность толщи около 40 м. Запасы составляют ориентировочно 10 млн тонн (Солодкий и др., 2009). Во многих местах месторождение нарушено кварцевыми прожилками различной мощности. В толще талька часто попадается вкрапленность чешуек

слюды, роговой обманки, полевого шпата, магнетита, кварца, кальцита (Иванов, 1925). Целью настоящего исследования явилось изучение минерального состава тальк-карбонатных пород Черновского месторождения по имеющимся образцам и химического состава минералов, слагающих породы. Рассмотрен вопрос генетической принадлежности пород.

Изучаемые породы представляют собой тальк-карбонатные сланцы с примесью гематита (рис.1), что является весьма характерным парагенезом для талька пропилитовой формации Урала (Спиридонов и др., 2000). Карбонаты, в свою очередь, представлены магнезитом и доломитом. Устойчивость в породе таких минералов, как тальк, магнезит и доломит, содержащих Ca и Mg, обусловлена тем, что при процессах пропилитизации различных генетических типов, в отличие от грейзенизации и образования вторичных кварцитов, не происходит интенсивного выщелачивания катионов. Уменьшение же числа минералов по сравнению с количеством компонентов породы связано с тем, что многие химические элементы, такие как Ca и Mg, изоморфно замещают друг друга, формируя одну твердую фазу.

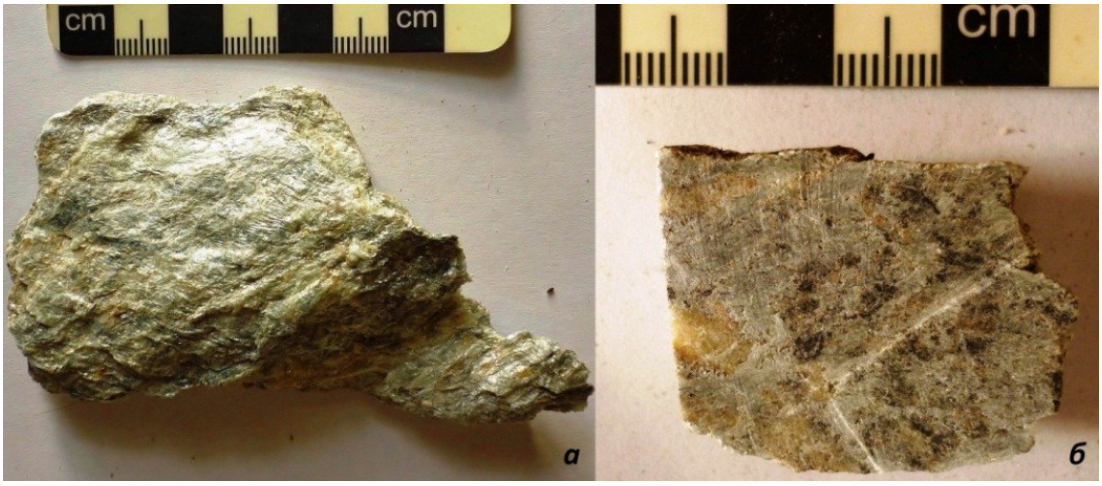


Рис. 1. Фотографии образцов тальк-карбонатных пород Черновского месторождения: а – параллельно сланцеватости, б – перпендикулярно сланцеватости.

В ходе изучения шлифов под микроскопом Leica DMLP были сделаны снимки и изучена структура породы. Структуру всей породы можно охарактеризовать как фибробластическую. Тальк принимает преимущественно спутанноволокнистые формы, в некоторых местах замечены мелкочешуйчатые и сноповидные агрегаты. Карбонатные минералы преимущественно представлены мелкокристаллическими агрегатами (рис.2), хотя и были отмечены достаточно крупные одиночные кристаллы карбонатов как на рис.3. В карбонатных минералах ярко выражена спайность по ромбоэдру. Минералы в породе распределены неравномерно, что обусловлено присутствием в породе полос, обогащенных тальком, и полос, обогащенных карбонатом.

Также в ходе работы был проведен микрозондовый анализ для изучения качественного и количественного состава минералов, слагающих породу, и рассчитаны их формулы. Измерения проводились в центре изотопных исследований ФБУ ВСЕГЕИ им А. П. Карпинского на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500, оборудованным энерго-дисперсионным спектрометром Link Pentafet (Oxford Instruments, Si(Li) детектор с площадью 10 мм^2 и разрешительной способностью 138 eV (на MnKa)). Перед проведением исследования поверхность полированных образцов напылялась углеродом. Условия проведения микроанализа: ускоряющее напряжение – 20 kV, рабочее расстояние – 35 мм, величина

тока зонда (на цилиндре Фарадея) – 0.5 nA, механизм коррекции матричных эффектов – XPP (программный пакет INCA Energy), время накопления спектров – 70 сек (без учета мертвого времени). В качестве стандартов использовались аттестованные природные и синтетические материалы. Расчёт был произведен с помощью программы Excel, исходные химические составы и полученные коэффициенты для талька, магнезита и доломита представлены в табл.1 и 2. Рудный минерал представлен преимущественно гематитом с содержанием Cr_2O_3 до 19 %, что в свою очередь является свидетельством апогипербазитового генезиса изучаемых пород.

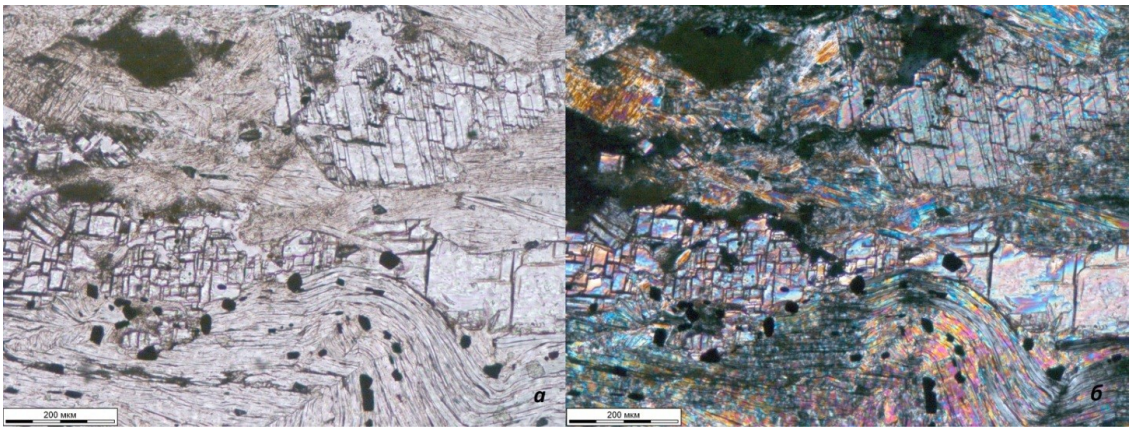


Рис. 2. Изображение породы под микроскопом при 10х увеличении: а – в плоскополяризованном свете, б – при скрещенных Николях.

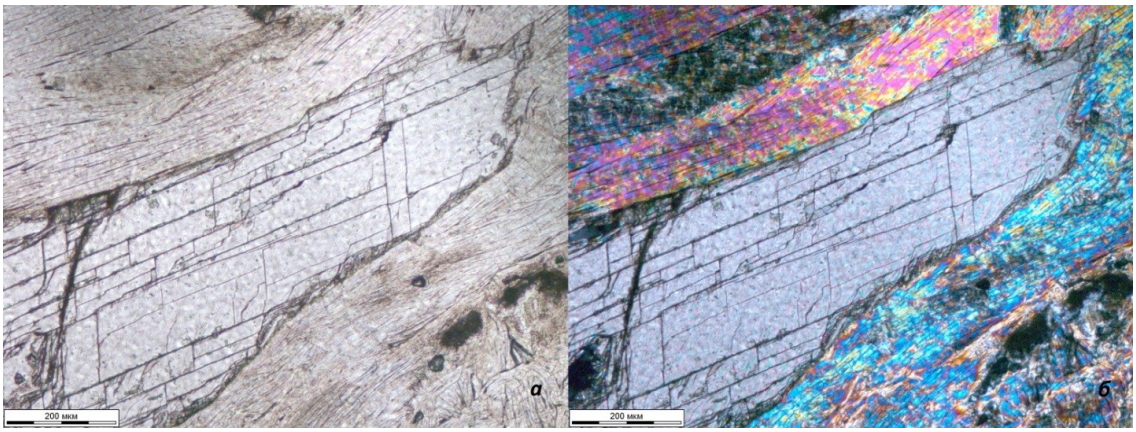


Рис. 3. Изображение породы под микроскопом при 10х увеличении: а – в плоскополяризованном свете, б – при скрещенных Николях.

Таблица 1. Химические составы и полученные коэффициенты для талька

Составы талька, рассчитанные на 7 катионов												
	№ 1-4		*№ 1-6*		*№ 3-12*		*№ 4-4*		*№ 4-5*		*№ 5-7*	
	мас. %	коэф.	мас. %	коэф.	мас. %	коэф.	мас. %	коэф.	мас. %	коэф.	мас. %	коэф.
MgO	30,44	2,89	27,82	2,92	28,42	3,06	29,05	2,90	31,34	2,88	32,12	2,99
Al_2O_3	0,80	0,06	1,08	0,09	7,47	0,64	4,99	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO_2	61,58	3,92	54,42	3,83	41,40	2,99	51,45	3,45	64,83	4,00	62,57	3,91
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,95	0,03	0,76	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	2,50	0,13	2,89	0,17	4,84	0,29	3,92	0,22	2,39	0,12	1,97	0,10
NiO	0,42	0,02	0,54	0,03	0,58	0,03	0,00	0	0,50	0,02	0,00	0,00

Таблица 2. Химические составы и полученные коэффициенты для магнезита и доломита

Составы магнезита, рассчитанные на 1 катион								
	№ 2-3		*№ 2-6*		*№ 5-8*		*№ 5-9*	
	мас.%	коэф.	мас.%	коэф.	мас.%	коэф.	мас.%	коэф.
MgO	35,89	0,84	36,94	0,88	38,28	0,92	35,79	0,83
CaO	0,42	0,01	0,45	0,01	0,58	0,01	0,00	0,00
MnO	0,28	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	11,51	0,15	8,08	0,11	5,27	0,07	12,99	0,17
Составы доломита, рассчитанные на 2 катиона								
	№ 5-3		*№ 5-4*		*№ 5-5*		*№ 5-6*	
	мас.%	коэф.	мас.%	коэф.	мас.%	коэф.	мас.%	коэф.
MgO	18,14	0,88	18,14	0,88	18,84	0,90	18,47	0,89
CaO	28,83	1,00	29,05	1,01	29,09	1,00	29,08	1,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	4,26	0,12	3,95	0,11	3,96	0,11	4,01	0,11

В одной из своих работ С. А. Коренбаум выделил несколько основных генетических типов среди месторождений талька и тальк-карбонатных пород мира: 1) образовавшиеся в результате метасоматических процессов в гипербазитах, магнезиальных скарнах и магнезитах; 2) формировавшиеся при метаморфизме осадочных и вулканических пород, богатых магнием; 3) связанные с доломитами. Основываясь на этих данных и данных, полученных при изучении минерального и химического состава исследуемых пород, нами было предположено, что тальк-карбонатные породы Черновского месторождения относятся к пропилитовой формации, связанной с воздействием более поздних развитых на площади интрузий гранодиоритов на серпентиниты, вмещающей месторождения талька и талькомагнезита. Образование карбоната и талька обусловлено низкотемпературным преобразованием ультрамафитов, связанным с биметасоматическим воздействием внедряющихся интрузий и вмещающих пород (Зайков, 2006).

Благодарности. *Авторы благодарны своим руководителям, сотрудникам кафедры петрографии СПбГУ Е. В. Путинцевой и Е. Ю. Акимовой. С. А. Русину и С. Л. Кравчук – за помощь в отборе и транспортировке образцов. Микрозондовый анализ осуществлялся в ЦИИ ВСЕГЕИ аналитиком А. В. Антоновым.*

Список литературы

1. *Зайков В. В.* Минерагения тальк-кальцитовой и тальк-магнезитовой формаций Урала // XII Чтения памяти А. Н. Заварицкого. Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 205-208

2. *Иванов А. Н.* Месторождения талька в Сысертском горном округе. Геологический отчет. 1925 г. Екатеринбург: ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу».

3. *Коренбаум С. А.* Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 280 с.

4. *Солодкий Н. Ф., Шамриков А. С., Погребенков В. М.* Минерально-сырьевая база Урала для керамической, огнеупорной и стекольной промышленности. Справочное пособие / Под ред. проф. Г. Н. Масленниковой.

5. *Спиридонов Э. М., Жернаков В. И., Бакшеев И. А., Савина Д. Н.* Типоморфизм талька апогипербазитовых метасоматитов Урала. Доклады Академии Наук, 2000, том 372, № 3, с. 378-380.

Оценка углеводородного потенциала доманиковых отложений Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна методом бассейнового моделирования

Санникова И. А. [1]***, Ступакова А. В.*** [2]***, Большакова М. А.*** [3]

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Кафедра Геологии и геохимии горючих ископаемых, [1]*i.sannikova@oilmsu.ru,* [2]*a.stoupakova@oilmsu.ru,* [3]*m.bolshakova@oilmsu.ru*

Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн (ТПБ) – один из старейших нефтедобывающих регионов России. И, хотя большинство крупных месторождений выработаны, прирост новых запасов углеводородов (УВ) в этом регионе может быть связан с наличием аутигенной нефтегазоносности («сланцевой» нефти) в среднефранских-турнейских отложениях (D3fr2-C1t), обогащенных органическим веществом (ОВ).

Доманиковые отложения – яркий пример высокоуглеродистой формации (Кирюхина и др., 2015; Ступакова и др., 2015), сложенной битуминозно-кремнисто-карбонатными породами с повышенным содержанием ОВ до 26%. Почти 190 тыс. км^2 площади доманиковых отложений накапливались в резко восстановительных относительно глубоководных обстановках (глубина моря до 200 м). Мощность этих отложений, как правило, не превышает 40 м.

Для воссоздания геолого-геохимической истории развития и оценки углеводородного потенциала доманиковых отложений ТПБ был использован метод бассейнового моделирования. Этот метод основан на осадочно-миграционной теории происхождения нефти, согласно которой УВ образуются в результате деструкции керогена ОВ. Согласно этой теории нефтегазоносность любого осадочного бассейна обусловлена следующими основными процессами: накопление исходного ОВ в субаквальных отложениях, преобразование ОВ на стадиях литогенеза и образование УВ, их эмиграция из нефтематеринской толщи (НМТ), последующая миграция и поступление в коллектор.

Для проведения двумерного бассейнового моделирования нами был использован программный пакет Petromod Schlumberger 2015. Были смоделированы четыре сейсмогеологических разреза из опубликованных источников. Три профиля ЮЗ-СВ простирания (RS-01, RS-15, RS-17), а один профиль RS-12 – субмеридионального простирания (Кирюхина и др., 2015). Расположение моделируемых профилей на территории Тимано-Печорского бассейна показано на рисунке 1.

При моделировании литология выделенных стратиграфических горизонтов задавалась с использованием процентных соотношений различных литотипов пород. Особое внимание при построении моделей уделялось литологическому составу доманиковых отложений (рис.2). В них учтены фациальные замещения на западе Тимано-Печорского бассейна кремнисто-карбонатных доманиковых пород глинистыми известняками, которые не способны генерировать углеводороды, и не являются НМТ.

Распределение температур в осадочном чехле, полученное при моделировании, сопоставлялось с замерами в скважинах и картой геоизотерм в отложениях верхнефранско-турнейского комплекса ТПБ (Зытнер, Мигунов, 1988).

Закладываемые геохимические параметры доманиковой НМТ, а именно – содержание органического углерода (TOC), водородный индекс (HI) и тип ОВ, представлены в таблице 1 для различных тектонических элементов. Доманиковые отложения содержат преимущественно II тип керогена и характеризуются высоким генерационным потенциалом. Значения исходных содержаний органического углерода были «реконструированы» по методике, предложенной С.Г. Неручевым (Справочник …, 1998). Значение исходного водородного индекса было получено по результатам пиролиза Rock-Eval.

Калибровка моделей осуществлялась по значениям показателя отражения витринита (ПОВ), замеренного в углепетрографической лаборатории кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ, а также пересчитанного из параметра Tmax пиролиза. На рисунке 3 показана калибровка расчетных кривых ПОВ по трем скважинам ТПБ.

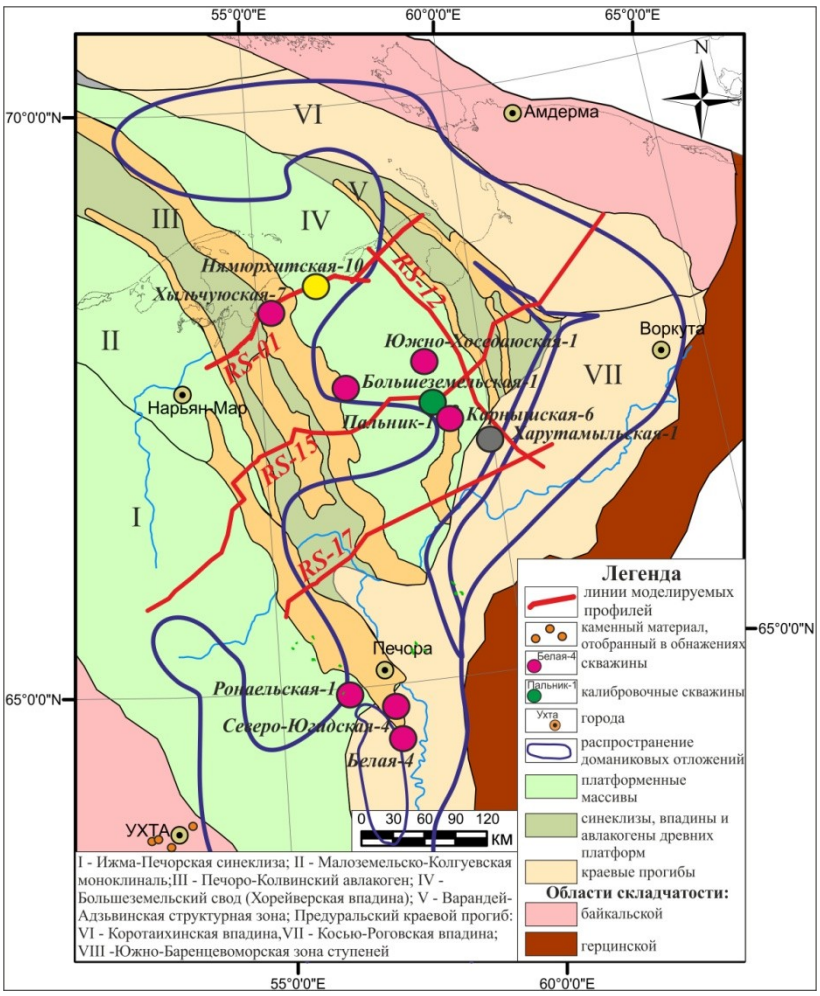


Рис. 1. Карта фактического материала и схема тектонического районирования территории Тимано-Печорского НГБ (Кирюхина и др., 2015, с изменениями).

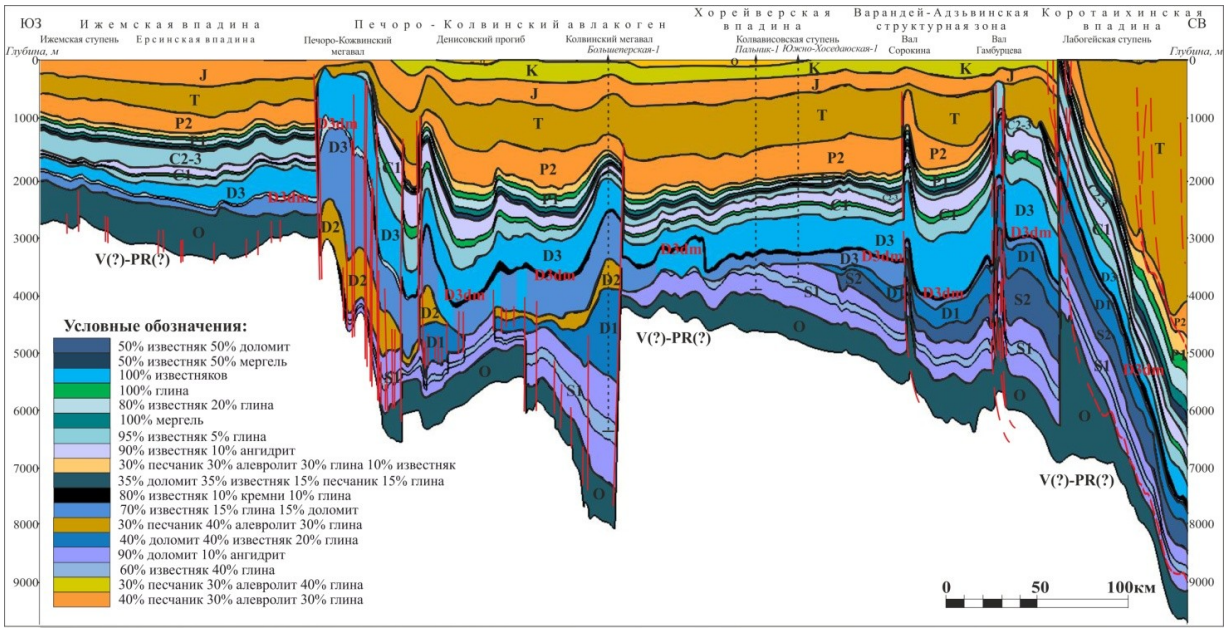


Рис. 2. Литологическая модель разреза RS-15 (длина 590 км, глубина 10,6 км).

Таблица 1. Геохимические характеристики доманиковой НМТ в различных тектонических зонах Тимано-Печорского бассейна.

	Ижма-Печорская синеклиза	***Большеземельский свод***	***Предуральский краевой прогиб***
ТОСисх, %	2,5	15,2	17,8
НИисх, мгУВ/гТОС	500	650	600
S1 + S2, мгУВ/г породы	7,1	49,7	31,2

По результатам проведенного моделирования, в пределах ТПБ верхняя граница «нефтяного окна» находится на глубине 2-2,5 км, нижняя граница «нефтяного окна» – 5-5,7 км. Доманиковые отложения на современном этапе развития бассейна находятся в главной зоне нефтеобразования (ГЗН) в пределах Хорейверской впадины, Варандей-Адзьвинской структурной зоны и Печоро-Колвинского авлакогена. В главную зону газообразования (ГЗГ) доманик попадает в пределах Предуральского краевого прогиба.

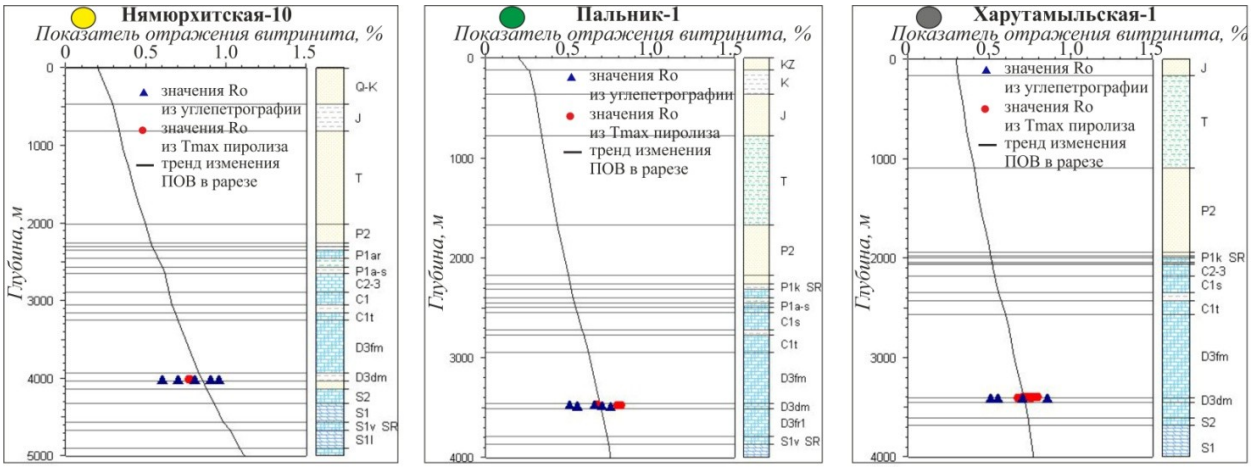


Рис. 3. Калибровка моделей по показателю отражения витринита (Ro) скважин Нямюрхитская-10, Пальник-1 и Харутамыльская-1 ТПБ.

В Печоро-Колвинском авлакогене доманиковая НМТ начала генерировать жидкие УВ в средне-позднепермское время, а в пределах Хорейверской впадины доманик достиг ГЗН в анизийском веке среднетриасовой эпохи.

В пределах Хорейверской впадины индекс трансформации ОВ составляет 10-20 %. В наиболее погруженных частях Печоро-Колвинского авлакогена коэффициент трансформации ОВ достигает 40-60 %. В Коротаихинской впадине степень преобразования доманикового ОВ изменяется от 20 до 90 %. На территории Варандей-Адзьвинской зоны доманик реализовал свой потенциал на 10-40 %, однако на валах Сорокина и Гамбурцева индекс трансформации ОВ не превышает 10 %.

После анализа степени зрелости ОВ доманиковой НМТ был проведен анализ плотностей генерации доманиковой НМТ в различных тектонических зонах. Согласно полученным результатам, для доманиковой НМТ плотность генерации изменяется от 0 до 7 т УВ/м^2. На территории Печоро-Колвинского авлакогена плотность генерации УВ домаником составляет 0,6-1,2 т УВ/м^2, а в пределах Колвинского мегавала – 0-0,6 т УВ/м^2. В Варандей-Адзьвинской структурной зоне доманик генерирует 0,6-1,8 т УВ/м^2, лишь на территории валов Сорокина и Гамбурцева плотность генерации не превышает 0,6 т УВ/м^2. В Коротаихинской и Косью-Роговской впадинах наблюдается наибольшая плотность генерации УВ домаником, где она достигает 5,4 т УВ/м^2. Используя полученные данные по плотности генерации УВ домаником, была составлена карта плотностей генерации УВ для доманиковой НМТ (рис.4).

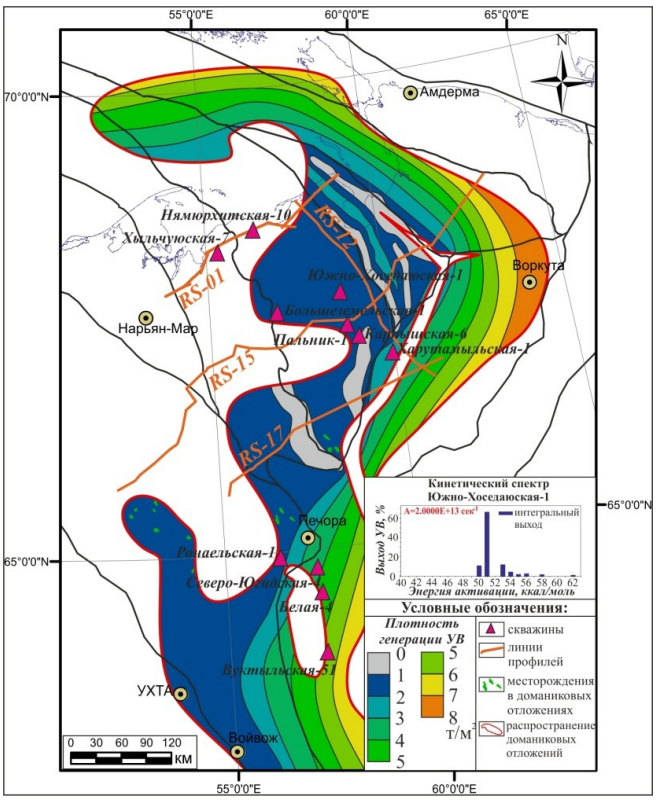


Рис. 4. Карта плотности генерации УВ доманиковой НМТ при использовании лабораторного кинетического спектра.

Согласно полученным результатам видно, что оконтуриваются зоны с низкой плотностью генерации 0-0,6 т УВ/м^2 (вал Гамбурцева, Усинский вал, Макариха-Салюкинская антиклинальная зона). Оценив площади распространения доманиковой НМТ, которым соответствуют сходные значения плотностей генерации, были рассчитано общее количество сгенерированных углеводородов по формуле:

$$G = \sum S(\rho) * \rho, \text{ где}$$

G – сумма сгенерированных доманиковой НМТ углеводородов, т УВ;

S(ρ) – площадь доманиковой НМТ с плотностью генерации ρ, м^2;

ρ – плотность генерации углеводородов, т/м^2.

Так, величина сгенерированных доманиковой НМТ ресурсов составляет 655000 млн т. УВ. Проведенный анализ степени реализации генерационного потенциала доманиковых отложений позволил оценить объемы сгенерированных углеводородных ресурсов, которые могут являться не только НМТ, но и возможным «нетрадиционным» коллектором.

Список литературы

1. *Зытнер Ю. И., Мигунов Л. В.* Термобарические условия существования залежей углеводородов Европейского Северо-Востока СССР // Печорский нефтегазоносный бассейн (геология, геохимия) / АН СССР, Коми НЦ УрО, Ин-т геологии. Сыктывкар, – 1988. – Вып. 64. – С. 70-81.

2. *Кирюхина Т. А., Большакова М. А., Ступакова А. В., Коробова Н. И., Пронина Н. В., Сауткин Р. С., Суслова А. А., Мальцев В. В., Сливко И. Э., Лужбина М. С., Санникова И. А., Пушкарева Д. А., Чупахина В. В., Завьялова А. П.* Литолого-геохимическая характеристика доманиковых отложений Тимано-Печорского бассейна // Георесурсы. – 2015. – № 2. – С. 87-100.

3. Справочник по геохимии нефти и газа. *Неручев С. В.* СПб.: Издательство «Недра». – 1998. – 576 с.

4. *Ступакова А. В., Фадеева Н. П., Калмыков Г. А., Богомолов А. Х., Кирюхина Т. А., Коробова Н. И., Шарданова Т. А., Суслова А. А., Сауткин Р. С., Полудеткина Е. Н., Козлова Е. В., Митронов Д. В., Коркоц Ф. В.* Поисковые критерии нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна // Георесурсы. – 2015. – № 2 (61). – С. 77-86.

Вещественный состав перидотит-габбрового массива Орцог-Ула и связанного с ним Cu-Ni-ЭПГ оруденения (Западная Монголия)

Шаповалова М. О.[1,2], Шелепаев Р. А.[2], Толстых Н. Д.[2] Калугин В. М.[2]
[1]Новосибирский государственный университет, НГУ, shipchiki@mail.ru
[2]Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН

Характеристика массива. Массив Орцог-Ула (2 х 2.5 км) находится на северном склоне Хангайского нагорья, в левобережье р. Тамирын-Гол (Западная Монголия) (рис.1а), его центральная часть расположена на вершине Ундэр-Орцог-Ула (1740,0 м). Совместно с массивом Дулан-Ула, расположенном в нескольких км юго-западнее, и другими массивами они образуют Тамирский ареал интрузивов тамирского комплекса (PZ_1) (Изох и др., 1990). Хангайское нагорье относиться к северо-монгольскому мегаблоку Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Массив прорывает метаморфические толщи, сложенные кварцитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, и прорывается, в свою очередь, единичными дайками гранитоидов. Полученные нами новые данные по интрузии Орцог-Ула (рис.1б) позволили уточнить ранее опубликованную карту (Изох и др., 1990).

Массив состоит из двух фаз внедрения: 1) ритмично-расслоенные перидотиты и габброиды (без биотита); 2) биотитсодержащие амфибол-оливиновые мезогаббро, содержащие сульфиды в виде округлых скоплений и мелкой рассеянной интерстициальной вкрапленности. В 1-ой фазе массива наблюдается чередование пород снизу вверх по разрезу (в современных координатах) от лейкократовых к меланократовым в каждом ритме расслоенной серии. Это не согласуется с последовательностью пород в интрузиях с нормальным залеганием (Уэйджер и Браун, 1970), в которых наблюдается обратная картина. Можно предположить, что массив Орцог-Ула находится в перевернутом залегании. 2-я фаза характеризуется отсутствием расслоенности.

Главные минералы обеих фаз массива: оливин, плагиоклаз, орто-, и клинопироксен. Для пород второй фазы типичны второстепенные амфибол и биотит. Ультраосновные породы характеризуются кумулятивной гипидиморфной структурой, основные породы обычно обладают габбровой, реже габброофитовой и пойкилоофитовой структурами.

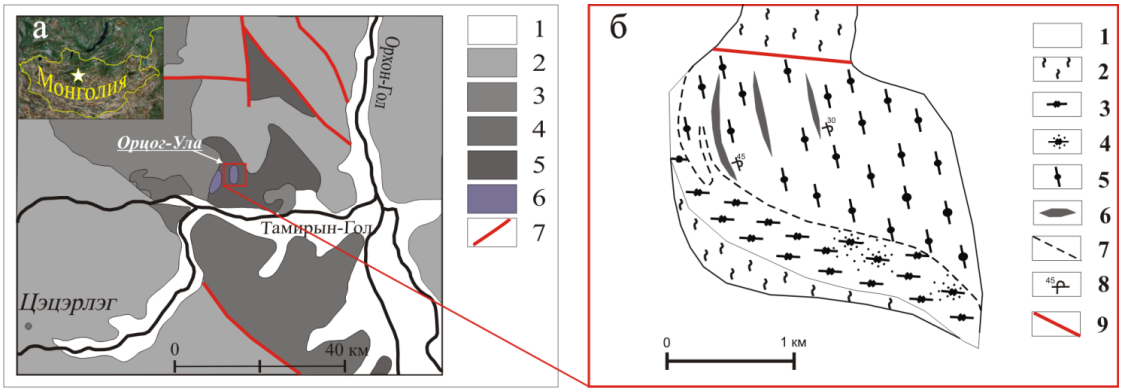


Рис. 1. а) Геологическая схема строения северного склона Хангайского нагорья: 1 – четвертичные отложения; 2 – осадочные терригенные породы (PZ3 – MZ2); 3 – базальты (PZ3); 4 – зеленые сланцы (R3 – Є1); 5 – карбонатные породы (R3 – Є1); 6 – интрузии тамирского комплекса (PZ1); 7 – разломы; б) Схема геологического строения массива Орцог-Ула по данным автора: 1 – четвертичные отложения; 2 – кристаллические сланцы и гнейсы; 3-4 – породы второй фазы: 3 – габбро и габбронориты; 4 – габброиды с сульфидной вкрапленностью; 5-6 – породы первой фазы; 5 – оливиновые габбро, габбронориты и троктолиты первой фазы; 6 – плагиоперидотиты и меланотроктолиты; 7 – контакт между фазами; 8 – опрокинутое залегание пород; 9 – разлом.

Петрохимия. По своему составу породы относятся к ультраосновным и основным. С увеличением содержания SiO_2 и уменьшением MgO в породах обеих фаз повышается содержание щелочей, что свидетельствует о тенденции накопления их в ходе развития магматической системы. С уменьшением содержания MgO возрастают концентрации Al_2O_3 и CaO, что обусловлено фракционированием оливина и плагиоклаза.

Породы 2-ой фазы отличаются от пород 1-ой фазы более высокими содержаниями щелочей, особенно K_2O (до 0,8 мас.% против 0,2 мас.%), а также P_2O_5, TiO_2 (до 0,06 и 0,5 мас. %, соответственно) при содержании MgO 17-21 мас. %. При одинаковом содержании MgO, содержания некогерентных элементов сильно различаются. Следовательно, породы обеих фаз не могут являться производными единой магмы и быть связанными процессами единого фракционирования. Насыщенность пород второй фазы щелочами отражается в их минеральном составе: они обогащены биотитом и акцессорными минералами, такими, как апатит и Ti-магнетит.

Геохимия. На графике РЗЭ все породы интрузии Орцог-Ула имеют близкое к пологому положение спектров распределения элементов с положительной европиевой аномалией различной интенсивности (рис.2а), которая определяется различным модальным содержанием плагиоклаза. В расслоенной серии пород 1-й фазы внедрения наблюдается общее увеличение концентраций РЗЭ от плагиоперидотитов до Ol-меланогаббро. Биотит-содержащие рудоносные мезогаббро 2-й фазы характеризуются максимальными содержаниями РЗЭ.

Характер мультиэлементных спектров пород обеих фаз, нормированных на состав примитивной мантии, являются однотипными. Для всех пород массива в целом выделяются положительные аномалии цезия, стронция и европия (Eu/Eu* = 1,2 до 3,8), а также отрицательные аномалии по высокозарядным элементам HFSE, таким как Ta, Nb, Zr, Hf и Ti. Породы 2-ой фазы отличаются более высокими концентрациями редких элементов по сравнению с породами первой фазы.

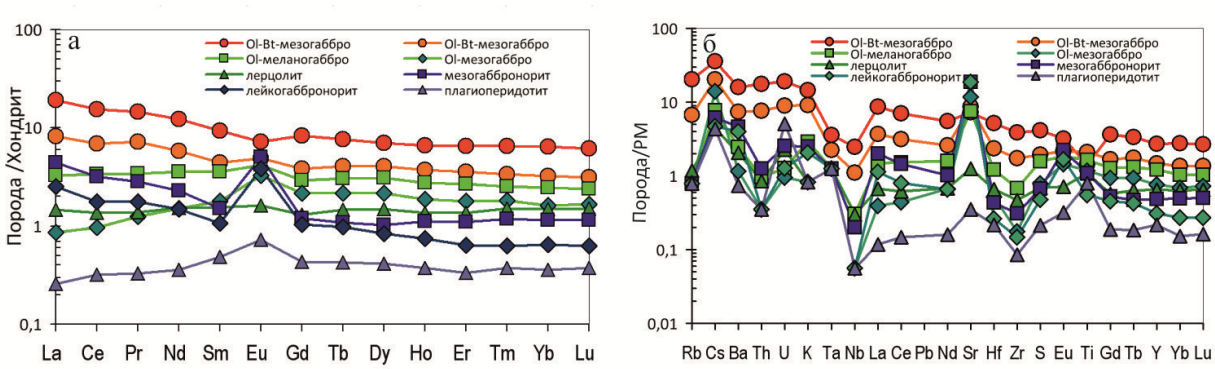


Рис. 2. а) Спектр РЗЭ нормированные по хондриту CI (Boynton et al., 1984); б) Мультиэлементный спектр нормированный на состав примитивной мантии (McDonough, 1992)

Возраст. Нами был определен возраст второй фазы массива U-Pb методом по цирконам на приборе SHRIMP 2 во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, аналитик Ларионов А. Н.). Выделенные цирконы имеют короткостолбчатый габитус и хорошо проявленную в катодолюминесценции магматическую зональность (рис. 3). Проанализированные цирконы показали конкордантный возраст около 272 млн. лет, который соответствует границе средней и поздней перми. Ar-Ar методом по монофракции биотита той же пробы возраст оказался 257,3 ± 6,5 млн лет. Вероятно, было различие во времени закрытия изотопных систем, что возможно либо при медленном остывании интрузива, либо при повторном прогревании массива до более низких температур.

Близкий возраст (256 ± 21 млн лет) имеют габбронориты расслоенной серии массива Номгон, расположенный в том же мегаблоке ЦАСП и содержит Cu-Ni-ЭПГ оруденение. Это свидетельствует о широком развитие пермского базитового магматизма в данном сегменте ЦАСП.

Cu-Ni-ЭПГ минерализация. Для биотит-содержащих оливиновых габбро 2-й фазы характерна сульфидная минерализация, которая представлена сульфидами в виде мелкой вкрапленности и округлых скоплений, размер которых достигает 7 мм. Общее содержание сульфидов в породе не превышает 1 об. %. Зона минерализации протягивается на 400 м. Сульфидная минерализация представлена пирротином, пентландитом и халькопиритом, среди которых преобладает пирротин. С увеличением лейкократовости пород увеличивается доля пентландита и халькопирита.

Рис. 3 Морфология, внутренне строение и возраст зерен цирконов (млн лет) (B13057) из габброидов второй фазы массива Орцог-Ула; верхняя часть, катодолюминесценция, нижняя – проходящий свет.

Пентландит находится в виде изометричных зерен и пламеневидных вростков в пирротине. В пентландите и на границе пентландита с пирротином встречаются включения макинавита. Состав сульфидов показал, что с увеличением лейкократовости пород увеличивается Co/Ni отношения в пентландите; отношения Ni/(Ni + Fe) в пентландите варьирует от 0.38 до 0.51, указывая на его эволюцию в интервале летучести серы ($lgfS_2$) от –12 до –9 при температуре начала формирования около 600˚С (Воган, Крейг, 1981) и последовательном ее снижении до 300 ˚С (Колонин и др., 2000); состав пирротина изменяется от троилита (FeS) до гексагонального пирротина ($Fe_{1-x}S$) в ходе эволюции состава пород от мезогаббронорита до меланогаббро. Таким образом, с увеличением лейкократовости пород, доля серы в пирротине увеличивается, что свидетельствует о повышении активности серы по мере развития рудо-формирующей системы в породах второй фазы внедрения (Kaneda et al., 1986).

Минералы ЭПГ были обнаружены в тяжелом концентрате протолочки образцов. Они находятся в виде мелких зерен (20-50 мкм) в ассоциации с сульфидами (рис.4). Следовательно, массив является платиноносным, как и Номгонский массив (Изох и др., 1992).

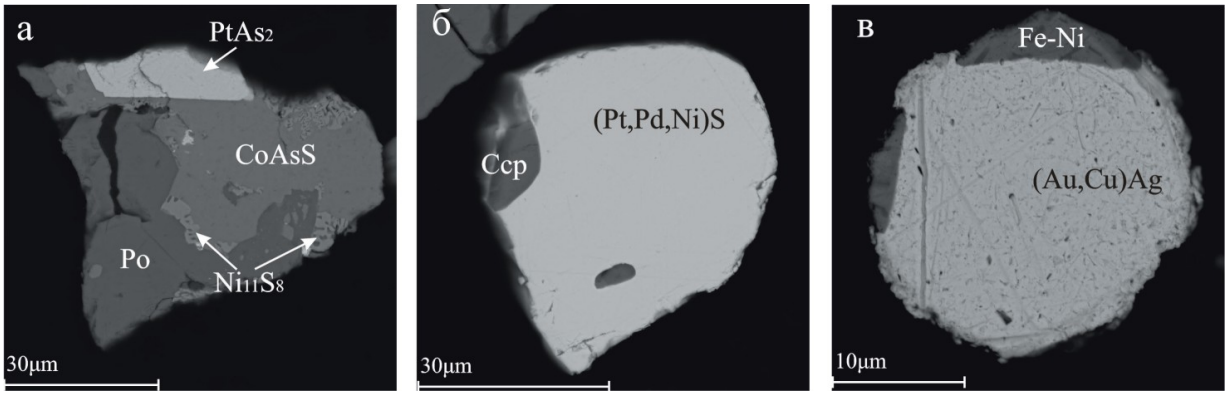


Рис. 4. Минералы благородных металлов из сульфидной минерализации массива Орцог-Ула: а) фрагмент идиоморфного кристалла сперрилита в срастании с кобальтином, пирротином и маухеритом; б) изометричное зерно брэггита (Pt,Pd,Ni)S в срастании с халькопиритом в) золото-серебряный сплав, содержащий примесь меди состава (Au,Cu)Ag в срастании со сплавом Fe-Ni (аваруитом).

Результаты. После проведенных исследований пород массива Орцог-Ула можно сделать следующие выводы.

1. Массив Орцог-Ула находится в перевернутом залегании.

2. Породы 2-й фазы внедрения отличаются от пород 1-й фазы по петрохимическим трендам, уровню концентраций некогерентных элементов, присутствию минералов ЭПГ и являются более фракционированными. Породы обеих фаз не могут быть производными единой магмы.

3. С увеличением лейкократовости пород наблюдается увеличение Co/Ni и Ni/(Ni+Fe) в пентландите и доля гексагонального пирротина, что свидетельствует о возрастании летучести серы в ходе эволюции рудо-формирующей системы.

Благодарности. *Успешному проведению работ способствовали аналитики Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН Хмельникова О.С., Титов А. Т Работа была частично поддержана программой ОНЗ-2 РАН, проектами РФФИ 16-05-00945 и 15-05-00884.*

Список литературы

1. *Boyton W. V.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry, Henderson P. Ed., Elsevier. 1984. P. 63-114.

2. *Kaneda H.*,*Takenouchi S.* and *Shoji T.* Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system. Mineral. 1986. V. 21. P. 169-180.

3. *McDonough, W. F.*, *Sun, S.-S.*, *Ringwood, A. E.*, *Jagoutz, E.* and *Hofmann, A. W.* Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. 56 (3). P. 1001-1012.

4. *Воган В.*, *Крейг Дж.* Химия сульфидных минералов. – М.: Мир. 1981. 575 с.

5. *Изох А. Э.*, *Поляков Г. .В.*, *Кривенко А. П.*, *Богнибов В. И.*, *Баярбилэг Л.* Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск. Наука. 1990. 269 с.

6. *Изох А. Э.*, *Майорова О. Н.*, *Лаврентьев Ю. Г.* Минералы платиновых металлов в Номгонском троктолит-анортозит-габбровом интрузиве (МНР). Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 104-110.

7. *Колонин Г. Р.*, *Орсоев Д. А.*, *Синякова Е. Ф.*, *Кислов Е. В.* Использование отношения Ni:Fe в пентландите для оценки летучести серы при формировании ЭПГ-содержащего сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива. Доклады РАН. 2000. Т. 370. № 1. С. 87-91.

8. *Уэйджер Л.*, *Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. – М.: Мир. 1970. 552 с.

Особенности минералов Пижемского титанового месторождения (Средний Тиман)

Шмакова А. М. [1]***, Шевчук С. С.*** [2]

[1] *Сыктывкарский государственный университет имени Питирима Сорокина, alex.sch92@yandex.ru*

[2] *ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар.*

Пижемское месторождение россыпного титана является крупнейшим в мире, в нем сосредоточено более половины всех титановых руд России. Пижемская палероссыпь приурочена к нижней толще малоручейской свиты эйфельского яруса среднего девона. Отложения свиты образовались за счет размыва и переотложения кор выветривания на протерозойских породах (Кочетков, 1967; Калюжный, 1982).

Титаноносные слои представлены частным переслаиванием косо- и горизонтальнослоистых вишнево-красных песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже гравелитов, общей мощностью до 123.0 м, в среднем 62.0 м. При этом песчаники составляют от 37.3 до 73.8 %. В легкой фракции песчаников присутствует кварц (до 95 %), серицит, калиевый полевой шпат. Основными минералами тяжелой фракции является лейкоксен, измененный ильменит, ильменит, монацит, циркон (Шаметько, 2004). В виде единичных зерен встречаются гранат, анатаз, рутил, ильменорутил, гематит, лепидокрокит, марказит, пирит, сидерит, турмалин, флоренсит и хромит (Макеев, 2009).

Лейкоксен представлен в виде неправильных, округлых, лепешковидных не окатанных зерен (рис.1а). Цвет преимущественно желто-серый, реже встречается серый и буроватый. Блеск матовый. Лейкоксенизированный ильменит образует неправильные, округлые зерна с белесой поверхностью. Зерна практически не окатанные или плохо окатанные. Лейкоксен замещает ильменит в центральной части или краевых участках. Измененный ильменит представлен изометричными округлыми таблитчатыми зернами с бугристой поверхностью (рис.1б). Имеет черный цвет и полуметаллический блеск.

В измененном ильмените обнаружено довольно высокое содержание TiO_2, варьирующее в пределах от 56.2 % до 61.89 % (табл.1). Во всех образцах отмечаются повышенные содержания оксидов марганца (2.35-2.66 %). Такие же высокие количества марганца характерны и для ильменита образованного в рифейских сланцах, являющихся первоисточником титановых минералов для Пижемской палеороссыпи (Кочетков, 1967; Калюжный, 1982; Голубева и др., 2011). В измененном ильмените практически постоянно присутствует кремнезем в количестве 0.44-1.71 %. Его присутствие объясняется включениями кварца, что подтверждается рентгеновским и микрозондовым методами. Зерна кварца являются реликтовыми пойкилитовыми включениями в кристаллобластах ильменита, кристаллизующихся в зеленых сланцах рифея Среднего Тимана. В изучаемых на микрозонде срезах измененного ильменита присутствуют переходные фазы от ильменита до рутила, связанные с процессами выноса оксидов железа и накоплением титана (рис.1в). При рентгеновских исследованиях, в измененных ильменитах обнаруживается только рутил, анатаз, кварц (Игнатьев и др., 1997). Предполагается, что в ильмените при процессах выветривания происходит разрушение кристаллической решетки с образованием промежуточных железотитановых соединений, в состав которого входит основная масса железа и двуокиси титана. Оксид имеет аморфную структуру с неопределенным меняющимся составом. Таким образом, компонентами измененного (лейкоксенизированного) ильменита являются аморфный «железотитановый» оксид, рутил, анатаз (Беленский, 1960).

Второй по значимости в Пижемской россыпи минерал – монацит, по химическому составу является существенно цериевым. Подобный состав имеет метаморфогенный монацит черных сланцев рифея на Среднем Тимане (Голубева и др., 2016). Многочисленные включения кварца (рис.2а) в монаците свидетельствуют об его бластическом росте в рифейских сланцах. Монацит по трещинам спайности и по краям замещается флоренситом (рис.2б). Процесс замещения флоренситом идет до полных псевдоморфоз (Макеев, 2009).

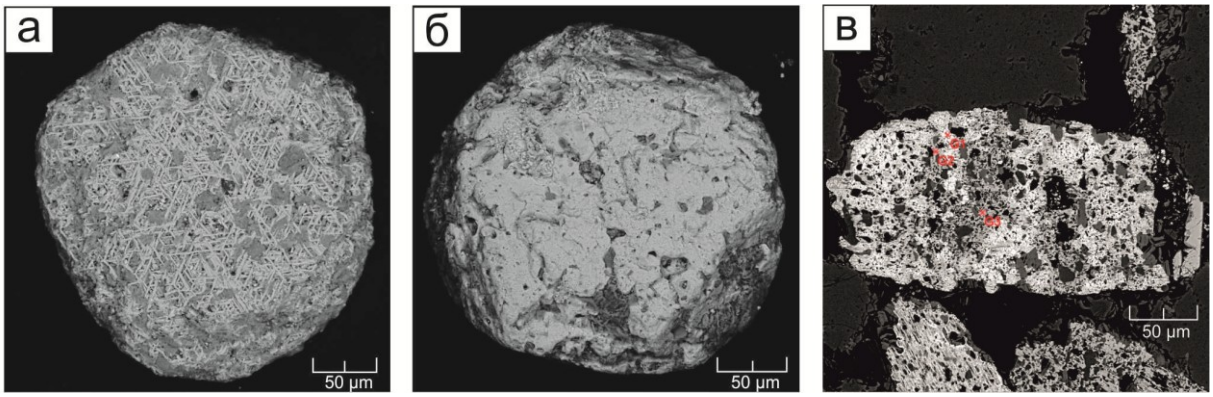


Рис.1. Микрофотографии измененного ильменита: а – не окатанный лейкоксен; б – хорошо сохранившаяся первичная морфология измененного ильменита; в – пятнистое распределение в замещенном ильмените титановых минеральных фаз: первичный ильменит (точка G_1, темно-серого цвета), измененный ильменит (точка G_2, светло-серого цвета), рутил (точка G_3, белого цвета). Составы в точках G_1, G_2, G_3 представлены в таблице.

Таблица 1. Химический состав измененного ильменита из Пижемской титановой палеороссыпи (мас., %).

№ образца	**1**			**2**			**3**	**4**	**5**
Номер точки	**G1**	**G2**	**G3**	**G2**	**G3**	**G4**	**1**	**1**	**1**
SiO_2	0.44	0.44	0.95	0.64	3.34	0.41	0.53	1.71	0.0
TiO_2	57.52	61.84	95.19	56.32	53.79	54.07	56.2	61.31	61.89
Al_2O_3	0.0	0.0	0.39	0.0	0.77	0.0	0.58	0.63	0.0
FeO	31.77	23.71	0.56	32.44	31.41	26.96	36.3	31.72	33.33
MnO	1.86	0.99	0	1.24	0.0	1.16	2.35	2.66	2.23
K_2O	0.0	0.0	0.22	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0
ZnO	0.0	0.0	0.19	0.0	0.0	0.45	0.0	0.0	0.0
∑	91.59	86.98	97.5	90.64	89.71	83.05	95.96	98.03	97.45

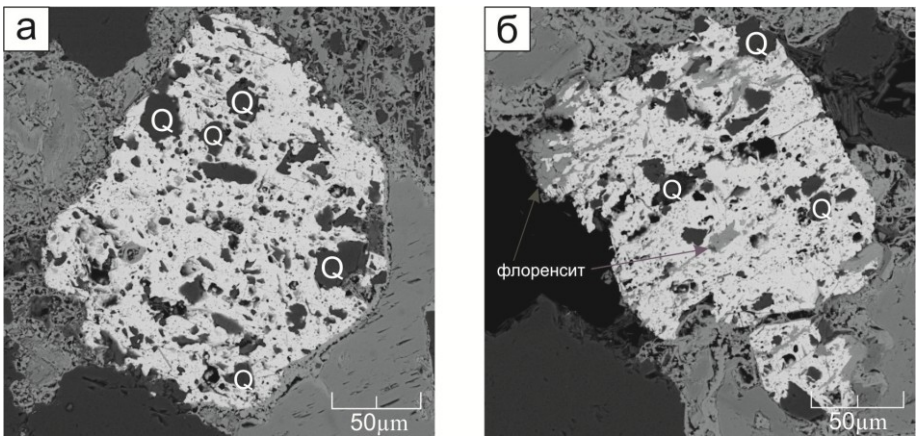


Рис. 2. Монациты Пижемской титановой палеороссыпи: а – монацит с многочисленными включениями кварца, б – по трещинам спайности монацита развивается флоренсит.

Замещение флоренситом монацита в титановой палеороссыпи, видимо, происходило в процессе литогенеза. Об этом свидетельствуют находки примазок флоренсита на зернах аллювиального золота (Шевчук, 2012) и алмазах из палеороссыпи (Макеев, 2001) на Среднем Тимане. Во всех случаях флоренсит образовался в низкотемпературных экзогенных условиях.

Список литературы

1. *Беленский Е. Ф., Рискин Н. В.* Химия и технология пигментов. Л.: Госхимиздат. 1960. 757 с.

2. *Голубева И. И., Майорова Т. П., Шмакова А. М.* Редкоземельные минералы в черных сланцах Среднего Тимана // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2016). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2016. С. 34-35

3. *Голубева И. И., Махлаев Л. В.* Элементы-примеси в метаморфогенном ильмените // Минералогия Урала – 2011. Екатеринбург: УрО РАН. 2011. С. 27-32

4. *Игнатьев В. Д, Бурцев И. Н.* Лейкоксен Тимана: Минералогия и проблемы технологии. – СПб.: Наука. 1997. – 215 с.

5. *Макеев А. Б., Дудар В. А.* Минералогия алмазов Тимана. СПб: Наука. 2001. 336 с.

6. *Калюжный В. А.* Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. М.: Наука. 1982. 261 с.

7. *Кочетков О. С.* Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л.: Наука. 1967. 119 с.

8. *Макеев Б. А.* Минералы тяжелой фракции малоручейской свиты титаноносной толщи D_2mr_1 (Средний Тиман) / Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт. 2009. С. 99-102.

9. *Шаметько В. Г. и др.* Опытно-методические работы по разработке технологии обогащения руд редкометально-редкоземельных месторождений Среднего Тимана. Ухта. 2004.

10. *Шевчук С. С., Макеев Б. А.* Золото из устья ручья урочище Крутое (Средний Тиман) / Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 21-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт. 2012. С. 285-286.

Исследования миграционного шунгита методом рамановской спектроскопии

Товпенец Т. Ю.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г.Петрозаводск, t.tovpenets@yandex.ru

Шунгитовые породы представляют собой необычные по своей первичной структуре природные углеродсодержащие композиты, состав которых разнообразен как по содержанию углерода, так и по спектру минеральных компонентов. Шунгитовые породы (ШП) содержат от 1 до 99% углеродистого вещества (УВ) (шунгит – углерод со следами кислорода, водорода, серы и азота). В состав минеральной части шунгитовых пород входят кварц, рудные минералы (пирит, халькопирит, сфалерит), а также различные алюмосиликаты (слюды, хлориты, амфиболы, полевые шпаты).

Задачей исследования является проверка однородности структурного состояния шунгитовых пород I типа (миграционных шунгитов) с содержанием углерода > 96% в пределах одного месторождения или выхода. На неоднородность структурного состояния могут влиять такие факторы, как температурные колебания, выветривание, колебания по давлению, а также наличие различных минеральных компонент. Для исследования были отобраны шунгиты из жил и прожилков в шунгитовых породах из разрабатываемых месторождений Зажогино и Максово и из неразрабатываемых выходов Шуньга, Нигозеро и Чеболакша (табл.).

Для решения поставленной задачи использовалась рамановская спектроскопия, которая широко применяется для определения степени упорядоченности УВ, для оценки которой используют различные параметры рамановских спектров УВ. Спектры комбинационного рассеяния УВ были получены на сколах на дисперсионном Раман-спектрометре Nicolet Almega XR с возбуждением аргоновым лазером (длина волны 532 нм). Количественные характеристики рамановских спектров УВ (положение, интенсивность и ширина на половине высоты пиков) были получены разложением спектров по функции Гаусса-Лоренца при обработке в программе «OMNIC». Усреднение параметров спектра для каждого образца проводилось по 5-10 точкам анализа.

Таблица. Средние значения параметров рамановских спектров УВ

Образец	***I D1***	***FWMH D1***	***I G***	***FWMH G***	***R1***
Зажогино-жилка	10.63 ± 4.71	68 ± 14	9.16 ± 3.99	57 ± 4	1.32 ± 0.57
Зажогино-пленка	10.31 ± 3.71	55 ± 1	4.60 ± 1.68	45 ± 3	2.26 ± 0.23
Зажогино-скол-1	21.11 ± 2.09	53 ± 1	15.71 ± 1.24	45	1.34 ± 0.03
Зажогино-скол-2	49.52 ± 4.62	52 ± 4	19.56 ± 1.38	53 ± 7	2.54 ± 0.25
Зажогино-скол-3	40.47 ± 5.82	52	16.85 ± 2.36	50 ± 1	2.4 ± 0.07
Зажогино	42.36 ± 12.69	50 ± 1	23.32 ± 6.99	44 ± 1	1.8 ± 0.07
Максово-2009	26.65 ± 3.02	62 ± 1	11.76 ± 2.43	55 ± 7	2.3 ± 0.35
Максово-прожилок	39.57 ± 10.36	74 ± 3	21.36 ± 6.95	60 ± 16	1.93 ± 0.57
Максово-2016	26.74 ± 6.98	64 ± 9	14.03 ± 3.88	51 ± 5	1.92 ± 0.13
Максово	49.63 ± 9.63	88 ± 2	44.43 ± 8.84	61 ± 1	1.09 ± 0.03
Шуньга	46.51 ± 33.79	74 ± 6	27.19 ± 19.12	56 ± 2	1.68 ± 0.09
Нигозеро	46.34 ± 10.19	61 ± 1	26.63 ± 5.26	52 ± 2	1.73 ± 0.06
Чеболакша	40.61 ± 9.25	76 ± 2	28.41 ± 6.03	55 ± 2	1.43 ± 0.04

*Образцы Зажогино-жилка и Зажогино-пленка – были отобраны с одного места залегания, но имеют видимые неоднородности. Образцы Зажогино, Зажогино-скол-1, Зажогино-скол-2 и Зажогино-скол-3 взяты с различных мест залегания шунгита на месторождении Зажогино. Образцы Максово, Максово-2009, Максово-прожилок и Максово-2016 отобраны с различных мест залегания с месторождения Максово.

Полученные спектры комбинационного рассеяния исследованных шунгитов, соответствуют спектрам углеродных неупорядоченных структур (Wopenka & Pasteris, 1993), которые в области рассеяния первого порядка представлены наиболее интенсивными пиками: D1 (~ 1350 $см^{-1}$), появляющимся в аморфных и (или) дефектных фазах углерода, и графитовым пиком G (~ 1580 $см^{-1}$). В области рассеяния второго порядка в рамановских спектрах УВ присутствуют пики S1 (~ 2690 $см^{-1}$) и S2 (~ 2940 $см^{-1}$). Для количественной оценки степени упорядоченности УВ традиционно используют параметр соотношения интенсивностей (R1 = D1/G) полос D1 и G, причем уменьшение значения этого параметра свидетельствует об увеличении степени упорядоченности УВ.

Для всех исследуемых образцов УВ интенсивность и полуширина линии D1 выше, чем линии G (табл.). Также в области рассеяния второго порядка в рамановских спектрах УВ присутствуют линии S1 и S2, которые характеризуются относительно низкой интенсивностью пиков и их соотношением (S1 / S ~ 1).

Разброс параметров (рис.) для шунгитов месторождений Зажогино и Максово свидетельствует о том, что миграционный шунгит является неоднородным даже в пределах одного месторождения, факторы этого явления требуют дальнейшего исследования. Для неразрабатываемых выходов Шуньга, Чеболакша и Нигозеро были выбраны единичные реперные точки, которые не выходят за пределы параметров R1 и FWMH D1 миграционных шунгитов месторождений Зажогино и Максово. Следовательно, можно сказать, что вся группа исследуемых шунгитов имеет общие структурные особенности. Вопрос о разбросе параметров R1 и FWMH D1 для большего количества образцов ШП неразрабатываемых выходов Шуньга, Чеболакша и Нигозеро требует дальнейших исследований.

Изменение значений параметров R1 и FWMH D1 для шунгитов Зажогино и Максово различно. Для шунгитов месторождения Зажогино усредненное значение R1 больше, чем значение этого параметра для шунгитов месторождения Максово. При этом усредненное значение FWMH D1 для шунгитов месторождения Максово больше, чем значение этого параметра у шунгитов месторождения Зажогино.

Шунгиты исследованных месторождений являются неоднородными даже в пределах одной залежи, однако, шунгиты месторождения Зажогино более упорядоченные, чем шунгиты месторождения Максово.

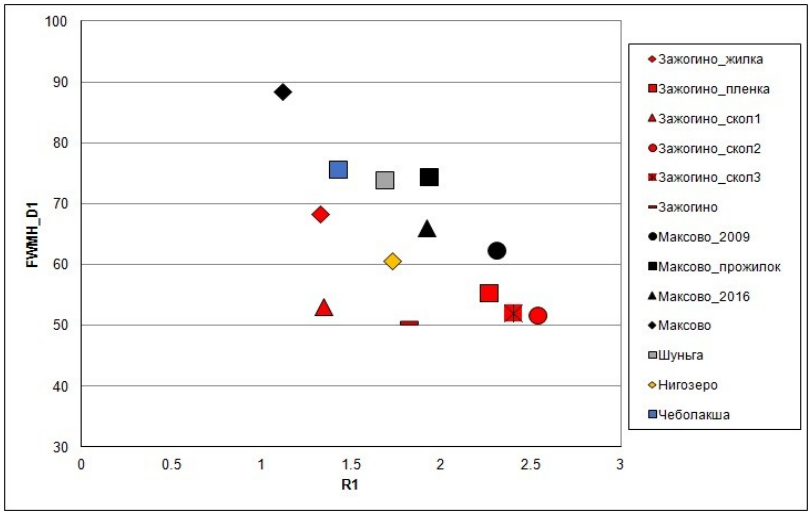


Рис. Зависимость параметра R1 от полуширины (FWMH) пика D1.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-45-100632/16.

Список литературы

1. *Wopenka,B.*, *Pasteris,J. D.* Structural characterization of kerogens to granulitefacies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy // Am. Mineral. 1993. V. 78. P. 533–557.

Месторождения малосульфидных платинометальных руд Мончегорского рудного района (Кольский полуостров, Россия)

Чащин В. В., Баянова Т. Б., Серов П. А.
ГИ КНЦ РАН, chashchin@geoksc.apatity.ru

За последние 5-10 лет в пределах Мончегорского рудного района были выявлены нетрадиционные для Кольского региона месторождения малосульфидных Pt-Pd руд, имеющие важное промышленное значение. Они приурочены к палеопротерозойским базит-ультрабазитовым интрузиям: Мончегорскому плутону и Мончетундровскому массиву и делятся на два структурных типа: стратиформные, («рифовые») гармоничные с расслоенностью массивов и «базальные», локализованные в пределах краевых частей интрузий. К первому типу относятся месторождения «330 горизонт» Сопчи и Вурэчуайвенч (Мончеплутон), ко второму – Южная Сопча и Лойпишнюн (Мончетундровский массив) (рис.1).

«330 горизонт» расположен в средней части разреза массива Сопчи, представляет собой пластообразное тело мощностью от 1.2 до 14.8 м, в среднем – 3.5 м, залегающее в виде пологой мульды протяженностью 3300 м при ширине 1200 м (рис.1). Горизонт характеризуется тонкой ритмичной расслоенностью и образован маломощными (10-130 см) слоями дунитов, гарцбургитов, оливиновых ортопироксенитов и полевошпатовых ортопироксенитов. Его формирование трактуется как результат инъекции дополнительной порции магмы, более основной и высокотемпературной, чем исходный расплав магматической камеры (Расслоенные…, 2004 и др.), что подтверждается результатами минерального изохронного Sm-Nd возраста гарцбургитов, равного 2451 ± 64 млн лет (рис.1).

Малосульфидное платинометальное оруденение горизонта прослеживается на всем его протяжении и слагает отдельные прослои мощностью от 10 см до 1.5 м, которые тесно сопряжены с сульфидной вкрапленностью. Мелкая сингенетическая сульфидная вкрапленность в заметных количествах (2-3 об. %) встречается в зоне переслаивания гарцбургитов и ортопироксенитов

и достигает 10 об. % в зоне ортопироксенитов. Сульфидная минерализация в гарцбургитах имеет пирит-миллерит-халькопирит-пентландитовый состав, в оливиновых ортопироксенитах – пирротин-пентландит-халькопиритовый и в ортопироксенитах – пирротин-пентландит-халькопиритовый. Среди собственных минеральных фаз ЭПГ установлены меренскиит, Pd-Pb и Pd-Rh-Cu соединения (Нерадовский и др., 2002; Расслоенные интрузии…, 2004). Средние содержания ЭПГ в руде составляют около 1-2 г/т, при Pd / Pt = 3.9.

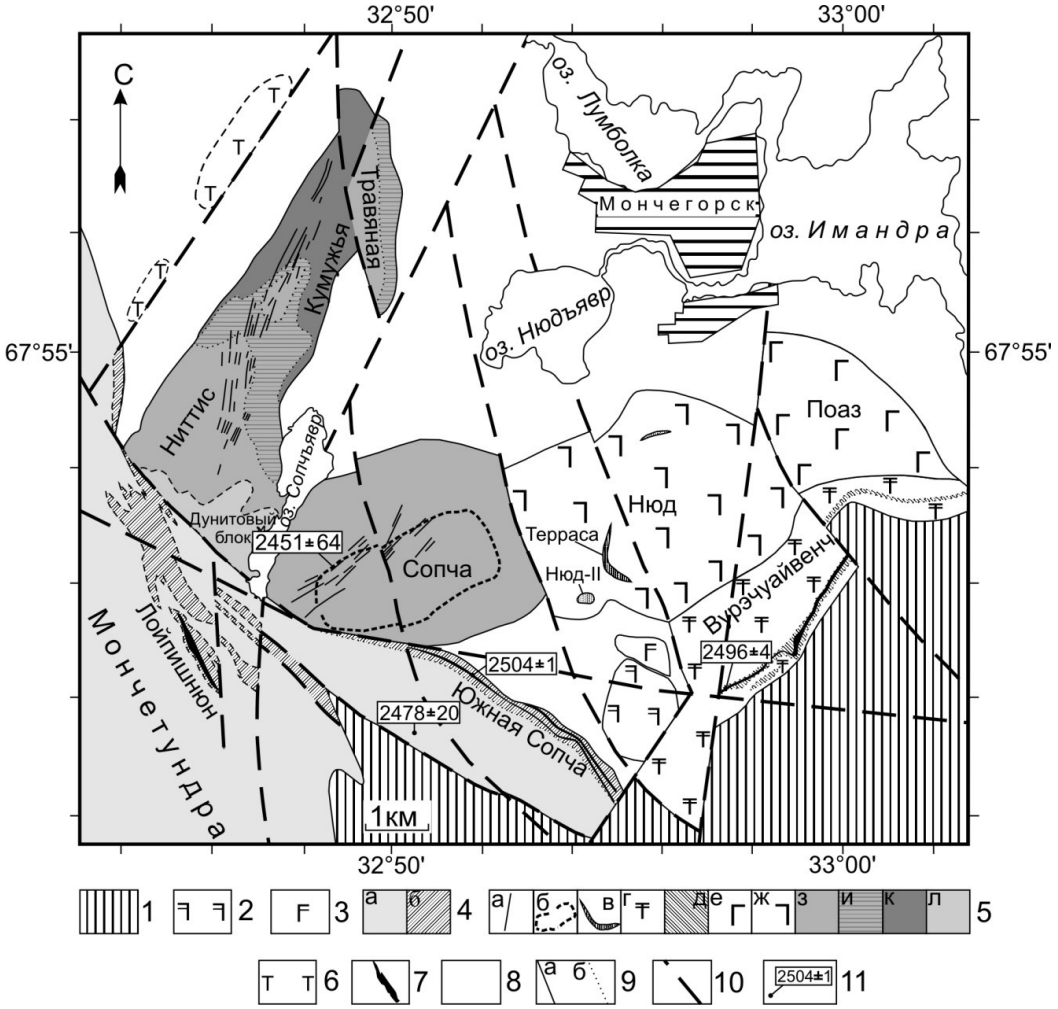


Рис. 1. Схема геологического строения Мончеплутона и его южного обрамления с результатами геохронологических исследований. 1-6 – палеопротерозойские образования: 1 – Имандра-Варзугская вулканогенно-осадочная рифтогенная структура, 2 – метагаббронориты массива Морошковое озеро, 3 – кварцевое метагаббро массива 10 аномалии, 4 – Мончетундровский массив: (а) верхняя зона – лейкократовые метагаббро и метагаббронориты, анортозиты, (б) нижняя зона – метанориты и метаортопироксениты; 5 – Мончеплутон: (а) сульфидные жилы, (б) «330 горизонт» Сопчи, (в) «критический» горизонт Нюда, (г) метагаббронориты и (д) метаплагиоклазиты массива Вурэчуайвенч, (е) габбронориты, (ж) нориты, (з) ортопироксениты, (и) переслаивание ортопироксенитов и гарцбургитов, (к) гарцбургиты, (л) дунитовый блок; 6 – габбронориты массива Кириха; 7 – горизонты малосульфидной платинометальной минерализации; 8 – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования Кольского блока; 9 – геологические границы: (а) достоверные, (б) фациальные; 10 – разрывные нарушения; 11 – места отбора геохронологических проб и результаты датирования.

Массив Вурэчуайвенч расположен к юго-востоку от массивов Нюд-Поаз, наращивает их разрез, и тем самым представляет собой самую верхнюю часть общего разреза Мончегорского плутона (Расслоенные…, 2004) (рис.1). Он имеет моноклинальное залегание с пологим падением пород на юго-восток под эффузивные породы перекрывающей Имандра-Варзугской рифтогенной структуры и сложен (снизу-вверх) придонными габброноритами мощностью 5-10 м, мелано- и мезократовыми норитами (400-650 м) и мезократовыми метагабброноритами (300 м) с несколькими горизонтами метаплагиоклазитов. U-Pb методом по циркону возраст метаплагиоклазитов определен в 2496 ± 4 млн лет (рис.1), который близок полученным ранее данным (Рундквист и др., 2014).

Рудный горизонт (риф) приурочен к одному из прослоев метаплагиоклазитов, представлен пластообразной залежью и уплощенными линзами, имеет пологое падение на юго-восток под углами от 2-5 ° до 10-15 °, средняя его мощность колеблется от 3 до 5 м. Платинометальная минерализация месторождения тесно ассоциирует с сульфидной вкрапленностью, развитой в количестве 1-3 об. %, реже 5-10 об. %. Сульфиды представлены в основном халькопиритом (40-90 об. %) и миллеритом (10-50 об. %), с подчиненным количеством ковеллина, халькозина, пентландита, пирротина и пирита. Кроме того, присутствуют сульфоарсениды никеля (герсдорфит) и кобальта (кобальтин). Собственные минералы ЭПГ представлены висмуто-теллуридами, арсенидами и сульфоарсенидами, при значительном преобладании минералов палладия. Средние содержания ЭПГ в руде колеблются от 3 до 5 г/т, при Pd / Pt = 4-16 (Гроховская и др., 2000).

Массив Южная Сопча является юго-восточным флангом Мончетундровского массива, имеет протяженность около 5 км и ширину до 1.5 км, ориентирован в северо-западном направлении (рис.1). В разрезе он имеет моноклинальное залегание с падением на юго-запад под углами от 5-20 ° до 45 °. Во внутреннем строении массива выделяются две зоны: нижняя норит-ортопироксенитовая и верхняя габбровая. Нижняя зона мощностью 250-300 м представлена незакономерным чередованием прослоев метаноритов и метапироксенитов мощностью от 1 до 20 м, со шлирами и участками неправильной формы пегматоидных разновидностей. U-Pb методом по циркону возраст рудоносных метаноритов нижней зоны определен в 2504 ±1 млн лет, тогда как метагаббро его верхней зоны имеет более молодой возраст (2478 ± 20 млн лет) (рис.1). По-видимому, это свидетельствует о фазных соотношениях между породами нижней и верхней зон, подтверждая имеющиеся полевые наблюдения (Рундквист и др., 2011; Гроховская и др., 2012).

Малосульфидное платинометальное оруденение приурочено к породам нижней зоны массива и ассоциирует с вкрапленной и гнездовой сульфидной минерализацией. В пределах рудной зоны выделяется от 10 до 20 рудных тел линзовидно-пластовой формы мощностью от 1 до 20 м. В их составе присутствует несколько рудных парагенезисов: с преобладанием пирротина, халькопирита и никелевых сульфидов (виоларит, полидимит, миллерит, пентландит), а также титаномагнетит-сульфидная вкрапленность. Минеральный состав платинометального оруденения представлен более 20 видами. Средние содержания ЭПГ в рудах не превышают 1-2 г/т, при величине Pd/Pt около 3 (Гроховская и др., 2012).

Месторождение Лойпишнюн расположено в северо-восточной части Мончетундровского массива (рис.1) и приурочено исключительно к нижней норит-ортопироксенитовой зоне, тяготея к ее висячему боку вблизи контакта с верхней зоной. В целом рудная зона прослежена по простиранию на 2 км, ее мощность изменяется в широких пределах, от 10-15 до 120 м. В пределах рудной зоны выделяется около 10 отдельных рудных тел линзовидно-пластовой формы мощностью от 0.3 до 40 м. Платинометальное оруденение связано с сульфидной минерализацией, представленной преимущественно мелкой и редкой (около 1-2 об. %), иногда густой вкрапленностью (3-5 об. %), реже прожилково-гнездовыми агрегатами пирротина, пентландита и халькопирита. Собственные минералы ЭПГ представлены 45 минеральными фазами с преобладанием сульфидов, висмутотеллуридов, Fe-Pt сплавов, теллуридов и арсенидов. Средние содержания ЭПГ в руде составляют около 1-2 г/т, при величине Pd/Pt около 2.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (гранты офи_м 13-05-12055 и мол_а_вед 15-35-20501).

Список литературы:

1. *Гроховская Т. Л., Иванченко В. Н., Каримова О. В. и др.* Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геол. руд. мест. 2012. Т. 54. № 5. С. 416-440.

2. *Гроховская Т. Л., Бакаев Г. Ф., Шелепина Е. Н. и др.* Платинометальная минерализация в габброноритах массива Вуручуайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геол. руд. мест. 2000. Т. 42. № 2. С. 147-161.

3. *Нерадовский Ю. Н., Рундквист Т. В., Галкин А. С. и др.* К проблеме платиноносности рудного «пласта-330» г. Сопчи и его промышленного использования (Мончегорский плутон) // Вестник МГТУ. 2002. № 5. С. 85-90.

4. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / ред. *Ф. П. Митрофанов и В. Ф. Смолькин*. В 2-х частях. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2004.

5. *Рундквист Т. В., Припачкин П. В., Гребнев Р. А. и др.* Геологическое строение и особенности локализации платинометального оруденения в восточной части Южносопчинского мафит-ультрамафитового массива, Кольский полуостров // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 58-68.

6. *Рундквист Т. В., Баянова Т. Б., Сергеев С. А. и др.* Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив Вурэчуайвенч (Кольский полуостров): новые результаты U-Pb (ID-TIMS, SHRIMP)-датирования бадделеита и циркона // ДАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 67-72.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

Реконструкция палегеодинамической обстановки формирования верхнедокембрийских магматических образований северо-западного Пай-Хоя

Канева Т. А.
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, ta_kaneva@mail.ru

В структуру Пайхойского поднятия входит Амдерминский блок, в ядре которого на дневную поверхность выступает сложно устроенный комплекс пород, относимый к верхнему докембрию и несогласно перекрытый ордовикскими (верхнекембрийско-ордовикскими) отложениями (Канева и др., 2015). Блок представляет собой горст-антиклинорий, северо-восточное крыло которого сложено карбонатными отложениями верхнерифейской амдерминской свиты, а юго-западное – вулканогенно-осадочными и терригенными комплексами пород верхнерифейской морозовской свиты и верхнерифейско-вендской сокольнинской свиты.

На основе синтеза геологических, петрографических, минералогических и петрогеохимических данных нами проведена реконструкция палегеодинамической обстановки формирования докембрийских магматических образований северо-западного Пай-Хоя.

Верхнедокембрийские магматические образования представлены разнообразными вулканогенными породами – вулканокластические и эффузивные разности выделяются в составе морозовской (средняя и верхняя подсвита) и сокольнинской (нижняя подсвита) свит.

Изучение петрографических шлифов и петрохимические данные позволили установить, что в составе морозовской свиты преобладают вулканиты умереннокалиевого (средняя подсвита – тыл островной дуги) и низкокалиевого (верхняя подсвита – фронт островной дуги) базальтового и андезибазальтового составов. Такой набор породной ассоциации характерен для ранней островодужной стадии.

В составе сокольнинской свиты преобладают умереннокалиевые породы андезит-дацит-риолитового ряда, что может указывать на ее формирование в стадии зрелой островной дуги в тыловой ее части.

Для интерпретации палеогеодинамических обстановок формирования докембрийских вулканитов северо-западного Пай-Хоя был использован ряд диаграмм (по Лутцу, Мияширо, Вуду и др.), построенных как по породообразующим элементам, так и по редкоземельным.

На диаграмме Лутца K_2O-TiO_2 фигуративные точки вулканитов морозовской и сокольнинской свит тяготеют к тренду островодужных базальтов (рис.1).

Концентрации иттрия и хрома в островодужных базальтах несколько понижены по сравнению с другими типами базальтов. Хром является совместимым элементом для оливина, ортопироксена, клинопироксена и шпинели в базальтовом расплаве, поэтому низкие концентрации хрома в островодужных базальтах являются следствием различной степени плавления MORB-источника и (или) отражают различия в механизме фракционирования. Таким образом, диаграмма Cr-Y хорошо отделяет островодужные базальты от базальтов срединно-океанических хребтов лишь с небольшим перекрытием полей их составов (Интерпретация..., 2001). На диаграмме (рис.2) все точки составов докембрийских вулканитов попали в область базальтов вулканических дуг.

На бинарной диаграмме (рис.3) для базальтов точки составов вулканитов морозовской и сокольнинской свит показывают островодужные тренды. Базальты имеют невысокие содержания TiO_2 и низкие отношения FeO*/MgO (0.67-1.58), что соответствует высокой степени дифференциации и одинаковым (островодужным) условиям образования.

После обработки всех данных, наиболее вероятной моделью образования островодужной системы северо-западного Пай-Хоя является ее двучленное развитие: тыловая дуга (сокольнинская свита) представляет собой отмирающий вулканический фронт предыдущего этапа островодужной активности (морозовской свиты). Активность тыловой дуги была связана с проявлениями более кислого вулканизма.

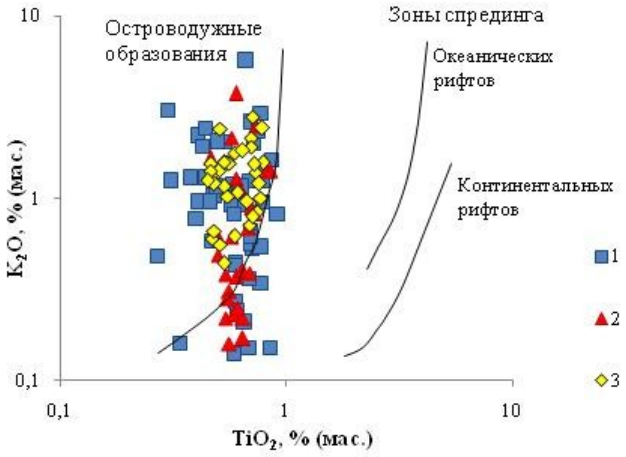


Рис. 1. Диаграмма Лутца K_2O-TiO_2 для базальтов, андезибазальтов и андезитов северо-западного Пай-Хоя. Условные обозначения: 1 – вулканиты средней подсвиты морозовской свиты; 2 – вулканиты верхней подсвиты морозовской свиты; 3 – вулканиты нижней подсвиты сокольнинской свиты.

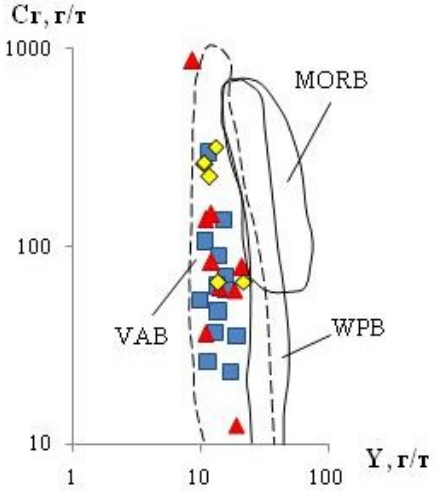


Рис. 2. Дискриминационная диаграмма Y-Cr: VAB – базальты вулканических дуг; WPB – внутриплитные базальты; MORB – базальты СОХ (Pearce, 1982). Условные обозначения на рис.1.

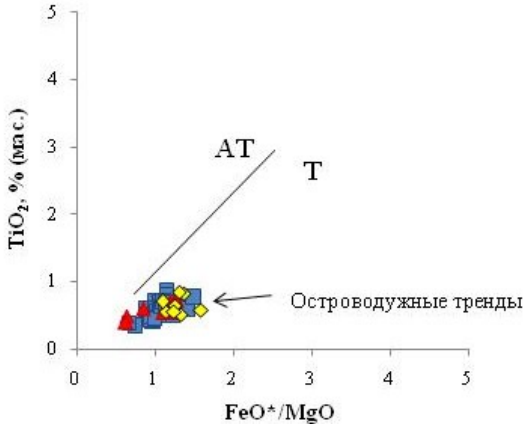


Рис.3. Бинарная диаграмма TiO_2 – FeO / Mg для базальтов морозовской (RF_3mr) и нижнесокольнинской (RF_3-Vsk_1) свит. Поля абиссальных толеитов (АТ), толеитов (Т) и известково-щелочных вулканитов (ИЩ) приведены по данным (Miyashiro, 1973). Условные обозначения на рис.1.*

Эта модель была разработана П. Ю. Плечовым, чтобы показать эволюцию островодужных систем и объяснить последовательность образования островодужных вулканических серий и их положение в этой структуре (Плечов, 2008).

Таким образом, образование верхнедокембрийских магматических вулканитов северо-западного Пай-Хоя происходило в надсубдукционной островодужной обстановке на разных стадиях формирования островодужной системы. Ранняя стадия островодужной системы фиксируется в составе пород морозовской, а зрелая – в составе пород сокольнинской свит.

Список литературы

1. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Е. В. Скляров и др.; под ред. Е. В. Склярова. – М: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

2. *Канева Т. А., Удоратина О. В., Старикова Е. В., Хубанов В. Б.* Оценка нижнего возрастного предела неопротерозойской сокольнинской свиты северо-западного Пай-Хоя на основе U-Pb датирования детритных цирконов // Бюл. моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2015. Изд-во МГУ, 2015. Т. 90. вып. 6. С. 3-10.

3. *Miyashiro A.* The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. vol. 19 p. 218-224.

4. *Pearce J. A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Thorpe R. S. (ed.) Andesites. Wiley, Chichester, 1982. P. 525-548.

5. *Плечов П. Ю.* Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия. Москва, 2008. 250 с. (Дисс. на соиск. учен. степ. док. геол.-минерал. наук).

Возможность оценки возраста колумбит-танталитовой минерализации Sm-Nd методом

Казанцева М. И.[1], Саватенков В. М.[2]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия, that00@rambler.ru

[2]Санкт-Петербургский государственный университет, институт наук о Земле, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, v.savatenkov@spbu.ru

Рудная минерализация минералов группы колумбит-танталит (МГКТ) часто приурочена к поздним наложенным структурам, развитым по рудовмещающим массивам. Это часто делает неочевидным генетическую связь между магматическими и рудообразующими процессами. На этот вопрос может дать ответ прямое датирование рудных минералов.

К настоящему времени, отсутствуют опубликованные работы по Sm-Nd датированию колумбит-танталитов. Определение возраста минералов группы колумбит-танталита традиционно проводится U-Pb методом. Но точное определение возраста не всегда является возможным в виду низкого U/Pb отношения в изучаемых минералах. В то же время, МГКТ в большинстве случаев проявляют способность к селективному накоплению тяжёлых и средних РЗЭ (Graupneretal, 2010), что предполагает достаточно высокое отношение Sm / Nd в этих минералах, необходимое для определения возраста с приемлемой точностью. При этом, анализируя составов колумбит-танталитов различных месторождений мира (Badaninaetal, 2015; Melcheretal, 2015a; Melcheretal, 2015b (в печати)), нужно отметить, что высокое Sm/Nd отношение характерно как для колумбитов, так и для танталитов. Таким образом, Sm-Nd метод определения возраста МГКТ может рассматриваться как альтернативный или дополняющий (в качестве проверки возраста) U-Pb метод.

Авторами была разработана методика определения возраста минералов ГКТ Sm-Nd методом. Методика включает в себя процедуру выщелачивания исходной пробы в плавиковой кислоте, что приводит к увеличению Sm/Nd отношения в остатке и позволяет улучшить разрешающую способность метода, а также использовать для оценки возраста мономинеральную фракцию методом ступенчатого выщелачивания.

С использованием разработанной методики были изучены Sm-Nd характеристики МГКТ из различных типов пород и месторождений: Новобобровское месторождение (Четласский комплекс щелочно-ультраосновных пород и связанных с ними метасоматитов, Средний Тиман), месторождение Снежное (Огнитский комплекс щелочных гранитов, Восточный Саян), месторождение Улуг-Танзек (Улуг-Танзекский комплекс щелочных гранитов, Юго-Восточная Тыва), Вишняковское редкометальное месторождение (Северо-западная часть Восточно-Саянского пегматитового пояса), Орловский массив (Li-F редкометальные граниты, Хангилайский рудный узел, Восточное Забайкалье).

В результате проведенных исследований было выявлено, что Sm / Nd отношение в изученных МГКТ, а, соответственно, и разрешающая способность Sm-Nd метода, не зависят от химического состава минералов. Однако, Sm/Nd отношение в колумбит-танталитах является различным для разных генетических типов месторождений: МГКТ из редкометальных гранитов и ассоциирующих с ними метасоматитов, характеризуются высокими отношениями Sm / Nd и достаточно высоким содержанием Nd, что позволяет провести оценку возраста Sm-Nd методом по этим минералам с приемлемой точностью. Однако, колумбит-танталиты, связанные с редкометальными пегматитами и щелочными метасоматитами (фенитами), имеют низкое Sm / Nd отношение, что обуславливает высокую погрешность в оценке возраста Sm-Nd методом по этим минералам. Кроме того, МГКТ из пегматитов характеризуются низкими содержаниями Sm и Nd, что обусловлено особенностями кристаллизации этих минералов.

С применением разработанной методики авторами получены новые геохронологические данные, характеризующие время формирования Ta-Nb минерализации для месторождений Новобобровское, Снежное, Улуг-Танзек Результаты представлены в таблице 1.

Таблица 1. Сравнительная таблица полученных данных и ранее опубликованных

Объект	Проба	Вмещающие	Возраст массива, млн лет	Возраст Ta-Nb минерализации, млн лет	
				Определенный ранее	Sm-Nd метод
Ново-бобровское	10-А-1	Кварц-гётитовая жила	Пикриты и карбонатиты, 660 – 555	- Монацитов жильной серии – 552 ± 62 (Th-U-Pb) (Удоратина и др., 2015)	579 ± 6
	460	Фенитизированные песчаники			
Снежное	610б	Щелочные лейкограниты	454 – 210	- Be-оруденение по фенакиту (Rb-Sr) – 306 (Ярмолюк, 2011)	393 ± 12
Улуг-Танзек	Ul-Tz	Кварцевая жила в щелочных гранитах	301 ± 3 (Ярмолюк и др., 2010)	-	279 ± 10
Орловский массив	435 рудный концентрат	Плюмазитовые Li-F граниты	141 ± 3 (SHRIMP) при СКВО 1.2 (Абушкевич, Сырицо; 2007)	145 ± 1 (Анисимова и др., 2013)	150 ± 6
Вишняковское	2241а 186-XI	Пегматитовая жила	Граниты – 1869 ± 6-1855 ± 5 (U-Pb) (Левицкий и др., 2003)	1838 ± 3 (Сальникова и др., 2013)	Низкие содержания Sm и Nd

Список литературы

1. *Абушкевич В. С., Сырицо Л. Ф.* Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F-гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. – СПб.: Наука, 2007. 148 с.

2. *Анисимова И. В., Абушкевич В. С., Сырицо Л. Ф., Терентьева Л. Б., Антонов А. В.* U-Pb и Pb-Pb исследования танталита – нетрадиционного минерала геохронометра редкометальных гранитов (Орловское месторождение, Восточное Забайкалье) // Тез. докл. XX симпозиум по геохимии изотопов им. академика А. П. Виноградова. М.: Акварель, 2013. С. 30-33.

3. *Левицкий В. И., Резницкий Л. З., Котов А. Б. и др.* Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза // Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 278-281.

4. *Сальникова Е. Б., Ларин А. М., Яковлева С. З., Котов А. Б, Глебовицкий В. А., Ткачев А. В., Анисимова И. В., Плоткина Ю. В., Гороховский Б. М.* О возрасте Вишняковского месторождения редкометальных пегматитов (Восточный Саян): Результаты U-Pb-геохронологических исследований манганотанталита // Доклады академии наук, 2011. Т. 441, № 1. С. 72-76.

5. *Удоратина О. В., Вирюс А. А., Козырева И. В., Швецова И. В., Капитанова В. А.* Возраст монацитов жильной серии Четласского комплекса (Средний Тиман): Th-U-Pb данные // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015. № 3. С. 23-29.

6. *Ярмолюк В. В., Лыхин Д. А., Шурига Т. Н., Воронцов А. А., Сугоракова А. М.* Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений, 2011, том 53, № 5, С. 438–449.

7. *Ярмолюк В. В., Никифоров А. В., Сальникова Е. Б. и др.* Редкометальные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тува): возраст и тектоническое положение //Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 248-253.

8. *Badanina E. V., Sitnikova M. A., Gordienko V. V., Melcher F., Gäbler H.-E., Lodziak J., Syritso L. F.* Mineral chemistry of columbite–tantalite fromspodumene pegmatites of Kolmozero, Kola Peninsula (Russia) // Ore Geology Reviews, 2015. P.720-735.

9. *Graupner T., Melcher F., Gabler H.-E., Sitnikova M., Btatz H., Bahr A.* Rare earth element geochemistry of columbite-group minerals: LA-ICP-MS data // Mineralogical Magazine, 2010. Vol. 74(4). P. 691-713.

10. *Melcher F., Graupner T., Gäbler H., Sitnikova M., Henjes-Kunst F., Oberthür T., Gerdes A., Dewaele S.* Tantalum-(niobium-tin) mineralisation in African pegmatites and rare metal granites: Constraints from Ta-Nb oxide mineralogy, geochemistry and U-Pb geochronology // Ore Geology Reviews, 2015a. P.667-719.

11. *Melcher F., Graupner T., Gäbler H.-E., Sitnikova M., Oberthür T., Gerdes A., Badanina E., Chudy T.* Mineralogical and chemical evolution of tantalum-(niobium-tin) mineralisation in pegmatites, granites and carbonatites. Part 2: Worldwide examples (except Africa) and an overview of global metallogenetic patterns // Ore Geology Reviews, 2015b. 64. P. 667-719.

Два этапа высокобарного метаморфизма в архейских эклогитах Беломорского подвижного пояса (Гридинская структура)

Максимов О. А.

ИГ КарНЦ РАН, olemaximov@mail.ru

В Гридинской структуре Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита установлены две возрастные и генетические генерации эклогитов: архейские и палеопротерозойские (Володичев, Слабунов, 2011; Володичев, Кузенко, 2013). Метаморфическая эволюция архейских эклогитов с возрастом 2720.7 ± 5.8 млн лет (Володичев и др., 2004) включала прогрессивный этап (T = 740-865 °C, P = 14-17,5 кбар) и период ретроградного преобразования (T = 780-630 °C, P = 14,5-6,5 кбар), что соответствует стадиям их субдукции и эксгумации (Володичев, Слабунов, 2011; Володичев, Кузенко, 2013). Однако в последнее время в ряде объектов среди эклогитов обнаружены признаки двукратного эклогитового метаморфизма (Володичев и др., 2015). До настоящего времени проявления двух этапов метаморфизма эклогитовой фации описаны только в одном случае – в фанерозойском комплексе Швейцарских Альп (Herwartz et al., 2011).

Новый участок распространения эклогитов установлен севернее села Гридино, на берегу озера Самылино в виде линзовидных обломков, заключенных в гранитоидном матриксе. По геолого-петрологическим характеристикам эти эклогиты сопоставимы

с архейскими (Володичев, Слабунов, 2011). Омфацит является одним из основных породообразующих минералов. Зерна омфацита (содержание жадеита 30-35 %) распространены в основной массе и во включениях в промежуточной зоне граната (содержание жадеита > 35 %). Обычно крупные кристаллы омфацита обрамляются Di-Pl (± Amph) симплектитами (Jd = 6-18 %) и амфиболом.

Основными признаками двух этапов эклогитового метаморфизма являются:

1. Включения диопсид-плагиоклазовых симплектитов в монокристаллах омфацита (рис.1a,b). Симплектиты включений имеют дактилитовую незональную структуру с резкими секущими контактами на границе с омфацитом (рис.1c,d). Содержание жадеитового компонента в диопсиде 6-14 %, анортитового компонента в плагиоклазе 20-40 %. Такие соотношения свидетельствуют о более позднем формировании монокристаллов омфацита.

2. Вариации состава граната в зональных кристаллах имеют связь с характером минерального состава включений. В ряде случаев кристаллы граната в центральной части содержат полиминеральные включения Cpx-Pl (± Amph) симплектитов (рис.2a,c).

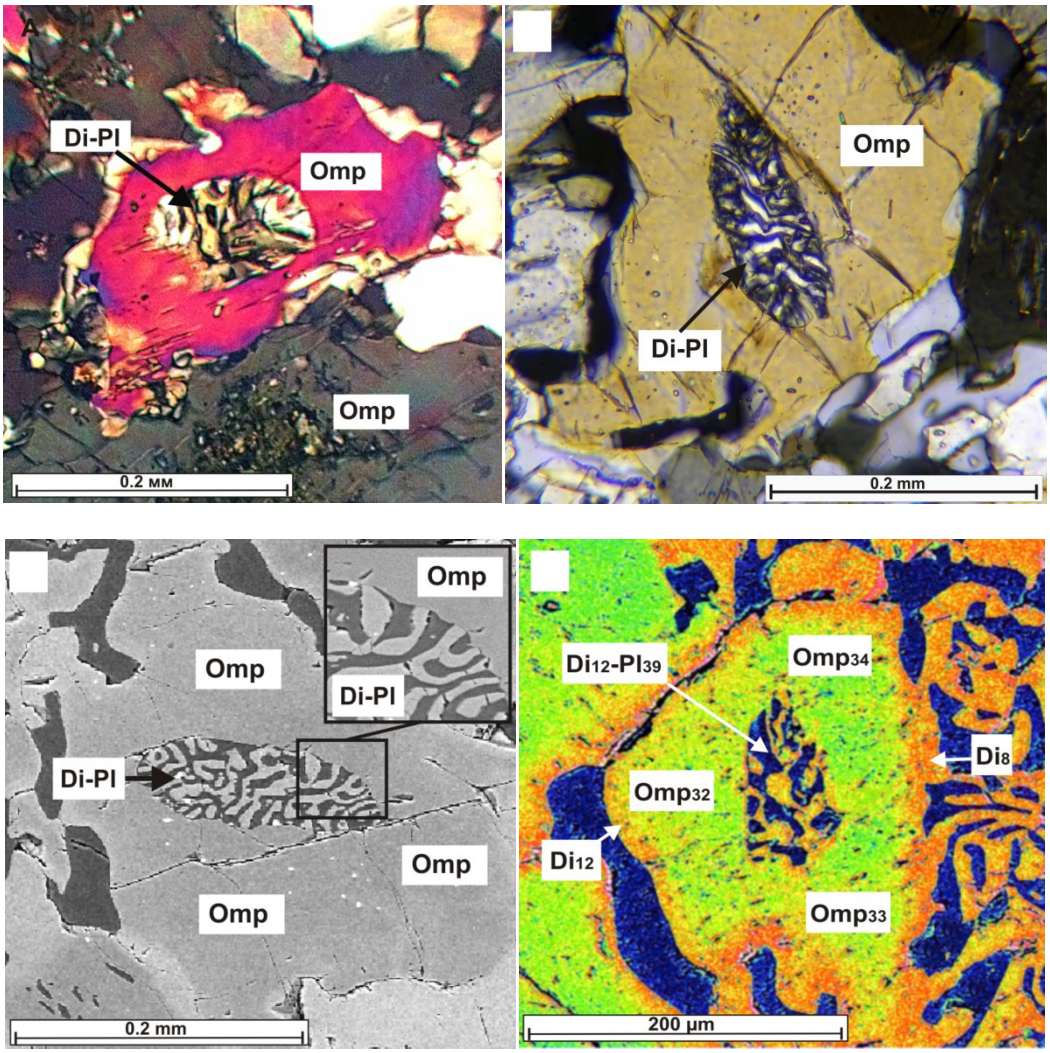


Рис.1. Изображения включений дактилитовых симплектитов в монокристаллах Omp. (a, b) – скрещенные николи. (c, d) – BSE изображения.

В некоторых включениях среди Di-Pl симплектитов присутствует омфацит (рис.2a) с содержанием Jd до 50 % (Володичев и др., 2015). В промежуточной зоне граната широко распространены включения омфацита. Внешняя граница зерен граната при ретроградном метаморфизме окаймляется амфиболом, плагиоклазом и кварцем. Для центральной части

граната характерны содержания пиропа 20-25 % (рис.2b,d), альмандина 52-58 % и гроссуляра 20-22 %. Область с включениями омфацита отличается более высокими значениями пиропа 27-30 % и низкими альмандина 48-52 %. Вариации гроссуляра в пределах погрешности 19-23 %. В краевой части граната происходит заметное снижение концентрации пиропа до 22-24 %, увеличение альмандина до 52-56 % и гроссуляра до 22 %. Такая закономерность смены минеральных включений и химического состава для гранатов в эклогитах Гридинского комплекса обнаружена впервые.

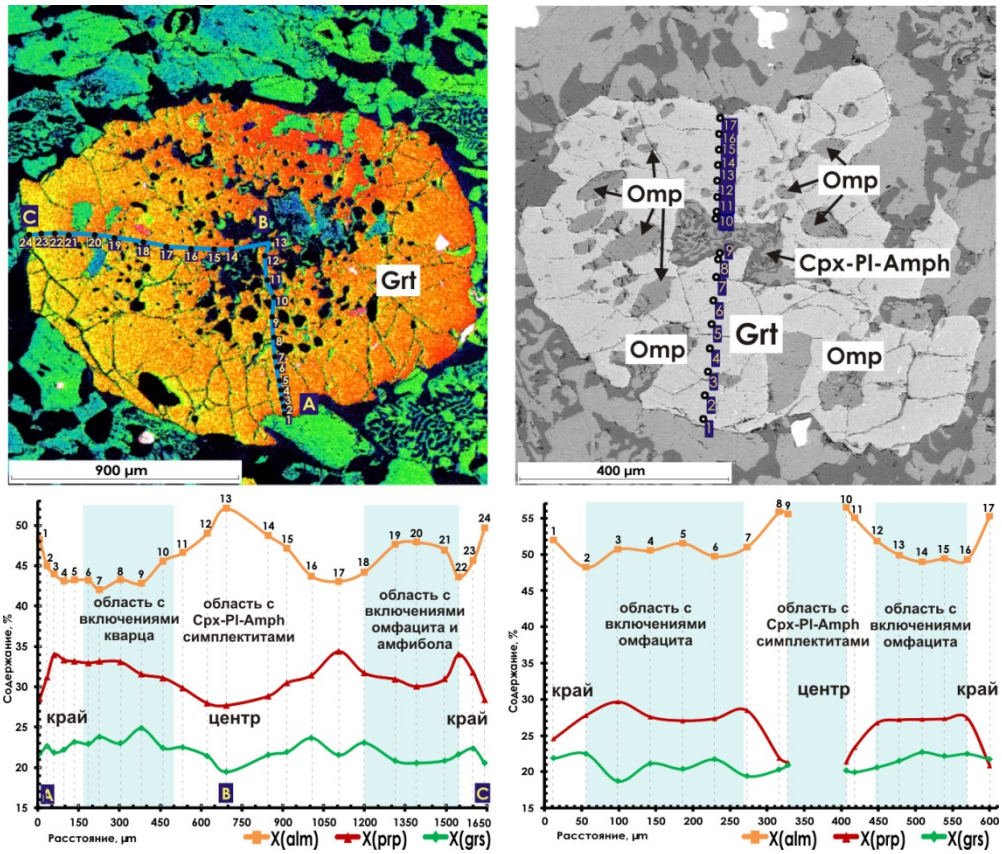


Рис. 2. (a,b)- изменение минерального состава включений от центра к краю в кристалле граната: (a) Omp-Cpx-Pl-Amph → Omp-Qtz; (b) Cpx-Pl-Amph → Omp. BSE изображения; (d,c) – диаграммы изменения модального состава гранатов (a,b) по профилю.

По выделенным зонам произведен расчет PT условий метаморфизма (Berman, 1991). Образование Cpx-Pl-Amph симплектитов из центральной части граната происходило при T = 700-760 °C и P = 12,4-14,6 кбар. Включения омфацита в промежуточной зоне граната формируются при T = 710-820 °C и P = 14-16 кбар, что соответствует пиковым значениям эклогитового метаморфизма. Последующий этап преобразования эклогитов в краевой зоне связан со снижением температуры до 650-730 °C и давления до 10,3-12,7 кбар – период образования клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов и амфибола.

Редкие реликты омфацита (Jd = 50 %) из центральной части граната, вероятно, сформировались в первый этап эклогитизации. На следующем этапе произошло снижение температуры и давления – декомпрессия «ранних» эклогитов, о чем свидетельствует наличие Di-Pl симплектитов в центральных частях граната и монокристаллах крупных омфацитов из матрикса. Второму этапу эклогитизации соответствуют зерна омфацита в промежуточной зоне граната и крупные монокристаллы омфацита в матриксе породы. На поздней стадии метаморфических преобразований произошла повторная декомпрессия пород с формированием Di-Pl (± Amph) симплектитов на границе крупных кристаллов омфацита и граната. Последовательность смены минералов: Omp I → Di-Pl I → Omp II → Di-Pl II.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-09288.

Список литературы

1. *Володичев О. И., Кузенко Т. И.* Проградные и ретроградные тренды эволюции метаморфизма архейских эклогитов и их геодинамическая интерпретация (Карелия, район с. Гридино) // Записки РМО. 2013. № 3. С. 28-51.

2. *Володичев О. И., Максимов О. А., Слабунов А. И., Кузенко Т. И.* Петрологические и геохронологические индикаторы двукратного (?) проявления метаморфизма эклогитовой фации в архее Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита (Гридинская структура) // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Материалы XII Всероссийского петрографического совещания. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2015. С. 394-397.

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. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий, Петрозаводск. 2011. С. 46-48.

4. *Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В., Конилов А. Н., Кузенко Т. И.* Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.

5. *Berman, R. G.* Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications / Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood; Eds. Gordon, T M; Martin, R F. Canadian Mineralogist. 1991. v. 29. P. 833-855.

6. *Herwartz, D., Nagel, T. J., Munker, C., Scherer, E. E. & Froitzheim, N.* Tracing two orogenic cycles in one eclogite sample by Lu-Hf garnet chronometry // Nature Geoscience. 2011. 4. P. 178-183.

Гетерогенность мантии 2,1 млрд лет назад в южной части Карельского кратона (Северное Приладожье)

Матреничев А. В.
ИГГД РАН, matrenichev@gmail.com

Супракрустальные породы в Северном Приладожье представлены преимущественно породами карельского комплекса. На этой территории выделяют ятулийский надгоризонт, представленный кварцито-песчанниками и пестроцветными доломитами, людиковийский надгоризонт, представленный вулканногенно-осадочными образованиями сортавальской серии и калевийский надгоризонт, сформированный метатурбидитами ладожской серии.

Впервые образования, сопоставимые с сортавальской серией, были выделены Седерхольмом в 1916 году, разделившим ладожский комплекс на верхнюю песчано-сланцевую и нижнюю карбонатно-амфиболитовую толщи. К. О. Кратц отнес верхнюю толщу ладожского комплекса к ладожской серии, а нижнюю – к сортавальской серии (Кратц, 1963). В дальнейшем, при проведении геолого-съемочных работ Л. Н. Потрубович и Г. В. Макарова объединили в сортавальскую серию две свиты – соанлахтинскую, залегающую в краевой части Карельского кратона и питкярантскую, приуроченную к куполовидным выступам гранито-гнейсов. Таким образом, в состав сортавальской серии объединены вулканогенно-осадочные породы, залегающие в основании разреза раннепротерозойских отложений Раахе – Ладожского зоны Свекофеннского подвижного пояса.

В дальнейшем, на основании изучения геологических взаимоотношений пород и вещественного состава метавулканитов, стратифицированные образования сортавальской серии были разделены на 4 свиты (Матреничев, 2010).

В основании **питкярантской** свиты залегают слоистые карбонатные породы, которые перекрываются углеродсодержащими алевролитами переслаивающимися с аркозовыми песчаниками. Выше залегают метабазальты метаморфизованные до крупнозернистых амфиболитов. Эти породы интрудированы метагаббро. Вулканические породы питкярантской свиты по содержанию главных породообразующих компонентов могут быть отнесены к базальтам. Выше залегают породы **петсеваарской** свиты. В основании свиты находятся аркозовые кварциты и кварцитопесчаники, которые

перекрываются углеродсодержащими алевролитами, переслаивающимися с граувакками. Выше залегают базальты с подушечной отдельностью. На классификационной диаграмме вулканиты свиты петсеваара располагаются в поле базальтов. На породах петсеваарской свиты, с признаками размыва залегают породы свиты **харлу**. В основании разреза залегают вулканогенно-осадочные породы основного состава с линзами туфоконгломератов и полимиктовых конгломератов. Состав излившихся и вулканокластических пород варьирует от трахиандезибазальтов до трахитов, с преобладанием трахиандезитов и трахитов вблизи эруптивного центра. Завершают людиковийский разрез породы свиты **тенъярви**. В разрезе свиты тенъярви преобладают метаморфизованные лавы и туфы основного и ультраосновного состава, среди которых по Mg#, могут быть выделены коматииты, коматиитовые базальты и базальты.

Щелочные вулканические породы свиты харлу по содержанию и соотношению петрогенных компонентов и распределению редкоземельных элементов сильно отличаются от окружающих метавулканитов и являются предметом изучения данной работы.

Состав излившихся и вулканокластических пород свиты харлу варьирует от трахиандезибазальтов до трахитов, с преобладанием трахиандезитов и трахитов вблизи эруптивного центра. Вулканиты свиты харлу заметно обогащены LREE ($[Ce/Yb]_N$ = 4 – 5) при содержании тяжелых лантаноидов на уровне Yb = 9 – 14 н. е. Для определения возраста вулканитов свиты харлу была изучена Sm-Nd изотопная система. Изохронный возраст для этих вулканитов составляет 2069 ± 31 млн лет при εNd ≈ -4 (Матреничев, 2009). При изучении содержаний и вариаций петрогенных и малых компонентов в вулканитах была выделена вулканическая серия. Анализ положения и длины тренда для этой серии свидетельствует о том, что вариации химического состава вулканитов обусловлены кристаллизационным фракционированием, что в свою очередь позволило определить состав начального, наименее дифференцированного расплава. Начальная, наименее дифференцированная выплавка имеет трахибазальтовый состав и характеризуется наименьшими концентрациями REE (рис.1). На основании изучения химического состава были выделены геохимические элементы-индикаторы, которые характеризуют условия образования и состав первичной выплавки для вулканитов свиты харлу – это содержание щелочей, спектр распределения редкоземельных элементов, концентрации Ti, Zr, Ba, и εNd.

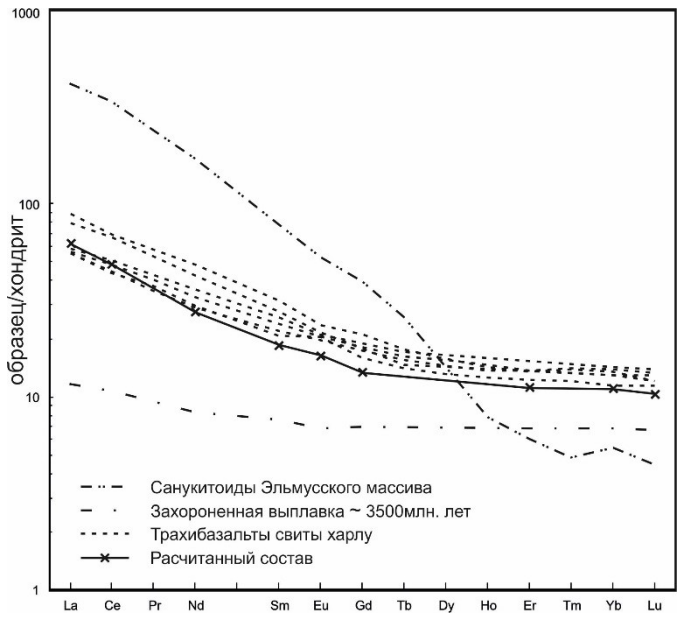


Рис. 1. Нормализованные к хондриту C1 по (McDonough, 1995) содержания редкоземельных элементов в щелочных вулканитах свиты харлу сортавальской серии

Появление выплавки с такими геохимическими и изотопными может быть объяснено петролого – геохимической моделью плавления гетерогенного субстрата. Для появления начальной выплавки такого состава субстрат должен был состоять из древней захороненной выплавки и по крайней мере 9 % еще одного компонента, который характеризовался εNd(2069) ≈ -7, спектром REE с сильным обогащением легкими и средними REE относительно тяжелых $[Ce/Yb]_N \approx 61$, $[Ce/Sm]_N \approx 4$ при концентрациях HREE на уровне 5-7 н. е. (рис.1). Кроме того, второй компонент должен содержать повышенные концентрации $K_2O + Na_2O$ и содержания Ba > 2000 ppm. При плавлении такого гетерогенного субстрата, состоявшего из Ol 20 %, Opx 30 %, Cpx 50 % на 18 % получаются выплавки по своему изотопному и геохимическому составу соответствующие начальному расплаву свиты харлу (рис.1, 2).

Отрицательные значения εNd в породах, сформировавшихся из мантийного субстрата, наиболее часто объясняют процессами коровой контаминации. Под этим подразумевают изменение химического состава расплава при его движении к поверхности Земли по трещинам в коре. Однако, предложенная модель предполагает наличие контаминирующего вещества непосредственно в области плавления, что подразумевает предшествующее многократное плавление этого участка мантии с захораниванием (по крайней мере частичным) продуктов плавления.

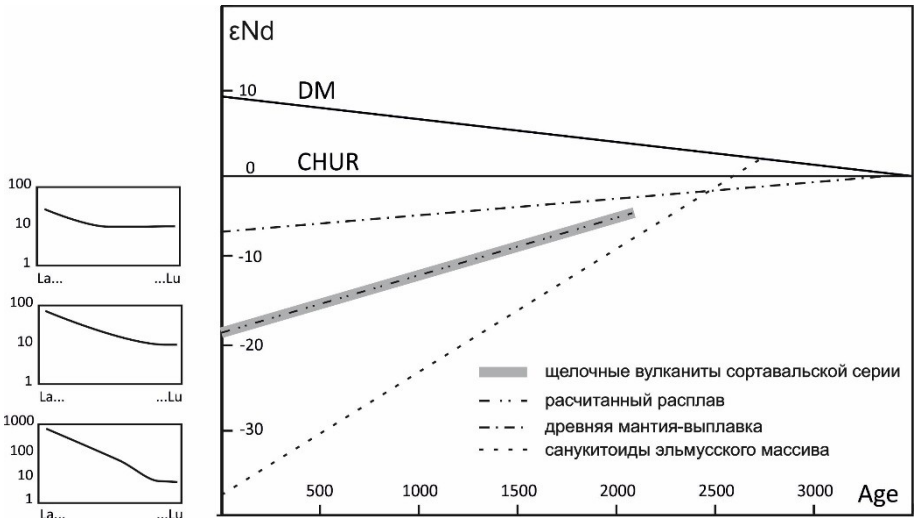


Рис. 2. Диаграмма эволюции εNd во времени (млн лет).

Наличие такого специфического состава контаминанта в области плавления позволяет предположить присутствие подобных выплавок в южной части Фенноскандинавского щита. И действительно, такие породы встречаются – это умеренно щелочные породы неоархейского возраста Эльмусского массива (Егорова, 2010, рис.1). По содержанию редких и редкоземельных элементов и εNd санукитоиды Эльмусского массива очень близки рассчитанному контаминанту. Коме того, эти породы характеризуются щелочностью ($Na_2O + K_2O$) около 9 масс. % и содержаниями SiO2 ≈ 60 масс. % и Ba ≈ 2000 ppm, что позволяет объяснить относительно высокие содержания этих компонентов в вулканитах свиты харлу относительно окружающих вулканитов основного состава питкярантской, петсеваарской и тенъярвинской свит.

Выводы. К 2069 млн лет сублитосферная мантия под южной частью Карельского кратона была геохимически и изотопно неоднородна. Изотопная и геохимическая гетерогенность возникла в результате предшествовавших этапов частичного плавления деплетированной мантии. При этом, динамика процессов была такой, что часть получившихся выплавок не выносилась на поверхность, а захоранивалась в мантии.

Начальные расплавы щелочных вулканитов свиты харлу сортавальской серии сформировались при плавлении гетерогенного источника, включавшего умереннощелочные выплавки неоархейского возраста.

Плавление гетерогенного мантийного субстрата происходило на глубине выше поля устойчивости граната и согласно экспериментальным данным соответствует глубинам менее 25 км (Takahashi, 1983).

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №16-05-00486.

Список литературы

1. *Егорова Ю. С.* Позднеархейские серии умеренно-щелочных пород Карелии на примере санукитоидного Эльмусского и сиенитового Западно-Хижьярвинского массивов // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2010. С. 134–160.

2. *Кратц К. О.* Геология карелид Карелии. АН СССР. 1963. 210 с.

3. *Матреничев А. В.* Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе – Ладожской зоны, Балтийский щит // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2010. С. 223-255.

4. *Матреничев А. В.* Новые данные о строении и возрасте сортавальской серии. Северное Приладожье // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. - Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 114-116.

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

6. *Takahashi E., Kushiro I.* Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesi // American Mineralogist. 2005. Vol. 68. P. 859-879.

Вулканостратиграфия лав Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ) на основании сопоставления изотопных K-Ar, геохимических и стратиграфических данных

Парфенов А. В., Лебедев В. А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), г. Москва, e-mail: parfenov@igem.ru;

Казбекский неовулканический центр – один из крупнейших ареалов проявления четвертичного магматизма на Большом Кавказе. Он расположен в юго-восточной части одноименной вулканической области в верховьях р. Терек и ее левых притоков (Суатиси, Мнаиси, Чхери, Девдораки) на территории общей площадью около 250 км^2. По вершине вулкана Казбек проходит государственная граница России и Грузии. В тектоническом плане Казбекский центр локализован на участке сочленения Центрального и Восточного сегментов мегантиклинория Большого Кавказа и приурочен к району пересечения Главного Кавказского взброса с северным звеном Левантийской левосдвиговой зоны, а именно с Казбек-Цхинвальским разломом (Милановский, Карановский, 1973). Необходимо отметить, что все вулканические аппараты, входящие в состав Казбекского центра, расположены к югу от Главного Кавказского взброса в тектонической зоне Южного склона Большого Кавказа, сложенной вулканогенно-осадочными толщами субдукционно-аккреционного комплекса ранней-средней юры.

В состав центра входят собственно полигенный стратовулкан Казбек, расположенный в центре кальдеры своего предшественника Палео-Казбека, и более 10 малых вулканических аппаратов (лавовые конуса Пик Мнаиси, Малый Ткаршети, Бетлеми и Кечутцвери; экструзивные купола Шевардени, Малый Шевардени и Большой Ткаршети; эксплозивные центры Пхелше, Сиони и Чхери; дайки и некки Девдоракского ущелья).

Изучением Казбекского центра на протяжении XX века занимались многие известные геологи, в том числе В. В. Дубянский, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белянкин, В. П. Ренгартен Н. И. Схиртладзе, Е. Е. Милановский, Н. В. Короновский и др. В 1999 году в ИГЕМ РАН начаты комплексные исследования молодого вулканизма, проявленного в этой части Большого Кавказа. В течение 15 лет на территории Казбекского центра проводились

совместные российско-грузинские экспедиционные работы, в результате которых собрана представительная коллекция образцов новейших лав. Она позволяет охарактеризовать все известные на данной территории вулканы, большинство изверженных ими потоков и даже отдельные горизонты лав в их реперных разрезах. Отметим, что при проведении экспедиций были впервые обнаружены и описаны ранее неизвестные вулканы Пик Мнаиси, Арцивисцвери, Малый Шевардени, а также малый некк на западном склоне вулкана Шевардени.

Стратиграфическое расчленение вулканических образований, даже молодых, может представлять собой нетривиальную задачу. Разновозрастные лавовые потоки часто перекрывают друг друга, лишая геологов возможности проследить в полевых условиях их истоки и пути перемещения. Кроме того, нередко лавы существенно эродированы и сохраняются только в виде отдельных изолированных останцов. Получение достоверных представлений об истории развития вулканического центра требует проведения комплексной обработки различных аналитических данных для изучаемых пород и сопоставления их с результатами полевых наблюдений. Важным подходом является корреляция изучаемых вулканитов по их химическому составу, как главным оксидам, так и микроэлементам. Для разделения молодых разновозрастных лавовых толщ успешно используются изотопно-геохронологические данные, в первую очередь, результаты K-Ar датирования вулканитов. При комплексном рассмотрении изотопных, геохимических и стратиграфических данных мы можем с высокой степенью достоверности определять принадлежность лавовых потоков к конкретным вулканическим аппаратам и, таким образом, выделять общие периоды проявления вулканической активности и затишья на изучаемой территории.

К настоящему моменту, основываясь на совокупности изотопно-геохронологических, петролого-геохимических данных и результатах полевых наблюдений, нами детально расшифрована история развития магматизма в пределах Казбекского неовулканического центра. Установлено, что первые извержения на данной территории происходили в раннем неоплейстоцене, около 450 тыс. лет назад. Выделено четыре фазы развития вулканизма в этом временном интервале: I – 460-365, II – 300-200, III – 130-90, а IV – менее 50 тыс. лет. Вторая и третья фазы, наиболее продуктивные по объему изверженного материала, подразделены на две стадии каждая. При этом последнее известное извержение на данной территории произошло в историческое время, в середине голоцена (Бурчуладзе и др., 1976; Чернышев и др., 2002).

Вулканическая активность в I фазу была локализована в северной части Казбекского центра, где произошло излияние Девдоракского и Гвелетского лавовых потоков, а так же потока Блоти. Первые два из них сильно эродированы, а поток Блоти практически полностью уничтожен и представлен лишь двумя останцами лав размерами менее 500 м. Анализ геоморфологических данных позволяет предположить, что центр извержения всех этих лав располагался в районе современных истоков Девдоракского ледника к северу от современной постройки Казбека. К настоящему времени его конус либо полностью уничтожен эрозией, либо скрыт под более молодыми лавами и ледниковым покровом.

На I фазе так же произошло образование двух небольших вулканических аппаратов в Девдоракском ущелье, которые сохранились к настоящему времени в виде небольших некков дацитов и отходящих от них даек андезитов.

Вторая фаза значительно превосходит первую по объему изверженного материала и количеству лавовых потоков. Активность проявляли два полигенных вулкана – Палео-Казбек и Бетлеми. Палео-Казбек извергался на протяжении всей фазы. На ранней стадии (II^1, 300-270 тыс. лет) произошло излияние лав потоков Цдо, Гайботенского, Ахади и Бахно, а так же нижнего горизонта Мнадонского потока. На поздней стадии (II^2, 235-200 тыс. лет) образовались Чхерский и Майлинский потоки, излились лавы, слагающие верхнюю часть Мнадонского потока (до 11 горизонтов), и потоки в верховьях реки Кесиа. Лавовый вулкан Бетлеми сформировался на поздней стадии II фазы к ЮВ от Палео-Казбека. Его активность привела к образованию Паншетского потока

и потока ручья Баш. Химический состав вулканитов второй фазы довольно разнообразен и в целом закономерно изменяется от базальтовых трахиандезитов в ее начале до андезитов и дацитов на поздней стадии.

Масштабные извержения во II фазу в среднем неоплейстоцене привели к опустошению приповерхностных магматических камер под центральным вулканическим аппаратом, что повлекло за собой проседание и разрушение конуса Палео-Казбека с образованием кальдеры диаметром около 5 км. Ее контур хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках высокого разрешения в северной, западной и южной частях.

После значительного перерыва вулканическая активность возобновилась на III фазе (130-90 тыс. лет). Она в основном отмечена формированием в центре кальдеры Палео-Казбека постройки крупного полигенного стратовулкана Казбек, который оставался активным на всем ее протяжении. Вулканическая деятельность Казбека привела к образованию Восточного Казбекского (III^{1-2}), Аршинского и Гергетского (III^{1}), а так же Шанторского потоков (III^{2}). Одновременно с Казбеком, к западу от него, образовался лавовый вулкан Пик Мнаиси, в результате извержений которого образовался Суатисский андезитовый поток (III^{1}), а впоследствии – небольшой поток дацитов в верховьях реки Мнаиси (III^{2}). Формирование непосредственно конуса этого вулкана происходило на поздней стадии третьей фазы. В этот временной отрезок (III^{2}) так же произошло образование дацитовых экструзий Шевардени, Малый Шевардени, Большой Ткаршети, вулкана Арцивисцвери, эксплозивных центров Пхелше и Сиони.

Отметим, что полученные нами K-Ar датировки не позволяют точно определить временные рамки конца первой и начала второй стадий активности в рамках III фазы. В тоже время, данные о химическом составе лав и их стратиграфическое положение дают четкие основания для их разделения. В частности, точки, характеризующие на диаграмме TAS составы вулканитов, изверженных на третьей фазе, образуют два обособленных поля, отвечающих андезитам и дацитам. Важно также, что во всех изученных разрезах лав, образовавшихся на третьей фазе, дациты залегают поверх андезитов, следовательно, они образовались позднее. Таким образом, на ранней стадии третьей фазы изливались андезитовые расплавы, а на поздней стадии – дацитовые.

Магматическая активность на IV фазе (< 50 тыс. лет) носила ярко выраженный ареальный характер. Извергались исключительно малые вулканические аппараты. По химическому составу лавы в основном отвечают андезитам (конус вулкана Кечутцвери и его поток, Верхний Паншетский поток вулкана Бетлеми, вулкан Малый Ткаршети и эксплозивный центр Чхери). Лавовый поток вулкана Большой Ткаршети представлен андезитами и дацитами, а лавовый поток вулкана Шевардени и некк на его СЗ склоне – дацитами.

Итак, сопоставление результатов комплексных аналитических и инструментальных исследований с данными полевого изучения позволяет с высокой степенью детальности проводить расшифровку истории развития новейшего магматизма в пределах конкретных вулканических центров. На примере Казбекского неовулканического центра показана актуальность и перспективность такого подхода.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00071а).

Список литературы

1. *Бурчуладзе А. А., Джанелидзе Ч. Г., Тогонидзе Г. И.* Применение радиоуглеродного метода для решения некоторых вопросов палеогеографии плейстоцена и голоцена Грузии // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука. 1976. С. 238-243.

2. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.*, Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.

3. *Чернышев И. В., Лебедев В. А., Бубнов С. Н. и др.* Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов Большого Кавказа // Геохимия. 2002. № 11. С. 1151-1116.

Pb-Pb возраст карбонатных пород забитской и агарингольской свит осадочного чехла Тувино-Монгольского массива

Ситкина Д. Р.[1, 2], Кузнецов А. Б.[1], Смирнова З. Б.[1]
[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, dariasitkina@gmail.com
[2]Санкт-Петербургский горный университет

Тувино-Монгольский массив входит в состав каледонской Саяно-Байкальской складчатой области и представляет собой докембрийский террейн, который охватывает юго-восточную часть Восточного Саяна и прилегающие нагорья, расположенные на территории Западной Бурятии, Восточной Тувы и Северной Монголии (Беличенко и др., 1999; Кузьмичев, 2004). В основе выделения Тувино-Монгольского массива как самостоятельного структурного элемента является присутствие венд-кембрийских карбонатных отложений платформенного типа, несогласно залегающих на деформированных толщах рифейского возраста. Этап карбонатного накопления начался после этапа формирования вулканогенной ассоциации островных дуг (Кузнецов и др., 2010), которые располагались в сопредельном океаническом пространстве в позднем рифее – около 770-800 млн лет назад (Кузьмичев, 2004).

Среди карбонатных отложений чехла в северо-восточной части массива выделяется забитская свита (600-900 м), слагающая основание мощной (до 3800 м) боксонской серии. Отложения забитской свиты залегают на позднерифейских вулканитах сархойской серии, содержащей цирконы с возрастом 782 ± 11 млн лет (Кузьмичев и др., 2011), и на продуктах разрушения сархойских вулканитов (Беличенко и др., 1999; Кузьмичев, 2004). Верхняя граница свиты проведена по основанию бокситового слоя, образование которого связано с локальным размывом и развитием региональной коры выветривания в раннетабинзуртинское время. В верхних горизонтах боксонской серии обнаружены остатки раннепалеозойской фауны, тогда как нижние горизонты серии содержат спорные и проблематичные находки микрофитолитов, позволяющие трактовать начало седиментации боксонских осадков в широком интервале – от рифея до силура (Кузьмичев, 2004). Венд-кембрийские карбонатные отложения в юго-западной части Тувино-Монгольского массива картируются в Мурэнской структурно-фациальной зоне юго-западного Прихубсугулья в составе агарингольской (мурэнской) свиты (Гибшер, Бат-Ирээдуй, 1990). Карбонатные отложения агарингольской свиты (900-1000 м) согласно залегают на терригенных породах хайсуинской свиты и согласно перекрываются вулканогенно-терригенными породами хужиртуинской свиты. Свита сложена известняками, лишенными всяческих органических остатков. Таким образом, время накопления названных карбонатных отложений чехла Тувино-Монгольского массива остается одной из актуальных проблем.

Для осадочных карбонатных пород, в которых возможности биостратиграфического метода ограничены, для определения возраста используют U-Pb (Pb-Pb) метод. Одним из важных условий получения корректного значения Pb-Pb возраста является сохранность изотопно-геохимической системы карбонатных пород. Для выявления образцов с наименее затронутой вторичными изменениями U-Pb системой проводился строгий отбор, включающий изотопно-геохимическую оценку сохранности пород на основе тех же геохимических критериев, которые применяются при выборе образцов для Sr-хемостратиграфических исследований – отношения Mg/Ca, Mn/Sr, Fe/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Овчинникова и др, 1998, 2012; Кузнецов и др., 2014), а также селективное растворение образцов для выявления фракций наиболее обогащенных первичным карбонатным материалом (Овчинникова и др., 1998, 2012).

Для определения Pb-Pb возраста карбонатных пород забитской свиты были выбраны образцы на удалении от терригенных пачек. Два образца были взяты из пачки тонкослоистых и интракластовых доломитов, и четыре образца из вышележащей пачки темно-серых

битуминозных известняков. Известняки слабодоломитизированы (Mg 0,8-4,1 %), содержат примесь терригенного кварца (1,3-9 %), небольшое количество Mn (27-99 мкг/г) много Fe (120-4380 мкг/г). Доломиты – (Mg/Ca = 0,64) содержат мало терригенной примеси (2,2-4,6 %), Mn (130-140 мкг/г) и Fe (600-810 мкг/г). Количество Sr в забитских известняках и доломитах высокое, соответственно 505-1950 и 150-174 мкг/г. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках варьирует от 0,70706 до 0,70732, в доломитах – от 0,70727 до 0,70735. Эти изотопно-геохимические характеристики показывают, что выбранные образцы не подвергались эпигенетической перекристаллизации. Сходство значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках и доломитах предполагает, что эти породы были сформированы из одного раствора в краткий момент геологического времени, то есть представляют собой одну генерацию.

Для изотопно-геохронологического исследования карбонатных пород агарингольской свиты были выбраны образцы из пачки ритмично-слоистых мелкокристаллических битуминозных известняков в основании свиты. Большинство известняков (Mg < 0,3 %) характеризуется низкими содержаниями Mn (19-90 мкг/г) и Fe (80-1310 мкг/г) и очень высокой концентрацией Sr (1940-2770 мкг/г), что делает их потенциально пригодными для изучения U-Pb систематики. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изученных образцах лежит в узких пределах 0,70725-0,70743 и также указывают на отсутствие эпигенетической перекристаллизации.

Химическая обработка образцов при изучении U-Pb систематики проводилась с применением методики селективного (ступенчатого) растворения. На первой ступени в слабом растворе HCl было удалено 1-7 % поверхностных загрязнений и вторичных карбонатных генераций. Далее ступенчатое растворение образцов проводилось в 1N HCl в три стадии, в результате чего было получено по три фракции для каждого исследуемого образца. В первой фракции содержание вещества составляло от 21 до 26 %, во второй фракции от 21 до 43 %, в третьей фракции от 26 до 40 %. Доля нерастворимого силикатного в 1N HCl остатка составила от 9 до 20%.

Содержание Pb в образцах забитской свиты варьирует от 0,21 до 0,97 мкг/г, содержание U – от 0,49 до 1,34 мкг/г, в образцах агарингольской свиты содержания Pb варьирует от 0,6 до 1,5 мкг/г, U – 0,2 до 0,9 мкг/г, что соответствует средним значениям обычно присутствующим в докембрийских осадочных карбонатных породах. Величина измеренного в образцах забитской свиты отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ в первой фракции варьирует в диапазоне от 21,092 до 46,468, во второй фракции – от 23,239 до 56,318, а в третьей фракции – от 24,578 до 65,808. Увеличение отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ в карбонатных фракциях более глубоких ступеней обработки показывает, что в ходе ступенчатого растворения образцов достигалось частичное удаление эпигенетических генераций карбоната и обогащение карбонатного материала первичным веществом, содержащим радиогенный свинец. В образцах агарингольской свиты величина измеренного отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ в первой фракции варьирует от 25,105 до 28,064, во второй фракции от 25,519 до 26,918, в третьей фракции от 24,702 до 27,421. В данном случае низкие значения отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$, возможно, связаны с частичной потерей урана в современное время.

Возраст, вычисленный по всем выделенным фракциям в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ для карбонатных пород забитской свиты равен 620 ± 50 млн лет (СКВО = 8), а для агарингольской свиты равен 621 ± 93 млн лет (СКВО = 1,2). Полученные значения дают прямую геохронологическую оценку возраста карбонатных пород рассматриваемых свит. Этот возраст согласуется с данными Sr изотопной хемостратиграфии, ограничивающей время отложения известковых осадков забитской ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70706-0,70732) и агарингольской ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70725-0,70743) свит интервалом 630-600 млн лет (Кузнецов и др., 2010, 2014). Таким образом, формирование венд-кембрийского карбонатного чехла, отражающего важный этап в эволюции Тувино-Монгольского массива, началось в разных его частях в раннем венде после завершения сархойского вулканизма и частичного замыкания позднерифейского бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-01090).

Список литературы

1. *Беличенко В. Г., Летникова Е. Ф., Гелетий Н. К.* // ДАН. 1999. Т. 364. С. 80-83.

2. *Гибшер А. С., Бат-Ирээдуй Я.* Стратиграфия позднего докембрия — раннего кембрия Мурэнской зоны Западного Прихубсугулья (МНР) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1990. С. 91-104.

3. Кузнецов А. Б., Летникова Е. Ф., Вишневская И. А. и др. Sr хемостратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН. 2010. Т. 432. № 3. С. 350-355.

4. *Кузьмичев А. Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

5. *Кузьмичев А. Б., Ларионов А. Н.* Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770–800 млн. лет) вулканический пояс Андского типа // Геология. Геофизика. 2011. Т. 52. С. 685–700.

6. *Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М.* Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3-25.

7. *Овчинникова Г. В., Васильева И. М., Семихатов М. А. и др.* U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20-31.

8. *Овчинникова Г. В., Кузнецов А. Б., Васильева И. М. и др.* U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28-40.

Абсолютный возраст и распределений REE в цирконе из метагаббро Кандалакшского палеопротерозойского габбро-анортозитового массива

Стешенко Е. Н.[1], Баянова Т. Б.[1], Дрогобужская С. В.[2]

[1] ГИ КНЦ РАН,steshenko@geoksc.apatity.ru

[2]ИХТРЭМС КНЦ РАН, Drogo_sv@chemy.kolasc.net.ru

Основной целью исследований являлось U-Pb датирование анортозитов по единичным зёрнам, а также определение концентраций REE, Hf, U, Th, и Y, построение графиков их распределений в цирконе из главных разновидностей пород Кандалакшского габбро-анортозитового массива (Стешенко и др., 2015) и установление генезиса циркона.

Для определения возраста пород Кандалакшского анортозитового массива U-Pb методом по единичным цирконам, с использованием искусственного трассера Pb^{205} (Баянова и др., 2007), была отобрана представительная геохронологическая проба из метагаббро (проба 183, рис.1, табл.1). Для проведения измерений было выделено три монофракции циркона. Цирконы первого типа - изометрические кристаллы сиреневого цвета. Зерна прозрачные, поверхность не корродированна, блеск алмазный. Средние размеры – 0,140 × 0,140 мм, Ку-1. Величина массы среднего кристалла – $1{,}09 \times 10^{-6}$г. В спирте зональность не просматривается. Второй тип циркона представлен изометрическими кристаллами водянопрозрачного цвета. Поверхность не корродированна, блеск алмазный. Средние размеры – 0,140 × 0,140 мм, Ку-1. Величина массы среднего кристалла – $1{,}09 \times 10^{-6}$ г. В спирте зональность просматривается слабо. Третий тип представлен изометрическими кристаллами коричневого цвета. Зерна прозрачные, поверхность не корродированна, блеск стеклянный. Средние размеры – 0,175 × 0,175 мм, Ку-1. Величина массы среднего кристалла – $21{,}4 \times 10^{-6}$ г.

Полученный возраст отражает, по-видимому, время магматической кристаллизации массива.

Для цирконов из метагаббро (проба 183) проводились измерения концентраций REE и других элементов методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 DRC-e (Perkin Elmer) (ИХТРЭМС) с использованием лазерного испарителя UP-266 MACRO (New Wave Research) по стандартной методике (Николаев и др., 2016).

Для анализа были использованы три разновидности циркона, выделенного из метагаббро Кандалакшского массива. Также в цирконах было измерено содержание Ti, с целью определения температуры кристаллизации и закрытия U-Pb системы. Результаты измерений представлены в табл.2 и показаны на рисунке 2.

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для циркона из метагаббро, Кандалакшский анортозитовый массив

Проба №	Навеска (мг)	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца[1)]			Изотопные отношения и возраст, млн лет[2)]			Rho
		Pb	U	206 Pb / 204 Pb	206 Pb / 207 Pb	206 Pb / 208 Pb	207 Pb / 235 U	206 Pb / 238 U	207 Pb / 206 Pb	
1	0,40	158,3	329,9	6994	6,2927	13,0870	9,89146	0,450644	2414	0,99
2	0,20	93,2	207,2	1824	6,0115	8,7538	8,89855	0,404840	2450	0,99
3	0,20	106,3	254,7	2421	6,0787	10,4050	8,40523	0,382718	2448	0,93

[1)]Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0,08 нг для Pb и 0,04 нг для U и масс-дискриминацию 0,12 ± 0,04 %.

[2)]Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

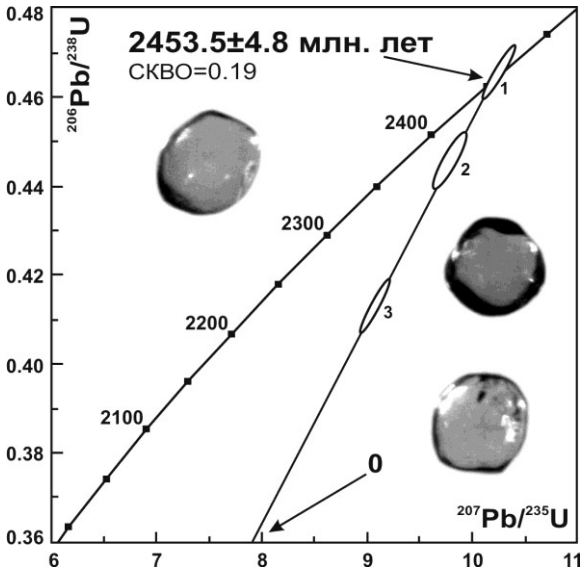


Рис.1 Изотопная U-Pb диаграмма для единичных зёрен циркона из метагаббро (проба 183) Кандалакшского массива.

Зёрна циркона характеризуются высокими суммарными содержаниями РЗЭ – от 3086 до 24333 ppm. Доля лёгких РЗЭ незначительна, чем и объясняются низкие значения (Yb/La)n – 0,0016-0,0079 (табл.1). Данными особенностями определяется характер спектров распределения РЗЭ, представленный на рис.1, который имеет крутой положительный наклон с отрицательной аномалией Eu и положительной аномалией Ce, $(Lu/Gd)_n$ = 13,62-56,01. Такой характер спектров распределения РЗЭ, крутой подъём линии распределения от La к Lu с положительной Ce и отрицательной Eu аномалиями, является типичным для циркона магматического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003).

По содержанию Ti в зёрнах циркона из метагаббро была рассчитана температура их кристаллизации с использованием «Ti-in-zircon» геотермометра (Watson, 2006). Значение среднеё температуры по измеренным двум точкам в цирконе из метагаббро (проба 183), вычислено в 835 ^{0}C, что вместе с данными спектров распределения РЗЭ характеризуют магматическиё генезисе циркона.

Таблица 2. Концентрации REE и Ti (ppm) в цирконе, нормированы по хондриту (Sun, McDonough, 1989) из метагаббро Кандалакшского массива

REE элементы	**Номера образцов**		
	183 6-1-1 3 35	**183 6-2-1 2 35**	**183 6-2-1 3 35**
	метагаббро		
La	4,74	6,23	9,32
Ce	13,92	44,33	121,05
Pr	5,92	8,58	15,83
Nd	24,58	20,83	32,28
Sm	36,00	32,77	86,97
Eu	5,44	10,48	0,14
Gd	76,18	62,86	379,00
Tb	80,17	186,71	598,73
Dy	114,04	344,01	1027,67
Ho	243,87	676,88	1840,39
Er	364,10	1326,71	3123,33
Tm	487,04	1744,44	4356,17
Yb	593,11	2572,01	5702,78
Lu	1037,58	3525,47	7039,44
Сумма	**3086,7**	**10562,3**	**24333,1**
(La/Yb)n	0,007995	0,002420	0,001635
Eu/Eu*)n	0,097	0,219	0,001
(Ce/Ce*)n	2,63	6,06	9,96
Номер пробы	**Содержание Ti, ppm**	**Температура, ^{0}C**	**T $_{ср}$, ^{0}C**
183 6-2-1 2 35	19,0	800,7	835,2
183 6-2-1 3 35	36,7	869,7	

Рис. 2 Спектры распределения РЗЭ в цирконах из метагаббро Кандалакшского массива (Проба 183).

Таким образом, получены данные о том,что спектры распределения РЗЭ в цирконах из метагаббро Кандалакшского массива характеризуется низким содержанием лёгких элементов и высоким содержанием тяжёлых РЗЭ. имеет крутой положительный наклон

с отрицательной аномалией Eu и положительной аномалией Ce, что свидетельствует о магматическом происхождении циркона. Рассчитана температура кристаллизации циркона – по «Ti-in-zircon» - геотермометру - 835 ^{0}C. Полученный новый изотопный возраст Кандалакшского массива – 2453,5 ± 4,8 млн лет отражает время формирования массива, что, в свою очередь, подтверждается характером распределения REE в цирконе.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № № 15-35-20501 мол_а_вед. 16-05-00367, 16-05-00305. Тема государственного задания № 0231-2015-0005.

Список литературы

1. *Баянова Т. Б., Корфу Ф., Тодт В., Поллер У., Левкович Н. В., Апанасевич Е. А., Жавков В. А.* Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // XVIII симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А. П. Виноградова: Тез. докл. ГЕОХИ. 14-16 ноября 2007. Москва. С. 42-43.

2. *Николаев А. И., Дрогобужская С. В., Баянова Т. Б., Каулина Т. В., Лялина Л. М., Новиков А. И., Стешенко Е. Н.* Изучение распределений REE в цирконе реперных пород Арктики методом LA-ICP-MS // Доклады Академии наук, 2016. Т. 470. № 4. С. 448-452.

3. *Стешенко Е. Н., Баянова Т. Б., Серов П. А., Чащин В. В., Лялина Л. М.* Новые изотопные U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте формирования и метаморфических преобразований Кандалакшско-Колвицкого габбро-анортозитового комплекса (Балтийский щит) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 11. С.19-24.

4. *Hoskin P. W. O. and Schaltegger U.* The Composition of zirconand igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in mineralogy & geochemistry. 2003. V. 53. P. 27-62.

5. *Stacey J. S. and Kramers J. D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. № 2. P. 207-221.

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

7. *WatsonE. B., Wark D. A., Thomas J. B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Miner. Petrol. 2006. V. 151. P. 413-433.

U-Pb датирование шорломита из щелочного интрузивного комплекса Африканда (Кольская щелочная провинция)

Стифеева М. В[1]., Сальникова Е. Б[1]., Шахмурадян А. Р[2].

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (stifeeva.maria@ya.ru, katesalnikova@ya.ru)

[2]Университет Манитоба, Канада

В настоящей работе приведены результаты U-Pb датирования (ID-TIMS) шорломита из пироксенитов щёлочно-ультраосновного массива Африканда.

Щёлочно-ультраосновной массив Африканда относится к палеозойской Кольской щелочной провинции (Kramm et al., 1993). Массив представляет собой кольцевую интрузию в архейских гранитогнейсах и амфиболитах и включает ультрамафитовые, щелочные породы и карбонатиты (Kogarko et al., 1995; Chakhmouradian, Zaitsev, 2004).

Шорломит является первичным минералом пироксенитов, он представлен однородными изотропными зернами чёрного и тёмно-коричневого цвета. В проходящем свете обнаружены многочисленные газово-жидкие и минеральные включения, расположенные по зонам роста.

По результатам микрозондовых исследований установлен состав граната, соответствующий предельному составу шорломита ($Ca_3Ti^{4+}_2[Si_{3-x}(Fe^{3+}$, Al, $Fe^{2+})_xO_{12}]$). Наблюдаются незначительные вариации содержания титана (TiO_2 = 13,36 – 15,28).

Для U-Pb изотопных исследований использованы наиболее однородные по окраске фрагменты измельченного кристалла шорломита, которые были проанализированы в соответствии с модифицированными методиками Т. Кроу (Krogh, 1973) и Е. Хорвитца с соавторами (Horwitz et al., 1992) и С. ДеВольфа с соавторами (DeWolf et al, 1996).

Содержание U в изученном шорломите изменяется от 14 до 16 мкг/г, он характеризуется высоким содержанием радиогенного свинца (Pbrad / Pbcom = 4-72), что позволило использовать этот гранат для оценки возраста. Точки изотопного состава шорломита располагаются на конкордии, а величина его конкордантного возраста составляет 377 ± 4 млн лет (СКВО = 1,05). Эта оценка возраста хорошо согласуются с ранее полученными значениями U-Pb возраста перовскита из этих же пород: 374±10 млн лет (Reguir et al., 2010) и 377±6 млн лет (Fu-Yuan Wu et al., 2013).

Результаты выполненных исследований свидетельствуют о перспективности использования шорломита в качестве минерала-геохронометра для датирования щелочно-ультраосновных пород.

Список литературы:

1. *Chakhmouradian A. R. & Zaitsev A. N.* Afrikanda: an association of ultramafic, alkaline and alkali-silica-rich carbonatitic rocks from mantle-derived melts. In: Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province (F. Wall and A.N. Zaitsev, eds.). 2004. P. 247-291.

2. *Dewolf C. P., Zeissler C. J., Halliday A. N., Mezger K., Essene E. J.* The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1996, Volume 60, Issue 1, P. 121-134.

3. Fu-Yuan Wu, Arzamastsev A. A., Mitchell R. H., Qiu-Li Li, Jing Sun, Yue-Heng Yang , Ru-Cheng Wang Emplacement age and Sr-Nd isotopic compositions of the Afrikanda alkaline ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // Chemical Geology. 2013. V. 353. P. 210-229

4. *Horwitz E. P., Dietz M. L., Chiarizia R., Diamond H., Essling A. M., Graczyk D.* Separation and preconcentration of uranium from acidic media by extraction chromatography // Analytica Chimica Acta. 1992. V. 266. P. 25-37.

5. *Kogarko L. N., Kononova V. A., Orlova M. P., Wooley A. R.* Alkaline Rocks and Carbonatites of the World: Part 2: Former USSR. Chapman & Hall, London. 1995. 226 pp.

6. *Kramm U.* Mantle components of carbonatites from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: a Nd-Sr study // Eur. J. Mineral. 1993. 5. P. 985-989.

7. *Krogh T. E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim et Cosmochimica Acta. 1973. V. 37. P. 485–494

8. *Reguir E. P., Camacho A., Yang P., Chakhmouradian A. R., Kamenetsky V. S., Halden N. M.* Trace-element study and uranium-lead dating of perovskite from the Afrikanda plutonic complex, Kola Peninsula (Russia) using LA-ICP-MS // Mineral. Petrol. 2010. 100. P. 95-103.

Черносланцевые и карбонатные отложения позднего девона – среднего карбона на острове Личутина архипелага Новая Земля

Федоров Н. В.

Санкт-Петербургский Горный Университет, fyodorovnikita1997@gmail.com

Введение. Объектом исследования являются позднедевонско-среднекаменноугольные отложения острова Личутина Русско-Гаванской подзоны Северной структурно-формационной зоны (СФЗ) архипелага Новая Земля.

Новоземельский палеобассейн на протяжении позднего девона – среднего карбона являлся площадью седиментации карбонатных и черносланцевых толщ. Последние здесь практически не изучены. Многочисленные работы (М. М. Кругловский, В. А. Русанов (1913), О. Хольтедаль (1921), Р. Л. Самойлович (1925), М. В. Кленова (1926), А. А. Петренко (1936), Е. П. Карноушенко, Н. Н. Соболев, В. П. Матвеев, Ю. М. Симонов, С. В. Яцков (1984)) посвящены главным образом проблемам стратиграфии и региональной геологии Новой Земли, при этом детальные литологические описания, геохимические и палеоэкологические построения не выполнялись.

Целью исследования является детальная литологическая характеристика карбонатных и черносланцевых отложений личутинской и рогачевской свит острова Личутина. На базе петрографической лаборатории Санкт-петербургского Горного университета под оптическим

поляризационным микроскопом Palam L213 были описаны 39 шлифов терригенных и 57 шлифов карбонатных пород. Исследованы такие первичные признаки пород как вещественный состав, структура и текстура (в том числе биоморфная), микроскопические органические остатки (Логвиненко Н. В., 1986). Выделены литолого-генетические типы пород и выполнена интерпретация условий их образования.

Актуальность исследования неоспорима с точки зрения нефтяной геологии. Черные сланцы – это наиболее вероятные нефтематеринские толщи, а также нетрадиционные потенциальные ресурсы углеводородного сырья (сланцевая нефть). Горючие сланцы, как разновидность черных сланцев – это комплексное сырье многоцелевого назначения, способное дать, кроме энергии, еще несколько десятков конечных продуктов. Кроме того, практическую значимость имеет уточнение корреляции подразделений позднего девона – среднего карбона субрегиональной стратиграфической схемы. Это обеспечит возможность совершенствования легенд ГГК-200 и 1000 нового поколения. Также черные сланцы заключают в себе информацию об эволюции литогенеза и биосферы, геотектонических процессах и являются интереснейшими объектами, с которыми связаны крупнейшие месторождения фосфора, урана, золота, полиметаллов и редких элементов (Юдович Я.Э., 1988).

Литолого-генетическая типизация пород основывается на анализе первичных признаков пород. Каждый литотип имеет комплекс реально наблюдаемых диагностических признаков, которые позволяют судить об условиях образования осадка – физических, химических и биологических процессах, совокупность которых приводит к возникновению отложений того или иного типа (Фролов В. Т., 1992; Шишлов С. Б., 2009). На основе анализа относительного количества органического вещества, кальцита, доломита, фауны, встреченной в шлифах, было выделено 5 литолого-генетических типов пород: аргиллиты с радиоляриями, обогащенные органическим веществом (рис.1), аргиллиты с многочисленными карбонатными и кремнистыми включениями (рис.2), органогенно-обломочные известняки со спаритовым цементом (рис.3), органогенно-обломочные известняки с вкраплениями кремней, аргиллитов, обогащенных органическим веществом (рис.4), среднекристаллические доломиты (рис.5).

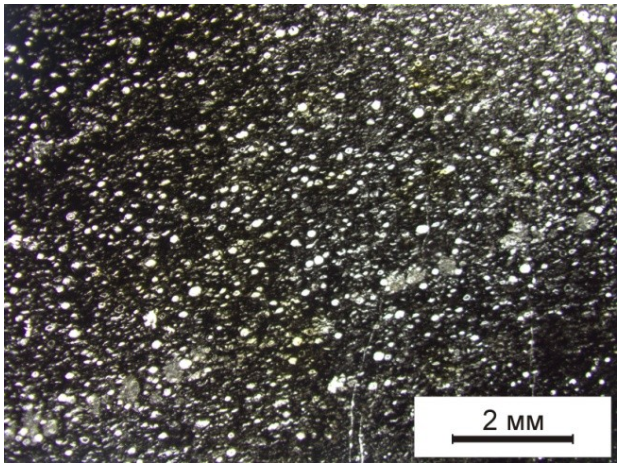


Рис. 1. (слева) Аргиллиты с радиоляриями, обогащенные органическим веществом.

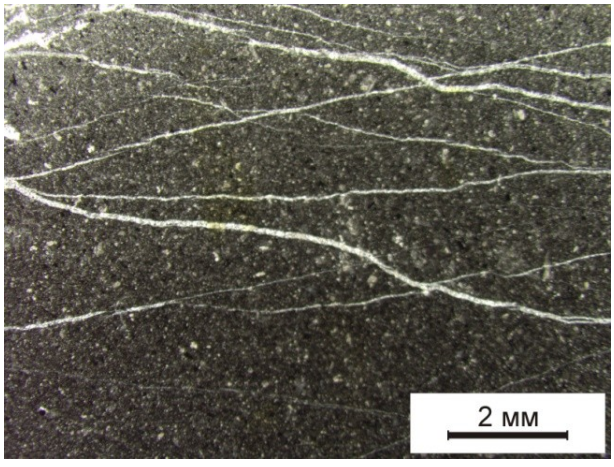


Рис. 2. (справа) Аргиллит с многочисленными карбонатными и кремнистыми включениями.

Интерпретация условий образования пород. Для каждого литотипа были реконструированы условия осадконакопления. Аргиллиты с радиоляриями, обогащенные органическим веществом, образовались на морском глубоководье в условиях нормальной солености и низкой динамикой среды. Аргиллиты с многочисленными карбонатными и кремнистыми вкраплениями также накапливались ниже базы волнений, в условиях очень

спокойного гидродинамического режима. Морские воды обладали нормальной соленостью, но вероятно в процессе диагенеза химизм среды неоднократно изменялся, что привело к образованию карбонатных и кремнистых частиц. Органогенно-обломочные известняки со спаритовым цементом накапливались выше базы волнового воздействия, на что указывает отсутствие карбонатного ила и псаммитовый размер остатков фауны, которая представлена брахиоподами и криноидеями. Это свидетельствует о том, что соленость морской воды была нормальной. Органогенно-обломочным известнякам с включениями кремней, аргиллитов, обогащенных органическим веществом соответствуют условия нормальной солености со средней динамикой среды т.к. они накапливались выше базы волнового воздействия и содержат остатки фауны, а именно части раковин брахиопод и членики криноидей. Для доломитов, содержащих кристаллы доломита и кальцита псаммитовой размерности, и характеризующихся массивной текстурой, были свойственны условия нарушенной солености и низкой динамики среды.

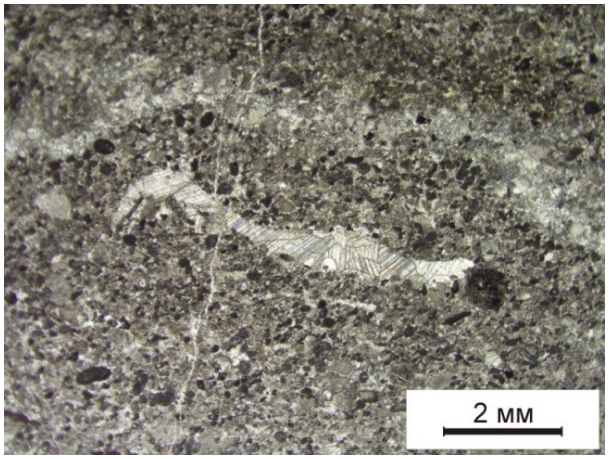


Рис. 3. (слева) Органогенно-обломочный известняк со спаритовым цементом.

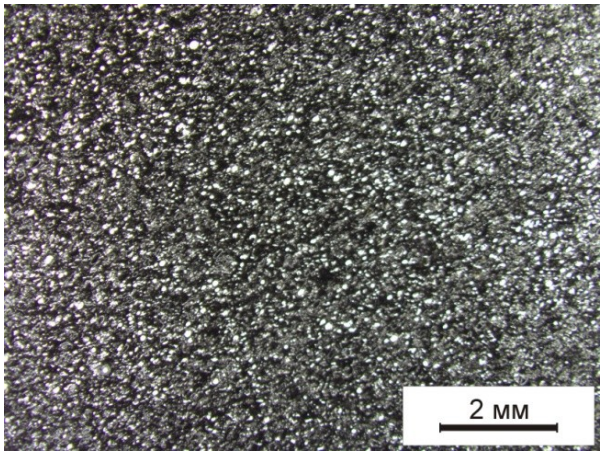


Рис. 4. (справа) Органогенно-обломочный известняк с вкраплениями кремней, аргиллитов, обогащенных органическим веществом.

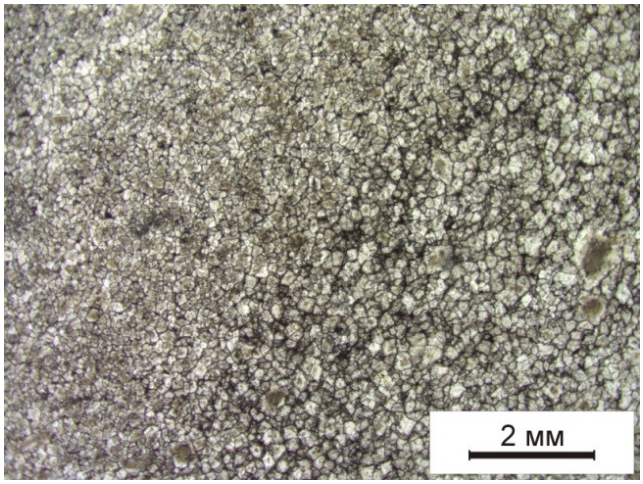


Рис. 5. Среднекристаллические доломиты.

На основе полевых материалов Ю. М. Симонова – литологическая колонка на миллиметровой бумаге личутинской и перекрывающей ее рогачевской свит, фотографий обнажений, построена усовершенствованная, дополненная собственными литологическими описаниями пород в шлифах, колонка в программе Corel Draw в масштабе 1:100. Общая мощность личутинской и рогачевской свит составила 170 м, при этом мощность личутинской свиты – 87,2 м. На рис.6 видно, что на фоне незначительных изменений динамики среды, наблюдается общее закономерное снижение активности придонных вод вверх по разрезу, а также смена карбонатных пород черносланцевыми и кремнистыми. Эти обстоятельства указывают на трансгрессивную направленность процессов осадконакопления во время формирования личутинской свиты.

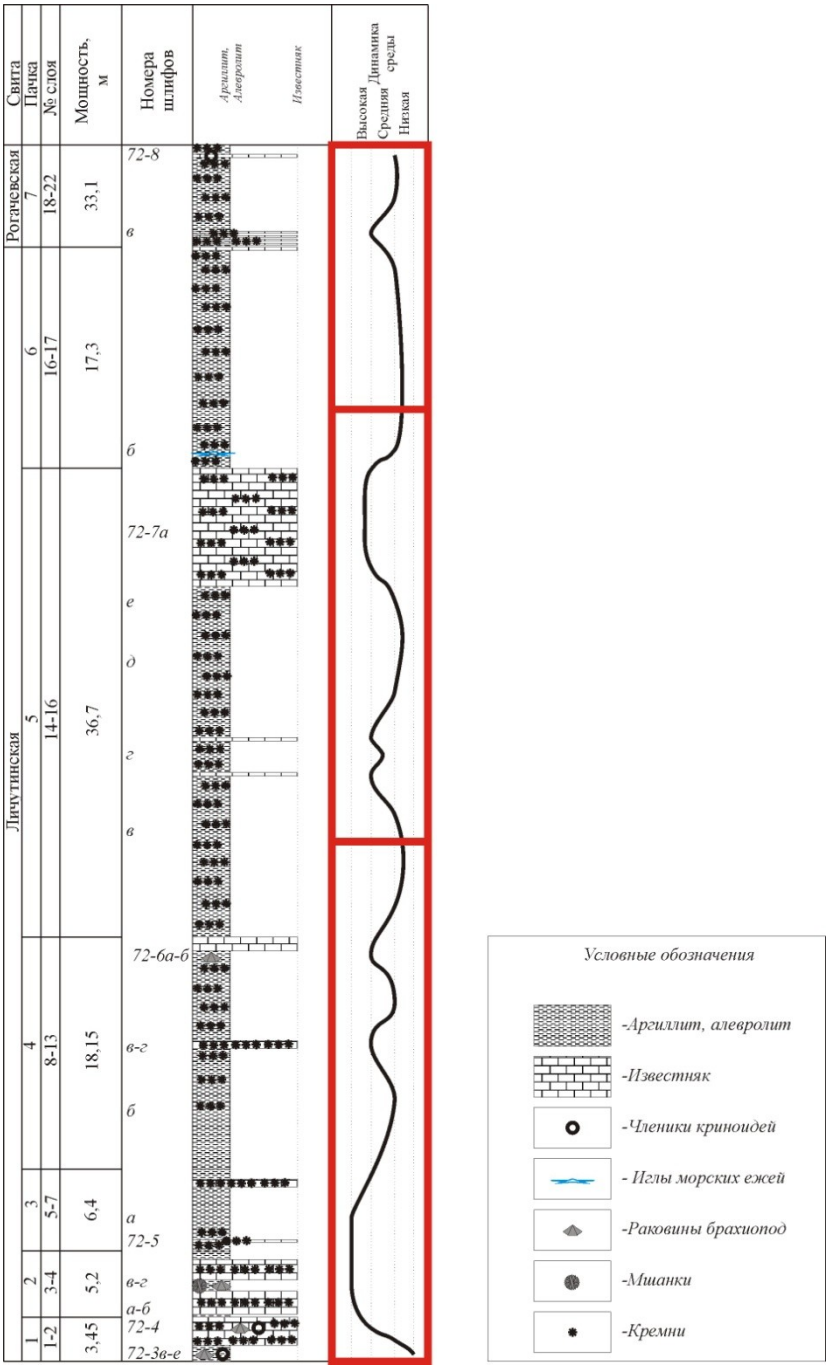


Рис. 6. Трансгрессивно-регрессивные циклы на упрощенной литолого-стратиграфической колонке личутинской свиты.

Выводы. По полевым материалам Ю. М. Симонова и наблюдениям автора построена детальная литологическая колонка масштаба 1:100 личутинской свиты и перекрывающей ее рогачевской свиты. Выделено 5 литолого-генетических типов пород и определены условия их образования: открытый шельф с карбонатным осадконакоплением и глубоководный шельф с черносланцевой седиментацией. Последовательность пород личутинской свиты отражает трансгрессивный процесс и смену обстановок осадконакопления от открытого шельфа к глубоководью.

Благодарности. *Выражаю благодарность Тарасенко А. Б. за помощь и консультации во время проведения исследования и Матвееву В. П. за консультации и предоставление материала для изучения.*

Список литературы

1. *Логвиненко Н. В., Сергеева Э. И.* Методы определения осадочных пород: Учебн. пособие для вузов. Л.: Недра, 1986. 240 с.

2. *Фролов В. Т.* Литология. Кн. 1: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.

3. *Шишлов С. Б* Позднепалеозойские эпиконтинентальные формации севера России (структурно-генетический анализ). СПб. 2009. 365 с.

4. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука. 1988. 272 с.

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

Аномальный изотопный состав кислорода в корундовых метасоматитах Северной Карелии как результат фракционирования изотопов во флюиде по механизму термодиффузии

Акимова Е. Ю.[1], Груздов К. А.[2]
[1]ИНЗ СПбГУ, st022265@student.spbu.ru
[2]ЦИИ ВСЕГЕИ

Генезис эндогенных пород, в частности корундовых, характеризующихся аномально изотопно-легким кислородом ($\delta^{18}O$ до -27‰), является дискуссионным и требует изучения. В данной работе было исследовано проявление корунда Хитоостров, расположенное в Беломорском подвижном поясе в восточной части Фенноскандинавского щита. Корундовые породы залегают внутри гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи вблизи тела амфиболизированных габброидов. Ранее было установлено, что в образовании корундовых пород с аномально легким кислородом участвовал исключительно эндогенный флюид, который был обеднен тяжелым изотопом кислорода и способствовал выносу из пород кремнезема в условиях повышенной щелочности и росту кристаллов корунда. Эндогенный источник подтверждается исследованием изотопного состава благородных газов – He, Ne и Ar (Akimova, Lokhov, 2015).

Анализируя закономерности фракционирования изотопов благородных газов, мы пришли к выводу, что наблюдается масс- зависимое фракционирование стабильных изотопов в эндогенном флюиде во время метасоматизма вблизи проницаемых зон сдвиговых деформаций. Такое фракционирование изотопов легких благородных газов, водорода и кислорода осуществлялось по механизму термодиффузии (эффект Соре) во флюиде в условиях поперечного температурного градиента. Вероятно, такой механизм возможен не только в промышленных условиях, но и в природе. В случае Хитоострова наиболее нагретой частью «разделительной колонны» могла явиться зона сдвиговых деформаций, средой для разделения изотопов – флюид, а флюидным насосом – амфиболизированные метагаббро, в амфиболе которых в OH^- группах при амфиболизации могли концентрироваться тяжелые изотопы (Akimova, Lokhov, 2015). При этом разделение изотопов осуществлялось по принципу каскада ячеек, что сделало эффекты фракционирования огромными (рис.1).

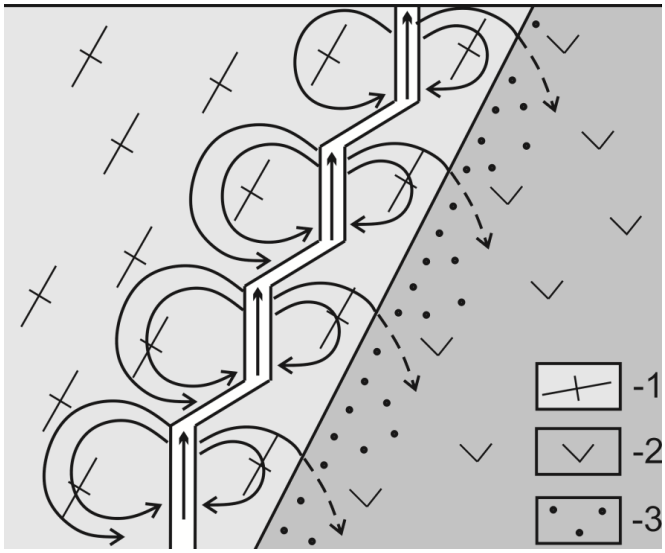


Рис. 1. Схема флюидопроводящей области. Условные обозначения: 1 – гнейсы, 2 – габбро, 3 – зона амфиболизации габброидов. Стрелками показана циркуляция флюидов внешней конвекции (Akimova, Lokhov, 2015).

Но термодиффузия может осуществляться только в условиях отсутствия адвекции и обратного смешения при поддержании температурного градиента. Процесс адвекции при метаморфизме – весьма быстрый, быстрее диффузии многих компонентов, и он обнуляет эффекты термодиффузии (Bindeman *et al.*, 2013).То есть, по всей видимости, процесс формирования корундовых метасоматитов должен был быть достаточно быстрым, чтобы эффекты термосепарации изотопов сохранились. Это можно выяснить, исследовав диффузионные потери благородных газов из минералов.

Для исследования диффузионных потерь благородных газов была использована существующая методика (Watson, Cherniak, 2013). Был выбран параболический тренд изменения температуры со временем как наиболее точно описывающий термальные события в условиях реальной геологической среды. Расчёт был произведен с использованием программ Excel и Mathematica 5. Фракция потерь аргона составляет до 0,5, что было выяснено при помощи специального построения. Гелий и неон потеряны полностью.

Расчёты были произведены для разных минералов (биотит, амфибол, корунд, плагиоклаз). Диффузионные константы минералов – D_0, Ea, – были взяты из базы данных, приведённой в работе (Baxter, 2010). Пиковая температура термального события была установлена при помощи разнообразных методов классической термобарометрии, а также с использованием метода TWQ (расчет произведен для температуры 700°). Из разных минералов диффузионные потери происходят с разной скоростью, но в масштабах геологического времени разница в скорости диффузионных потерь минералов пренебрежимо мала. С учетом всех данных и установленных закономерностей стало возможно вычислить длительность термального события, а значит и метасоматического процесса, приведшего к образованию пород с корундом.

Был построен график зависимости фракции потерь благородных газов (аргона и неона) в плагиоклазе от времени (длительности процесса). Диффузионные потери неона достигают значения 1,00 (полная потеря неона) практически мгновенно, а для достижения наблюдаемых фракций потерь аргона при заданных температуре и размере зерна требуются первые тысячи лет. Эта цифра и соответствует длительности формирования пород с корундом. Таким образом, получена расчетная длительность процесса формирования пород с корундом – до первых тысяч лет (рис.2). Реально длительность метасоматического процесса могла быть несколько больше в силу некоторых допущений при расчёте. Так, данный расчёт предполагает концентрацию благородных газов на границах зерен равной нулю; исследуется диффузия благородных газов из решетки; не учитывается, что при метасоматозе диффузия происходит из свеженарастающих слоев зерна минерала.

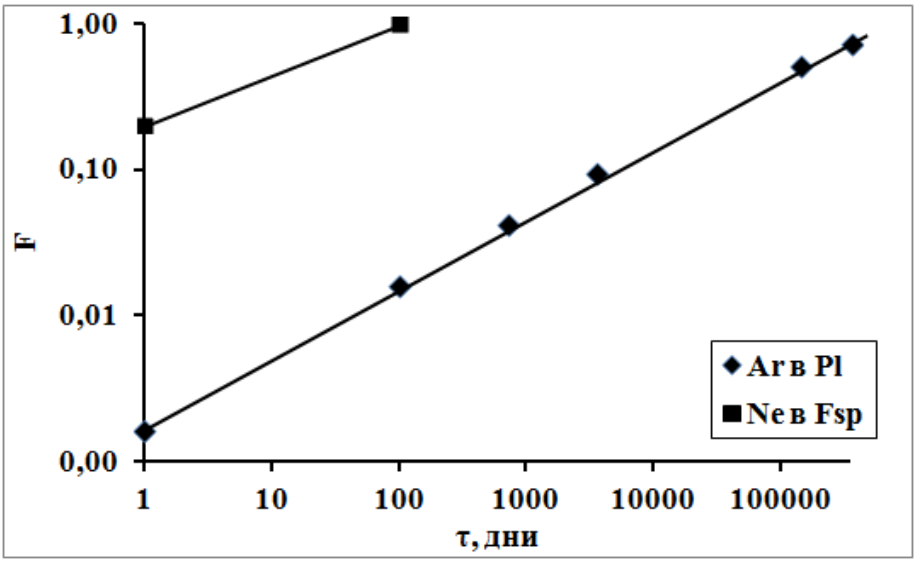


Рис. 2. График зависимости фракции потерь аргона и неона в плагиоклазе от времени.

Но даже с учетом этих допущений очевидно, что скорость процесса была весьма высокой: расчётная длительность термального события от первых тысяч лет и более соответствует очень быстрому охлаждению.

То, что процесс формирования пород с корундом был быстрым, находит подтверждение в петрологических данных: в породах сохранены реакционные структуры (рис. 3,4), наблюдаются псевдоморфозы, локальное равновесие практически не проявлено, что подтверждается результатами расчетов в программе TWQ. Если бы этот процесс был более медленным, в породах успело бы установиться локальное равновесие, а эффекты термодиффузии были бы стёрты.

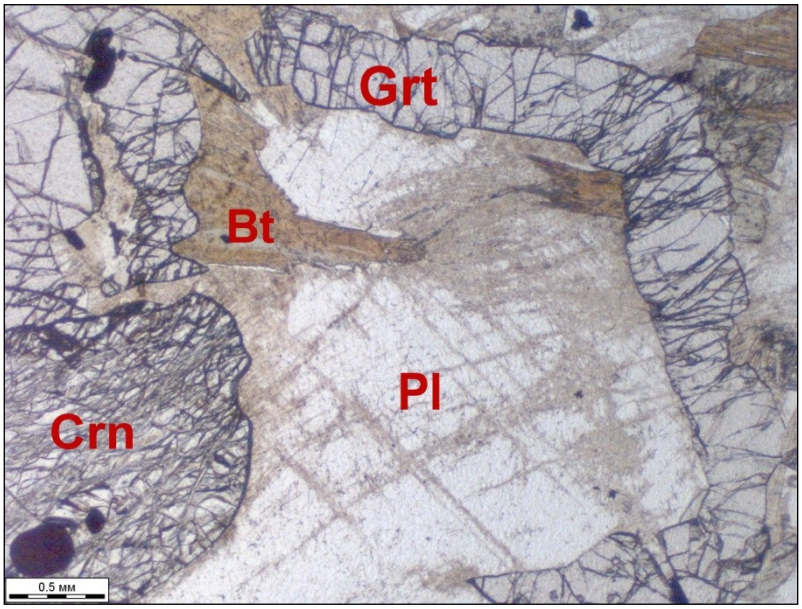


Рис. 3. Ксеноморфный гранат в породах с корундом. Фото в проходящем свете, без анализатора.

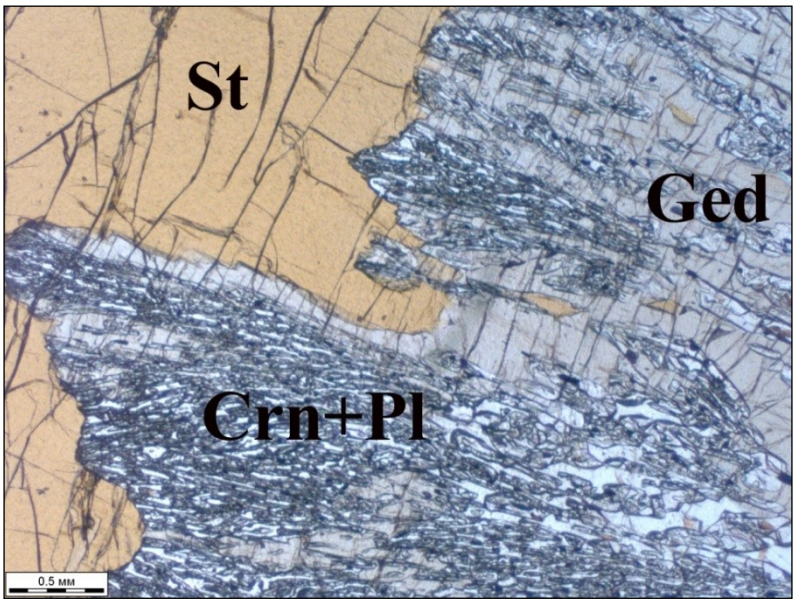


Рис. 4. Корунд-жедрит-плагиоклазовые симплектиты. Фото в проходящем свете, без анализатора.

Благодарности. *Авторы благодарны Лохову К. И. за помощь и поддержку на всех этапах работы, Козлову Е. Н. – за помощь в организации и проведении полевых мероприятий. Бушмину С. А., Лебедевой Ю. М., Савве Е. В. – за помощь в проведении термобарометри-ческих исследований. Благодаря Прасолову Э. М. стало возможным исследование изотопного состава благородных газов в ЦИИ ВСЕГЕИ. Электронная микроскопия осуществлялась на оборудовании ИГГД РАН аналитиком О. Л. Галанкиной.*

Список литературы

1. *Akimova E. Yu., Lokhov K. I.* Ultralight Oxygen in Corundum-Bearing Rocks of North Karelia, Russia, as a Result of Isotope Separation by Thermal Diffusion (Soret Effect) in Endogenous Fluid Flow // Journal of Materials Science and Chemical Engineering. V. 3. № 12. P. 42-47.

2. *Baxter E. F.* Diffusion of Noble Gases in Minerals // Reviews in Min. & Geoch. 2010. V. 72. P. 509-557.

3. *Bindeman I. N., Lundstrom C. C., Bopp C., Huang F.* Stable isotope fractionation by thermal diffusion through partially molten wet and dry silicate rocks // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 365. P. 51-62.

4. *Watson E. B., Cherniak D. J.* Simple equations for diffusion in response to heating // Chemical Geology. 2013. V. 335. P. 93-104.

Техногенные натечные образования и факторы их формирования в финских оборонительных сооружениях времен Зимней и Второй мировой войны

Алентьев Ю. Ю.
РГГРУ-МГРИ, alentev_49@mail.ru

На сегодняшний день процесс образования натечных агрегатов (сталактитов, сталагмитов и т. п.) в пещерах достаточно хорошо изучен и описан в целом ряде научно-исследовательских и научно-популярных работ. Но образование натечных форм в искусственных (техногенных) сооружениях исследовано гораздо меньше, несмотря на то, что одно из первых их описаний датируется 1690 годом и выполнено Фабертти для натечных образований, приуроченных к центральной части тоннеля озера Фуссино в Италии.

В России одно из первых упоминаний о натечных техногенных образованиях в искусственных сооружениях приурочено к 1888 году, когда Н. Карножиский описал сталактиты в крепости, расположенной в Старой Ладоге. Сталактиты, длиной до одного метра, были изучены А. Е. Ферсманом в подвалах Петродворца (Максимович и др, 2010). Из современных исследований можно выделить работы С. А. Садыкова, С. С. Потапова об изотопном составе углерода в карбонатных спелеосистемах и Н. Г. Максимовича, С. С. Потапова, О. Ю. Мещеряковой о натечных техногенных минеральных образованиях. В статье «Натечные техногенные минеральные образования» представлены и систематизированы данные по местам обнаружения и видам натечных форм, а также приведен химический состав ряда натечных техногенных образований. Но техногенные натечные новообразования в финских фортификационных сооружениях на Карельском перешейке времен Зимней и Второй мировой войны не изучались (рис.1).

Данный предмет исследования представляет определенный интерес по ряду причин:

- по этим новообразованиям можно достаточно точно определить скорость «естественного» роста данных натечных образований, так как имеются исторические свидетельства о времени создания и прекращения эксплуатации фортификационных сооружений, а неиспользование большинства объектов в настоящее время и их месторасположение в достаточно труднодоступных районах сводят до минимума фактор антропогенного воздействия;

- так как сооружения в настоящее время не используются, можно провести испытание прочностных свойств бетона. А поскольку образование техногенных натечных образований косвенным образом свидетельствует об изменении прочностных характеристик сооружений,

эти данные могут быть интерполированы на действующие инженерные сооружения, на которых происходят процессы интенсивного образования натечных форм;

- в силу того, что не все фортификационные сооружения были взорваны полностью, возможно оценить влияние на процесс образования техногенных натечных форм как климатических факторов, так и микроклимата, образовавшегося внутри сооружений.

Рис. 1. Финский дот на линии Маннергейма (вид с тыльной стороны).

На объектах линии Маннергейма наблюдается три принципиально разных по морфологии типа техногенных натечных образований. Это карбонатные корочки (рис.2, 3), сложные массивные сталагмиты (рис.4) и удлиненные трубчатые сталактиты (рис.5).

Рис. 2. Карбонатная корочка.

Рис. 3. Карбонатная корочка на убежище Sk-16.

Рис.4. Сложные массивные сталагмиты.

Рис.5. Трубчатые сталактиты.

Для фортификационных сооружений линии Маннергейма наиболее характерны карбонатные корочки и трубчатые сталактиты. Данные техногенные образования встречаются практически во всех сооружениях. Массивные сталагмиты были обнаружены в двух местах. Все три вида натечных форм есть в различных частях фортификационного сооружения SK 2 (рис.6).

Рис. 6. Фортификационное сооружение SK 2.

Фортификационное сооружение SK 2, относившееся к укрепузлу «Суммакюля», было построено в 1920-ых годах, как пулеметный ДОТ. В 1938 году оно было переоборудовано в убежище с дополнительными казематами для пулеметов. SK 2 было захвачено частями Красной Армии и уничтожено в феврале 1940 года во время Зимней (советско-финской) войны (Балашов и др., 2000).

Карбонатные корочки белого цвета приурочены к полу, стенам и потолку долговременных оборонительных сооружений. Корочки имеют толщину от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Площадь их распространения также изменяется в широких пределах – от нескольких квадратных сантиметров (приурочены к сильно ослабленным зонам бетона) до десятков квадратных сантиметров.

Массивные сталагмиты коричнево-белого цвета были обнаружены в двух фортификационных сооружениях. Наиболее крупный сталагмит имел высоту 30 сантиметров. Образование сложных сталагмитов в естественных условиях, по классификации Г. А. Максимовича, соответствует 8 классу притока (10^{-2}-10^{-3}литра/секунду) и натечно-осыпной стадии развития подземного карста (Максимович, 1965).

Трубчатые сталактиты представляют собой полые натечные формы, встречающиеся практически во всех фортификационных сооружениях. Трубчатые сталактиты в различных оборонительных объектах варьируют по цвету от белого до ржаво-коричневого и размерам – от 1 до 20 сантиметров. Ржаво-коричневый цвет обусловлен высоким содержанием железа, которое вызвано проходом воды через армированные части сооружений. Образование трубчатых сталактитов по классификации Г.А. Максимовича соответствует 12, 13 классу притока (10^{-6}-10^{-8}литров/секунду) и натечно-осыпной стадии развития подземного карста (Максимович, 1965).

Строительство фортификационных сооружений линии ВТ (Вамелссу-Тайпале) было начато в 1942 году. Наиболее интенсивно строительные работы проводились в период с мая по июнь 1943 года. Линия ВТ должна была заменить разрушенную линию Энкеля.

В оборонительных сооружениях линии VT, так же как и на линии Маннергейма, встречаются карбонатные корочки (рис.7), сложные массивные сталагмиты (рис.8), а также сталагнаты (рис.9), удлиненные трубчатые сталактиты (рис.10).

Рис. 7. Карбонатная корочка в доте.

Рис. 8. Массивные сталагмиты.

Рис. 9. Сталагнаты в ДОТе №1256.

Рис. 10. Сталактиты в ДОТе №1256.

Трубчатые сталактиты, растущие в фортификационных сооружениях линии ВТ, имеют сквозной канал, заполненный микрокристаллами кальцита.

Наибольшим разнообразием натечных форм на линии ВТ отличается тяжелый ДОТ № 1256.

Исследование техногенных натечных образований, исходя из того что процесс их образования идет гораздо быстрее, чем для естественных натечных форм, дает возможность более детально исследовать и моделировать процесс образования натечных форм в естественных условиях, а также выявлять влияния различных климатических факторов на данный процесс.

Список литературы

1. *Балашов Е. А.*, *Степанов В.Н.* Линия Маннергейма и система финской долговременной фортификации на Карельском перешейке. Спб.: Нордмед. 2000. 84 с.

2. *Максимович Г. А.* Генетический ряд натечных образований пещер (карбонатный спелеолитогенез) // Пещеры. 1965. Вып. 5 (6). С. 3-22.

3. *Максимович Н. Г.*, *Потапов С. С.*, *Мещерякова О. Ю.* Натечные техногенные минеральные образования // Пещеры. 2010. Вып. 33. С. 72-81.

Геохимические особенности оливина, клинопироксена и стекла из карманов плавления в ксенолитах мантийных перидотитов, арх. Шпицберген

Ашихмин Д. С.[1], Мельник А. Е.[1,2], Королев Н. М.[2], Сироткин А. Н.[3,1]
[1]ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский горный университет», Санкт-Петербург, dmitriy-ashikhmin@mail.ru
[2]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, aleks@melnik.co
[3]ФГНПП «Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция», Ломоносов

Понимание природы образования стекол в ксенолитах мантийных перидотитов претерпело значительные изменения в течение последних десятилетий. Ранее их интерпретировали исключительно как продукт инфильтрации расплава вмещающих пород, например, базальтов. Начиная с 90-х годов присутствие стекла как в виде включений в породообразующих минералах, так и в виде карманов плавления стали соотносить с проявлениями мантийного метасоматоза (Coltorti, Gregoire, 1998). На сегодняшний день в качестве причин появления природных стекол в мантийных ксенолитах рассматривают: воздействие «эфемерных» метасоматизирующих расплавов различного состава и происхождения на первичный мантийный парагенезис, процессы плавления мантийных минералов in situ, декомпрессионное плавление пироксенов или частичное плавление мантийных пород.

В ходе исследования были обнаружены два кармана плавления в мантийных ксенолитах (шпинелевых лерцолитах). Первый имеет размер 200 мкм, второй – 100 мкм. Центральная часть кармана сложена карбонатом, обрамленным каймой стекла со средней шириной 30 мкм (рис.1). Окружают карман оливин и клинопироксен.

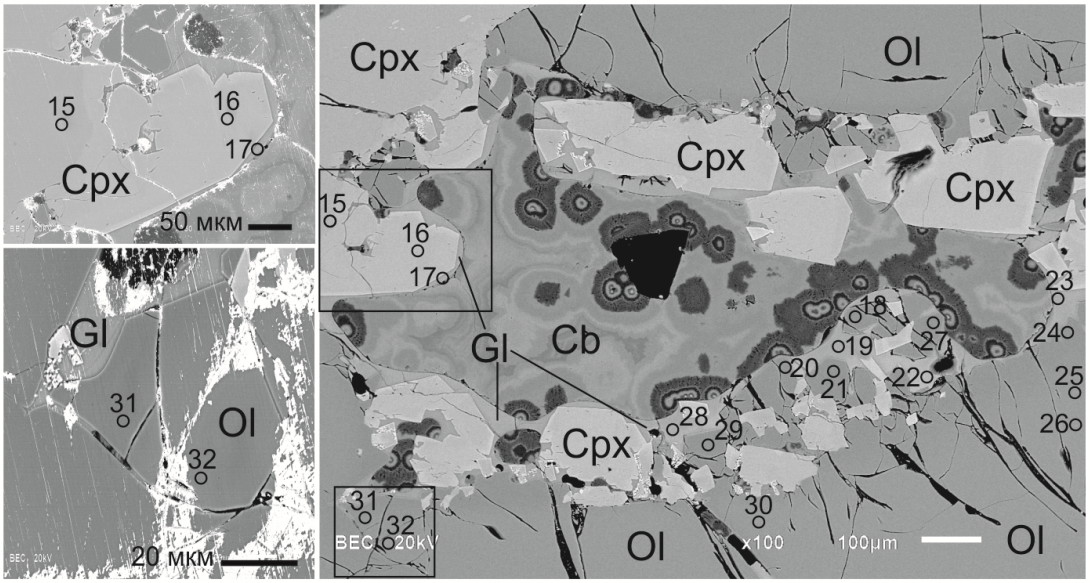


Рис. 1. Фотография кармана плавления в мантийном перидотите в режиме BSE. Обозначения: Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Sp – шпинель, Cb – карбонат, Gl – стекло.

Химический состав минералов на уровне главных элементов определен методом SEM-EDS в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. Содержание редких и редкоземельных элементов (REE) в минералах и стеклах определено методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН по методике, подробно изложенной в работе (Соболев, Батанова, 1995).

Обобщая результаты исследования, можно отметить следующие особенности в составе стекла. По главным элементам, в независимости от контакта расплава с оливином или клинопироксеном, его химический состав существенно не изменяется. Единственное различие наблюдается в содержании оксида кальция, при общем среднем – 4.3 мас. %. В точках, расположенных вблизи оливина, отмечено повышенное содержание CaO (в среднем 7.9 мас. %). В стекле на границе с клинопироксеном содержание CaO составляет в среднем 6.5 мас. %. Вероятно, это связано с особенностью структуры оливина и крайне ограниченной возможностью изоморфного вхождения кальция в его структуру. Поэтому кальцием обогащается стекло в зоне контакта с оливином.

Аналогично, редкие элементы Ti, V, Sr, Y, Ba, Ta, не характерные для оливина, накапливаются на границе расплава и оливина. С другой стороны, на границе клинопироксена и стекла в последнем было отмечено повышенное содержание Cr, что указывает на низкую степень дифференциации расплава и на скоротечность процесса.

Таким образом, установлено, что в карманах плавления в непосредственном контакте с расплавом находятся только два минерала – оливин и клинопироксен. Под действием расплава в них, особенно в оливине, происходит значительное изменение содержания главных, редких и редкоземельных элементов. Поэтому при исследовании ксенолитов мантийных пород особое внимание следует уделять поведению редких и редкоземельных элементов в оливине, так как их вариации могут свидетельствовать о проявлении мантийного метасоматоза, накладывающего ограничения на использование состава минералов при расчетах P-T параметров, оценке равновесия и моделировании петрологических процессов в мантии.

Авторы благодарят О. Л. Галанкину (ИГГД РАН), С.Г. Симакина и Е. В. Потапова (ЯФ ФТИАН) за аналитические работы. Исследование выполнено в рамках темы НИР Госзадания ИГГД РАН при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (№ 5.2115.2014/К на 2014-2016 гг.).

Список литературы

1. *Соболев А. В.*, *Батанова В. Г.* Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 487-495.

2. *Coltorti M.*, *Gregoire M.* Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle: introduction. From: Coltorti M. and Gregoire M. (eds). Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle. Geol. Soc., London, Sp. Publ. 1998. V.293. P. 1-9.

Геохимические критерии определения ареалов расселения красных водорослей (*Rodophita*) в позднеюрском палеобассейне севера Западной Сибири (акватория Карского моря)

Злобин А.А.

Новосибирский государственный университет, andrewthestalker@yandex.ru

С точки зрения биогенного нефтеобразования возникает вопрос о мере участия в этом процессе органических остатков различных групп растений и животных. Масс-спектрометрическими методами было установлено, что значительная часть нефти севера Западной Сибири образовалась из аквагенного органического вещества (ОВ) (Полякова и др., 2002). Предполагается, что для сохранения керогена в породе на стадиях седиментогенеза и диагенеза необходимы благоприятные условия, которым отвечает морфология диатомовых водорослей и радиолярий. Их кремнистые створки являются естественным барьером, препятствующим разложению ОВ внутри каркаса. По мере

катагенетических преобразований, нарастающих при погружении осадочных толщ, происходит дифференциация вещества. Раковинки микроорганизмов теряют прочность, ломаются, затем перекристаллизуются с образованием слойков, линз кремнистого состава, часто спаивая между собой зёрна обломочного кварца. При этом ОВ также обособляется в виде линзочек, чередующихся с кремнистыми и глинистыми прослоями (Предтеченская и др., 2012). Необходимо отметить, что скелетные формы существуют также у красных водорослей **(**отдел *Rodophita*). Однако их вклад в образование углеводородов до сих пор не рассматривался как значимый, несмотря на то, что в разрезах высокоуглеродистых отложений Западной Сибири часто присутствуют участки, сложенные карбонатными породами. При их исследовании в сканирующем электронном микроскопе (съёмка во вторично рассеянных электронах), часто наблюдаются раковинки кокколитофорид, поэтому наличие карбонатов в разрезах традиционно связывают с массовым, возможно сезонным, захоронением этих организмов. Ни на одной из опубликованных палеогеографических карт для поздней юры Западной Сибири не отмечены ареалы расселения водорослей. Исследователи полагают, что они обитали во всей акватории «баженовского» моря, однако следует признать, что не на всей площади бассейна отлагались высокоуглеродистые породы. Сопоставление ареалов расселения водорослей различных таксономических групп с картой распределения высокоуглеродистых отложений в баженовском горизонте представляется весьма актуальным. В то же время геохимические критерии для выделения таких ареалов до сих пор не предложены.

В задачу данного исследования входило изучение морфологии включений керогена в породе и сопутствующая минерализация. В разрезах баженовской свиты с содержанием органического углерода ($C_{орг}$), превышающим 7-10 %, углеродистые фрагменты образуют сплошной непрозрачный матрикс, который не позволяет их идентифицировать методами оптической микроскопии. Поэтому в качестве предмета исследования были выбраны образцы из верхней части гольчихинской свиты - стратиграфического аналога баженовской с более низким содержанием $C_{орг}$ (Гыданский фациальный район). Разрез свиты, толщины баженовского горизонта горизонта в котором составляют от 30 до 200 м, сложен аргиллитами темно-серыми, участками чёрными, часто алевритистыми, иногда алевритовыми до алевролитов с конкреционными прослоями серых известняков (Злобина и др., 2015). Черные более углеродистые глинистые прослои имеют толщину от 0,05 до 0,4 м, а известняки – от 0,02 до 0,48 м. Для пород характерны включения пирита, отпечатки раковин двустворок, аммонитов и крючков онихитесов (в верхней части разреза). Слойчатость тонкая неравномерная горизонтальная, образованная намывами на плоскостях наслоения более светлого алевритового материала, содержащего редкий углефицированный детрит, часто нарушенная биотурбацией. Кероген – смешанного аквагенно-терригенного типа, присутствует в тонкодисперсном рассеянном состоянии, в виде тонких деформированных линзочек (длиной до 0,32 мм, толщиной до 0,035 мм) и пятен (диаметром до 0,15 мм). В линзочках углеродистого состава отмечаются агрегаты многочисленных глобул пирита, образующих сетчатый рисунок. Наблюдения морфологии органических фрагментов в растровом электронном микроскопе с микрозондовым сканированием не позволяли в большинстве случаев однозначно идентифицировать их происхождение, за исключением микрофаунистических остатков. В нескольких образцах обнаружились поля, в пределах которых детрит в ископаемом состоянии сохранил свою изначальную (или близкую к ней) форму в виде сегментированных тел (Злобина и др., 2016). По ряду признаков было установлено, что это поперечные сечения красных водорослей, подобных Polysiphonia arctica из семейства Rhodomelaceae (Ceramiales), обитающих на литорали и верхней сублиторали (Agardh, 1863) (рис.1). Находка позволила идентифицировать также сильно повреждённые и деформированные фрагменты Polysiphonia arctica по характерной объёмности сегментов, приуроченности к ним соединений брома и цинка (рис.2) (Злобин, 2016).

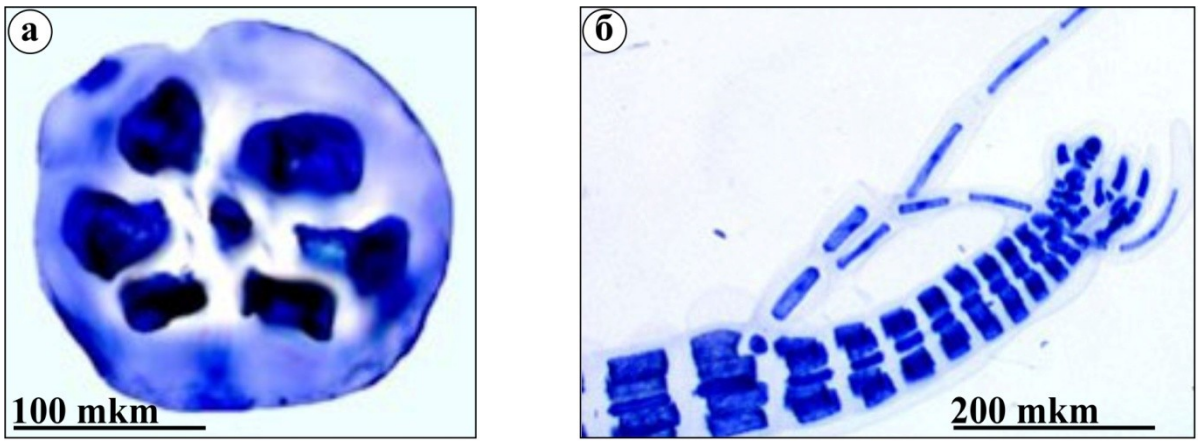


Рис. 1. Современные водоросли семейства Rhodomelaceae (а – поперечный срез, б – продольный срез) (Stuercke et al., 2006).

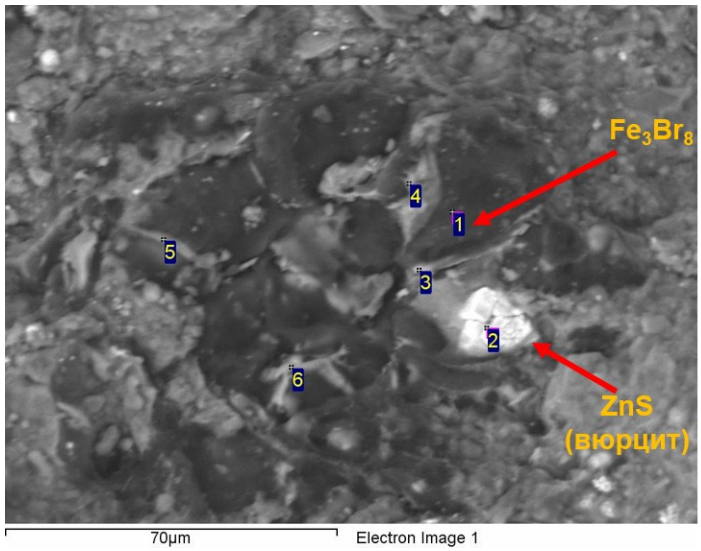


Рис. 2. Polysiphonia sp. из верхнеюрских отложений Гыданского фациального района севера Западной Сибири. Поперечный срез таллома водоросли с сохранившимся органическим веществом. 1-6 – точки микрозондового анализа, состав приведен в таблице 1.

По результатам рентгено-спектрального микрозондового химического анализа содержание брома в некоторых заданных точках достигает 34 %, цинка – 60 %, в спектрах бром также фиксируется вместе с кремнием, железом, кальцием, титаном, калием и серой, очень редко с барием и фосфором.

Таблица 1. Результаты рентгено-спектрального микрозондового химического анализа в заданных точках, элементы нормированные (%)

№	O	F	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Fe	Zn	Br	Total
1	42,01	-	-	-	22,58	-	-	5,91	-	**6,25**	-	**23,25**	100
2	7,60	-	-	-	2,33	-	**25,24**	-	-	1,98	**60,32**	**2,53**	100
3	49,31	3,13	0,80	3,49	4,87	11,23	0,59	0,42	21,29	3,68	1,20	-	100
4	59,91	-	1,28	4,71	27,81	-	-	0,36	-	5,93	-	-	100
5	45,39	-	2,95	12,40	18,40	-	2,19	2,00	-	16,67	0,00	-	100
6	51,05	-	3,27	9,06	9,50	-	4,80	-	-	13,71	8,61	-	100

Бромсодержащие минералы в глинистых и смешанных (карбонатно-кремнисто-глинистых) породах фиксируются исследователями очень редко, поскольку соли брома в значительной степени подвержены процессам вымывания из осадка на стадиях седиментогенеза, раннего диагенеза и растворения в пластовых водах при катагенетических изменениях. До настоящего времени наличие этого элемента в спектрах образцов из мезозойских разрезов учёными не комментировалось, хотя известно, что представители некоторых современных классов наземных растений и грибов, морских водорослей и рыб активно накапливают бром в течение жизни (Liu *et al.*, 2011).

В работе Г.Н. Саенко приводятся данные о содержании металлов и галогенов в морских организмах, в том числе водорослей рода Polysiphonia (Саенко, 1992). В результате исследований он установил, что в альбуминах и глобулинах красных водорослей присутствует высокое содержание Fe (до 0,1 % от сухого вещества) и Zn (до 0,02 5% для литоральных видов), в глютелинах - Mn (до 0,085 %). При достаточном количестве сероводорода в зоне сульфат редукции в керогенистом веществе формируются сульфидные включения. Следует отметить, что бром не аккумулируется в водорослях в виде простого вещества по причине его чрезвычайно сильной окислительной способности. Исследователями установлено, что бромсодержащими метаболитами красных водорослей семейства Родомеловые являются бромфенолы нескольких структурных типов (Shoeib *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2011). Выделяются бромфенолы с несколькими бензольными кольцами, с несколькими гидрокси- и бром-заместителями (иногда молекула содержит три и более атома брома в отличие от простой двухатомной молекулы брома) (рис.3). По исследованиям Г. Н. Саенко, содержание брома составляет около 70 мг на 100 г сухого вещества водоросли.

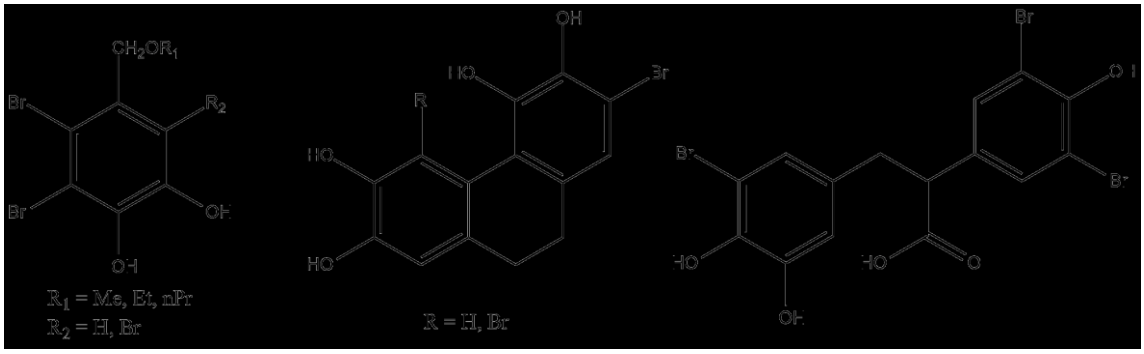


*Рис. 3. Некоторые примеры бромфенолов, выделенных из представителей Polysiphonia (*Liu et al., 2011).

Предполагается, что некоторые вышеупомянутые бромфенолы могут обладать повышенной кислотностью за счет электроноакцепторных заместителей, что далее может привести к образованию соответствующих солей металлов – фенолятов, которые инкрустируют клеточную стенку водоросли. Бромфенолы биохемогенным способом окисляются до воды, углекислого газа и бромсодержащих солей. Сложные фенолы разрушаются не до конца, образуя до 40 % промежуточных продуктов, которые далее разлагаются в осадке хемолитоавтотрофными бактериями. В присутствии достаточного количества сероводорода металлы из фенолятов при разложении связываются с S, формируя сульфидные включения в керогенистом веществе (наиболее часто встречаются Fe, Mn и Zn).

Таким образом, присутствующий в морской воде бром аккумулируется красными водорослями вместе с металлами в виде бромфенолов и других соединений. После отмирания организмов через цепочку преобразований образуются различные бромиды и вюрцит, которые могут сохраняться вместе с керогеном в ископаемом состоянии и служить критерием для определения ареалов расселения красных водорослей (Rodophita)

в палеобассейнах. Поэтому целесообразно включать в комплекс аналитических работ по исследованию минерального состава углеродистых отложений анализы на содержание Br и Zn. Возможно, при достаточном количестве данных обнаружится прямая корреляция повышенных концентраций этих элементов с содержанием органического углерода.

Благодарности. *Выражаю глубокую признательность и благодарность своему руководителю д. г.-м. н., профессору Москвину В. И.*

Список литературы

1. *Злобин А. А.* Бром и барий в цикле биохемогенных преобразований верхнеюрских отложений Западной Сибири // Материалы 54-ой Международной научной студенческой конференции «Студент и научно-технический прогресс»: Геология. Новосиб. ун-т. Новосибирск. 2016. С. 100.

2. *Злобина О. Н., Москвин В. И., Злобин А. А.* Источники брома, бария и цинка в осадочных отложениях верхней юры Енисей-Хатангского прогиба (север Средней Сибири) // Академический журнал Западной Сибири. 2016. №1 (62). Т. 12. С. 33-35.

3. *Злобина О. Н.*, *Родченко А. П.* Литолого-геохимическая характеристика гольчихинской свиты в разрезе скважины Пайяхская 4 (Гыданский фациальный район, север Средней Сибири) // Сборник материалов XI международной выставки и научного конгресса «ИНТЕРЭКСПО ГЕО-Сибирь-2015». Новосибирск. СГГА. 2015. С. 48-53.

4. *Полякова И. Д.*, *Кроль Л.А.*, *Перозио Г.Н.*, *Предтеченская Е. А.* Баженовская свита: литолого-геохимическая классификация и седиментационная модель // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 225-236.

5. *Предтеченская Е. А., Злобина О. Н., Кроль Л. А.* К вопросу о генезисе и методах прогноза высокоуглеродистых кремнистых аргиллитов и силицитов баженовского горизонта (Западная Сибирь) / Приоритетные и инновационные направления литологических исследований: Материалы 9 Уральского литологического совещания. Екатеринбург. ИгиГ УрО РАН. 2012. С. 134-138.

6. *Саенко Г. Н.* Металлы и галогены в морских организмах. М.: Наука. 1992. 200 с.

7. *Agardh J. G.* Species genera et ordines algarum, seu descriptiones succinctae specierum, generum et ordinum, quibus algarum regnum constituitur. Volumen secundum: algas florideas complectens. Lundae: C.W.K. Gleerup, 1863. Part 2, fasc. 3. PP. 787-1138, 1158-1291.

8. *Liu M., Hansen P. E., Lin X.* Bromophenols in Marine Algae and Their Bioactivities // Marine Drugs. 2011. Vol. 9. № 7. P. 1273-1292.

9. *Shoeib N. A., Bibby M. C., Blunden G., Linley P. A., Swaine, D. J., Wheelhouse R. T., Wright C. W. In-vitro* cytotoxic activities of the major bromophenols of the red alga Polysiphonia lanosa and some novel synthetic isomers // Journal of Natural Products. 2004. Vol. 67. P. 1445-1449.

10. *Stuercke, Brooke and D. Wilson Freshwater.* Rhodomelaceae. Version 22 September 2006. http://tolweb.org/Rhodomelaceae/23531/2006.09.22 in The Tree of Life Web Project.

V-Ti оксиды в колчеданных рудах Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион

Компанченко А. А., Волошин А. В., Базай А. В.
ГИ КНЦ РАН, komp-alena@yandex.ru

В последние годы в протерозойских колчеданных проявлениях был выявлен ряд редких V-Ti фаз. Наиболее полный их список представлен в колчеданных рудах месторождения Виханти, Финляндия (Сергеева и др., 2011). В колчеданных проявлениях Кольского региона также были выявлены несколько ветвей оксидной минерализации: V-Cr и V-Ti. V-Ti минерализация представлена минералами группы кричтонита, в которых содержится значительное количество ванадия (Карпов и др., 2016). Также была выявлена фаза (Mph), которая по химическому составу и ассоциации может быть отнесена к минералу группы шрейерита - кызылкумиту, что является первой находкой подобных фаз в колчеданных рудах Южно-Печенгской структурной зоны и всего Кольского региона.

Изучение минералов проводилось на оптическом микроскопе Axioplan с блоком видиорегистрации для проходящего и отраженного света. Исследование фазовой и внутрифазовой неоднородности минералов осуществлялась при помощи сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 с оценкой состава минеральных фаз посредством энергодисперсионного спектрометра Quantax. Химический анализ однородных зёрен минералов размером более 20 мкм выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46. Регистрация рамановских спектров выполнена на рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon HR 320, ИМ УРО РАН, г. Миасс (оператор Лебедева С. М.).

Минерал образует кристаллы – сложные двойники, размером до 60 μm с четко выраженным двуотражением (связанным с двойникованием) и анизотропией (рис.1, А, Б). Минерал встречен в нескольких ассоциациях. Он образуется, замещая рутил, в ассоциации с хлоритом. Такая ассоциация характерна для кызылкумита, описанного в Прибайкалье (Резницкий и др., 2013). Также нами обнаружены случаи замещения этой фазой ранних минералов: кульсонита и сенаита, что подчеркивает генетическую позицию минеральной фазы как вторичную.

Для данной фазы, в разной ассоциации, были получены рамановские спектры, которые показали, что минерал, образующий собственные кристаллы в рутиле и краевые зоны на индивидах кульсонита и сенаита, идентичен по структурному состоянию.

Для V-Ti ассоциации минералов в колчеданных рудах месторождений Виханти и Пирротиновое ущелье (Прихибинье) выполнена регистрация рамановских спектров (Волошин и др., 2014). Сравнение раман-спектров шрейерита из месторождения Виханти и нашей фазы показало, что эта фаза имеет отличное от шрейерита структурное состояние. Дальнейшие структурные исследования фазы, которые в настоящее время выполняются, покажут ее индивидуальность и принадлежность к определенному минеральному виду.

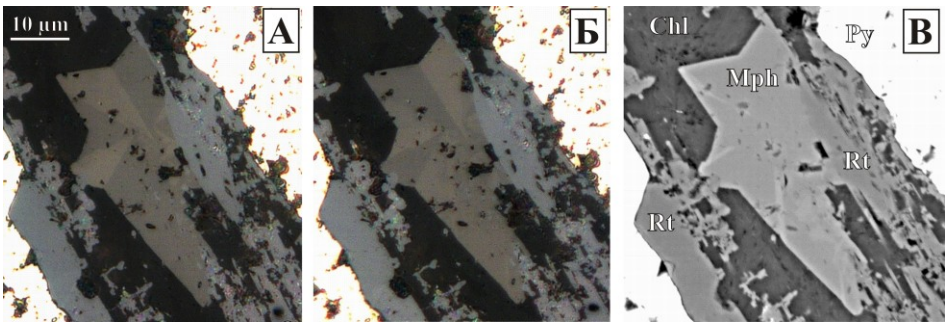


Рис. 1. Кристалл кызылкумита с ясно выраженным двуотражением и внутрифазовой неоднородностью: А – оптический снимок, нормальное положение; Б – оптический снимок, поворот на 90 °; В – снимок BSE: Mph – V-Ti фаза; Py – пирит; Rt – рутил; Chl – хлорит.

Изучение химического состава показало, что изученная фаза содержит повышенные концентрации WO_3 (до 3 мас. %), а также Cr_2O_3 (до 5 мас. %) и Fe_2O_3 (до 5 мас. %) (табл.1). По мнению некоторых исследователей, подобные фазы «наследуют» элементы от минералов, по которым образуются. В данном случае присутствие вольфрама, хрома и железа объясняется их наличием в рутиле, в котором содержание V_2O_3 достигает 9 мас. %, а максимальное содержание WO_3 – 13 мас. %. Химический анализ фазы, полученный на микроанализаторе Cameca MS-46 (табл.1, ан. 4), характеризуется небольшим дефицитом суммы, что связано, по нашим предположениям, с присутствуем воды в минерале. Эмпирическая формула имеет вид – $(Ti_{2.003}W_{0.003})_{\sum 2.006}(V_{0.809}Cr_{0.152}Fe_{0.034}Al_{0.005})_{\sum 1}O_5(OH)_{1.03}$, что соответствует формуле кызылкумита. Распределение этих элементов (особенно вольфрама) неоднородное, что хорошо видно на снимках BSE (рис.1, В). Более светлые участки содержат большее количество вольфрама, что отчетливее всего видно по двойниковым швам.

Таблица 1. Химический состав Mph, мас.%

Элемент	1	2	3	4
Ti	43.82	43.79	45.27	39.757
V	16.25	15.57	16.15	17.078
Fe^{3+}	4.25	4.53	4.28	0.798
Cr	1.15	0.55	0.69	3.264
W		2.87	1.91	0.244
Sc	0.11	0.1	0.12	
Al	0.1			0.060
Mn	0.15	0.19	0.21	
Формульные коэффициенты				
Ti	2.047	2.058	2.072	2.003
V	0.713	0.688	0.694	0.809
Fe^{3+}	0.170	0.182	0.168	0.034
Cr	0.049	0.024	0.029	0.152
W		0.035	0.023	0.003
Sc	0.005	0.005	0.006	
Al	0.008			0,005
Mn	0.006	0.008	0.008	

Примечание. 1-3 – анализы выполнены на Leo-1450 с энергодисперсионным спектрометром Quantax. 4 – анализ выполнен на Cameca MS-46.

Мы ожидаем, что по аналогии с другими проявлениями V-Ti минерализации, список V-Ti фаз в колчеданных рудах Южной Печенги, а так же и всего Кольского региона, будет расширен.

Список литературы

1. *Волошин А. В.*, *Карпов С. М.*, *Исаенко С. И. и др.* Рамановская спектроскопия минералов ванадиевой ассоциации в колчеданных месторождениях пирротиновое ущелье (Кольский регион, Россия) и Виханти (Финляндия) // Записки РМО. 2014. Ч. CXLIII. № 4. С. 45-60.

2. *Карпов С. М.*, *Волошин А. В.*, *Компанченко А. А.*, *и др.* Минералы группы кричтонита в колчеданных рудах и рудных метасоматитах протерозойских структур Кольского региона // Записки РМО. 2016. № 5. С. 39-56.

3. *Резницкий Л. З.*, *Скляров Е. В.*, *Армбрустер Т. и др.* Кызылкумит: находка в Южном Прибайкалье (Россия), уточнение кристаллохимической формулы.// Записки РМО. 2013. Ч. CXLII. № 2. С. 107-120.

4. *Сергеева Н. Е.*, *Ерёмин Н. И.*, *Дергачев А. Л.* Ванадиевая минерализация в рудах колчеданно-полиметаллического месторождения Виханти (Финляндия).// ДАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 800-803.

Оценка содержания фтора во флюиде Li-F гранитов Салминского плутона

Конышев А. А.[1,2], Зубков Е. С.[2]

[1]ГЕОХИ РАН, Москва konyshev@iem.ac.ru

2ИЭМ РАН, Черноголовка eszubkov@gmail.com

Введение. Фтор – распространённый компонент природных гранитных флюидов, ответственных за транспорт таких элементов как Sn, W, Mo, Ta, Nb, Li, Be. Концентрация фтора в природных флюидах, участвующих в образовании гранитов, более корректна для оценки их минерагенического потенциала, чем его концентрация в горной породе. Знание физико-химических условий перехода от магматической стадии к постмагматической важно для построения моделей рудно-магматических систем с участием таких компонентов как Ta.

Геологический очерк. Салминский плутон относится к анортозит-рапакивигранитной ассоциации. Он расположен в Северном Приладожье, на стыке карельского кратона и коры свекофенского времени. В массиве представлено большое разнообразие пород от габбро и анортозитов до биотитовых лейкогранитов и топазсодержащих Li-F гранитов. По данным

изотопных исследований возраста установлено, что они внедрялись последовательно, в короткий промежуток времени 1547-1530 млн лет назад (Neymark *et al.*, 1994; Amelin *et al.*, 1997), а Li-F граниты являлись наиболее поздней фазой внедрения.

Нами были отобраны образцы топазсодержащих гранитов с повышенным содержанием Li, F, Rb. Точки отбора были пространственно разделены на два участка: первый около месторождения Хопунваара, между Люппиковским и Винбергским куполами; второй – около Уксинского купола в месте переезда через ж/д пути и в просеке ЛЭП. Отобранные образцы были проанализированы методами XRF (ИГЕМ РАН) и ICP-MS (ФГУП ИМГРЭ) на петрогенный и микроэлементный состав. Результаты анализа представлены в (табл.1).

Таблица 1. Петрогенный и микроэлементный составы лейкогранитов и Li-F гранитов Салминского плутона

Содерж., %	Лейкограниты			Li-F граниты		Содерж., ppm (г/т)	Лейкограниты			Li-F граниты	
	Sal15	Sal16	Sal17	Sal4	Sal12		Sal15	Sal6	Sal7	Sal4	Sal12
SiO_2	77,42	73,55	74,95	72,91	74,38	Li	181,9	76,3	91	452,64	369,9
TiO_2	0,06	0,07	0,03	0,02	0,01	Be	5,27	8,04	8,43	11,08	11,25
Al_2O_3	11,89	14,32	13,87	17,07	15,49	Zn	24	11,4	17,8	59,36	13,7
Fe_2O_3	1,82	1,64	1,33	0,72	0,96	Rb	586,3	347,3	504,3	639,06	395,3
MnO	0,02	0,01	0,01	0,04	0,03	Cs	2,69	1,28	1,28	6,91	2,64
MgO	0,03	0,06	0,02	0,05	0,04	Sr	15,2	16,9	19	64,35	59,7
CaO	0,08	0,22	0,26	0,21	0,10	Ba	0,43	10,01	3,2	116,06	4,85
Na_2O	2,34	5,01	4,63	6,32	6,64	Zr	88,13	89,63	83,23	56,71	40,53
K_2O	5,11	2,96	3,48	1,93	1,04	Hf	9,52	10,58	11,18	10,02	7,91
P_2O_5	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	Nb	74,71	62,11	106,41	101,32	114,41
ППП	0,85	0,78	1,22	0,66	1,06	Ta	22,54	16,14	34,44	38,62	70,04
F	0,32	<0.10	0,22	1,05	0,75	Sn	11,87	5,58	4,61	12,06	4,5
Сумма + ППП	99,62	98,62	99,80	99,93	99,75	Y	29,53	31,53	39,03	11,32	3,48

Определение температуры солидуса гранитов. Нами экспериментально была определена температура солидуса для Li-F гранитов (образец Sal4, состав см. в табл.1.), являющихся сателлитом Уксинских Li-F гранитов, расположенных под Уксинским куполом (Павлов, 1991). Работа проводилась в ИЭМ РАН, г. Черноголовка, на установке высокого газового давления с внутренним нагревом (газовая бомба). Порошок породы помещался в платиновую ампулу: без добавления жидкой фазы; с добавлением дистиллированной воды; с добавлением фторсодержащего водного раствора с концентрациями HF 0,1 и 1 mHF. Жидкая фаза добавлялась в объёме 20-30 мас. % согласно (Weidner, Martin, 1987). После добавления навески и раствора ампула герметично заваривалась дуговой сваркой. Эксперименты проводились при 50-600 МПа и 575-675 ^{o}C, длительность – 7 суток, после чего следовала изобарическая закалка. Продукты эксперимента изучались оптической и электронной микроскопией (РСМА).

В результате экспериментальной работы было установлено, что при 200 МПа, согласно (Poutiainen, Scherbakova, 1998) отвечающим давлению при кристаллизации наиболее поздних гранитов: «сухой» солидус составил температуру около (но не более) 650 ^{o}C; в условиях водонасыщения около (но не более) 575 ^{o}C. Добавление дополнительного количества HF в систему приводило к увеличению количества закалочного стекла в продуктах эксперимента, но на данный момент с данным шагом по температуре количественно оценить влияние на температуру солидуса по сравнению с экспериментами с добавлением дистиллированной воды не представляется возможным, но качественно эта температура должна быть чуть ниже. «Сухой» солидус – с водой, находящейся в породе, по данным XRF 0,66 масс.%; по составам гидроксилсодержащих фаз, определенным при помощи РСМА и SIMS и их количеству, определенному при помощи оптической микроскопии, – 0,5 мас. %.

Ранее (Poutiainen, Scherbakova, 1998) были установлены температуры гомогенизации расплавных включений для топазсодержащих гранитов. Температура солидуса составила 640-680, а ликвидуса 770-830 °С при минимальном давлении 2 Кбар, кристаллизация начиналась при недосыщении магмы водой (3 мас. %), конечный же расплав был водонасыщен. Состав породы был близок к исследуемым нами лейкогранитам. Наши исследования показывают, что в пределах Питкярантского рудного поля развиты как минимум две геохимически различные серии топазсодержащих гранитов с повышенным содержанием лития (см. табл.1).

Слюды топазсодержащих гранитов. В отобранных нами образцах слюды соответствуют ряду Li-сидерофиллит – циннвальдит (в более ранних биотитовых гранитах и гранитах рапакиви слюды представлены сидерофиллитом). Исследование на макрокомпоненты проводилось: при помощи сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным (INCAx-sight) и волновым (INCA-Wave 700) рентгеновскими спектрометрами в ИЭМ РАН; на микрокомпоненты – при помощи метода LA-ICP-MS в ИГЕМ РАН (система лазерного пробоотбора NWR-213, масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой X-Series II); F, Li и вода определялась при помощи вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе Cameca ims-4f в ЯФ ФТИАН г. Ярославль. Полученные данные представлены в (табл. 2) Все данные получены путём усреднения как минимум 5 анализов по каждому из методов (по ims-4f – по трём точкам, в каждой точке проводился пятикратный набор спектра).

Таблица 2. Макро- и микроэлементный состав слюд

Содерж., мас.%	№15	№16	№17	Sal4	№12	Содерж., ppm (г/т)	№15	№16	№17	Sal4	№12
F	1,9	1,44	1,27	4,415	4,04	Li	4295	4197	3948	16229	13626
Cl	0,08	0,08	0,13	0	0	Ti	2113	1936	1430	487	390
Mg	0,03	0,03	0,02	0,05	0,12	Zn	1011	529	1249	787	812
Al	10,49	10,67	10,21	10,47	11,58	Ga	175	151	159	110	123
Si	16,94	16,24	15,84	19,42	19,39	Ge	6	6	7	3	4
K	8,27	8,16	7,81	8,49	8,79	Rb	3176	3065	3703	7484	6059
Ti	0,37	0,28	0,27	0,08	0,06	Nb	945	426	929	168	333
Mn	0,25	0,2	0,25	0,64	0,42	Sn	247	191	83	105	174
Fe	21,04	21,04	21,91	10,95	13,86	Ba	5	7	3	10	21
O (по стех.)	36,73	35,98	35,38	36,81	38,5	Ta	102	94	288	117	116
OH	3,37	3,57	3,5	1,81	2,83	W	14	12	6	35	19
Сумма	99,47	97,69	96,59	93,135	99,59	Tl	18	16	22	22	25

Расчет концентрации фтора в природном флюиде. Расчеты проводились при помощи экспериментально обоснованных геофториметров для литиевых слюд (Аксюк, 2002):

$$\log MHF_{(Li\text{-}mica)} = \log(XF/(1-XF)) - 1722/T(K) - 1{,}107 XMg,Li + 0{,}216(Al-2) + 0{,}8958 + \log aH_2O,$$

где XF – мольная доля F в анионной группе; XMg,Li – мольная доля Mg+Li; Al-2 – количество алюминия; T(K) – температура в Кельвинах; H_2O принималась равной 1.

Принималось, что слюда образовывалась на заключительной стадии кристаллизации расплава, так как по взаимоотношению минералов в породах слюда является одной из заключительных минеральных фаз, заполняющей интерстиции между ранее образованными фазами. Для расчета концентрации HF^o в природном флюиде для Li-F гранитов, в том числе для образца Sal12, использовались экспериментально полученные температуры солидуса для «сухого» и водонасыщенного солидусов для состава Sal4. Для расчетов концентрации HF^o в природном флюиде лейкогранитов было сделано допущение на основе схожести составов с материалом, исследуемым в работе (Poutiainen, Scherbakova, 1998), что температуры их солидуса также должны быть близки. Полученные результаты показаны на (рис.1).

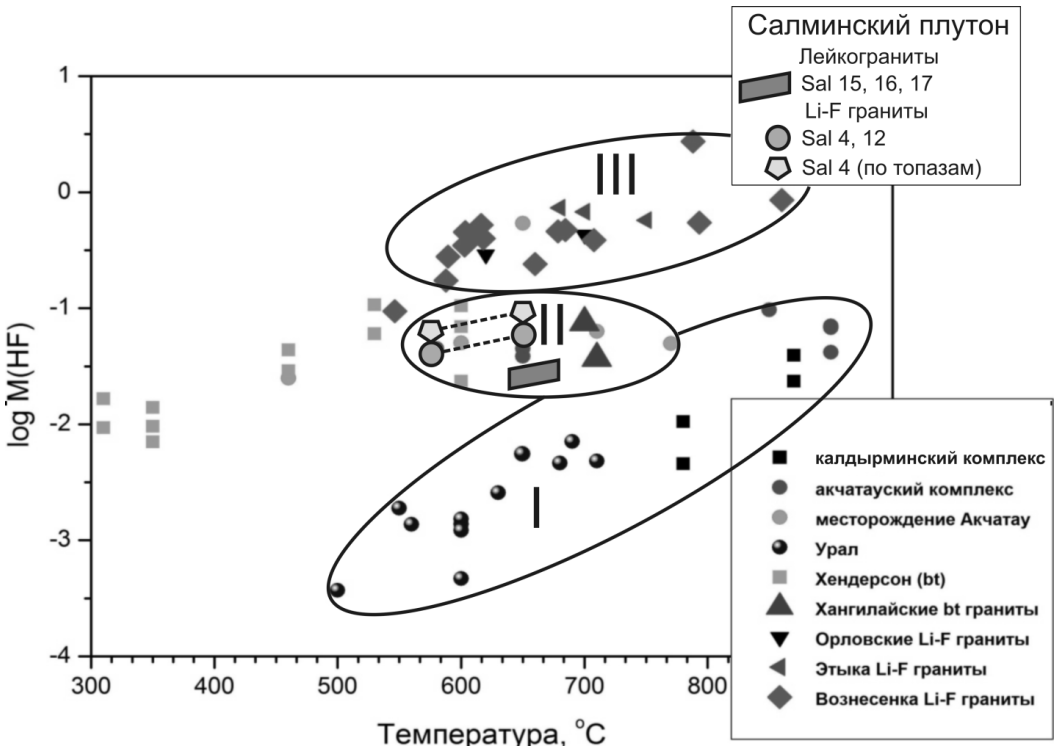


Рис. 1. Концентрации HF ^{o} во флюидах природных объектов. С добавлениями, взято из (Aksyuk, Konyshev, 2012).
I – тренд медно-порфировых объектов, II – тренд объектов с Sn-W-Mo оруденением, III – тренд объектов с Ta-Nb оруденением. Концентрация HF ^{o} по топазам определялась при помощи топазового геофториметра (Aksyuk, Konyshev, 2006)

Обсуждение результатов. Оценки концентрации HF ^{o} в природных флюидах (флюиде, равновесном со слюдой в момент её образования) Li-F гранитов и лейкогранитов показали, что полученные значения ложатся на тренд объектов с Sn-W-Mo специализацией, таких как Акчатау.

Li-F граниты Салминского плутона по отношению Zr/Hf (около 6) немного «не дотягивают» до классических фанерозойских Ta-месторождений Восточного Забайкалья (Zaraisky *et al.*, 2008), хотя по геохимическим показателям вплотную приближаются к этим значениям.

В связи со значительным эрозионным срезом Салминских гранитов апикальные части Li-F гранитов, где по геологическим данным, как правило, локализуется Ta-Nb-оруденение, могли быть разрушены. Пролить свет на вопрос существования этих высокодифференцированных гранитов в прошлом могут дать цирконы с Zr/Hf отношением менее 5, обнаруженные в осадках формировавшихся за счёт разрушения Салминского плутона, например, в песчаниках Салминской свиты.

Для образования Ta-месторождений также важны условия, благоприятные для длительного протекания процессов автометасоматоза (Zaraisky *et al.*, 2008), что может достигаться под флюидонепроницаемым экраном вышележащих толщ, например, алевритистых пород в Восточном Забайкалье. Граниты Салминского плутона внедрялись в метаосадочные толщи, испытавшие на себе метаморфизм амфиболит-гранулитовых фаций с частичным плавлением протолита, в результате чего вмещающие породы приобрели крупнокристаллический облик. Исследования по флюидной проницаемости данных пород при давлениях 100-200 МПа (соответствующие глубине кристаллизации Салминского плутона) не проводились, но предположительно она была значительно выше, чем в алевритах, что отрицательно сказывается на продолжительности процессов автометасоматоза.

Полученные нами ранее в 2013-2015г. данные по концентрациям HF^{o} в природных флюидах Li-F гранитов Салминского плутона в виду неполной информации по температуре солидуса и не отработанной методике определения состава слюд следует считать предварительными. Данные по составам слюд, представленные в данной работе, также будут уточняться в дальнейшем, но значительного влияния на выводы они не окажут.

Выводы. Значения концентраций HF^{o} в природных флюидах Li-F гранитов и лейкогранитов Салминского плутона для 200 МПа составили для первых от 0,063 до 0,108 mHF, для вторых 0,037 – 0,068 mHF что соответствует объектам с Sn-W-Mo специализацией.

Благодарновсти. *Коллектив авторов выражает благодарность Е. Е. и А. Е. Астапенко, а также Ульяновскому Автомобильному Заводу за осуществление полевых выездов на объект.*

Работа поддержана грантами РФФИ: 14-05-31098 мол_а; 15-05-03393-а

Список литературы

1. *Аксюк А. М.* (2002) Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. Т. 10. № 6. С. 628-642.

2. *Павлов, Г. М.* Расслоенность в малоглубинной интрузии редкометальных литий-фтористых гранитов Северного Приладожья: дис. … д-ра геол.-мин. наук: 04.00.08 / Павлов Геннадий Михайлович. – М., 1991.

3. *Aksyuk A. M.*, *Konyshev A. A.* Study of solidus parameters of the Yaroslavka biotite and Voznesenka Li-F granites of the Primorye, experimental research // Experiment in GeoScience. 2012. Vol. 18. № 1. P. 34.

4. *Aksyuk A. M.*, *Konyshev A. A.* Topaz geofluorimeter and estimations of HF and SiO_2 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. PP. 1-4.

5. *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. Vol. 127. № 4. P. 353-368.

6. *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) // Mineral. Petrol. 1994. Vol. 50. № 1-3. P. 173-193.

7. *Poutiainen M.*, *Scherbakova T. F.* Fluid and melt inclusion evidence for the origin of idiomorphic quarz crystal in topas-bearing granites from the Salmi batholith, Karelia, Russia // Lithos. 1998. Vol. 44. P. 141-151.

8. *Weidner J. R.*, *Martin R. F.* Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwall // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1987. Vol. 51. P. 1591-1597.

9. *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. Vol. 16. №. 7. P. 710-736.

Термобарометрия мантийных эклогитов: актуальные проблемы и единый подход к оценке PT-параметров на примере ксенолитов из трубки Катока (С.-В. Ангола)

Королев Н. М.[1], Никитина Л. П.[1,2]

[1]ИГГД РАН, Санкт-Петербург, korolev.nm@gmail.com

[2]СПбГУ, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

Корректное определение PT-параметров мантийных эклогитов – довольно трудная задача. В отличие от более распространенных перидотитовых ксенолитов, для оценки PT-параметров мантийных эклогитов на сегодняшний день нет общепризнанного инструмента или согласованной системы, разнообразие методов крайне ограничено. Перидотиты сложены оливином, клинопироксеном, ортопироксеном, гранатом или шпинелью, а в мантийных эклогитах часто присутствует лишь два породообразующих минерала – гранат и омфацит. Это исключает возможность проверки равновесности ассоциации путем сравнения оценок, полученных с использованием термобарометрических инструментов, основанных на обменных реакциях между различными минералами.

К настоящему времени насчитывается 6 наиболее распространенных геотермометров, основанных на распределении Fe и Mg между гранатом и омфацитом (Ellis, Green, 1979; Powell, 1985; Ai, 1994; Krogh, 2000; Nakamura, 2006; Nakamura, 2009). Опыт применения всех термометров в отношении изученных эклогитов показал, что они прекрасно согласованы в интервале температур 1000-1200 °С при давлениях 40-50 кбар. Оценки температуры и давления в этом интервале обычно различаются не более чем на 50 °С и 3 килобара, что не превышает калибровочной погрешности. В то же время P, T оценки, полученные вне этого интервала, не согласуются, а разница в значениях температуры и давления может достигать почти 400 °С и 22 кбар соответственно.

Независимое определение давления по той же минеральной ассоциации вызывает наибольшие трудности. Несмотря на то, что исследователями неоднократно предпринимались попытки решить эту задачу (Simakov, 2008; Hanrahan et al., 2009; Beyer et al., 2015; и др.), как правило, приходится прибегать к косвенным способам оценки давления. Исследователи либо принимают для расчета температуры некоторое значение давления для всех образцов, либо используют теоретические геотермы, рассчитанные по мощности тепловых потоков (Pollack, Chapman, 1977; Hasterok, Chapman, 2011; Furlong, Chapman, 2013). Использование всех возможных комбинаций экспериментальных барометров и термометров для эклогитов из трубки Катока показало, что для ряда образцов без явных признаков неравновесности породообразующих минералов полученные PT-параметры не корректны. Барометры (Simakov, 2008; Beyer *et al.*, 2015), как правило, завышают оценки до 80-85 и даже более 100 кбар, а барометр (Hanrahan *et al.*, 2009) – занижает до 5-10 кбар. Подобные оценки могут объясняться как ограничениями или некорректной работой самих термобарометрических инструментов, так и особенностями химического состава мантийных эклогитов, которые могли испытать значительные изменения, иногда носящие полистадийный характер, в мантийных условиях и при выносе кимберлитовыми магмами. Кроме того, на оценку PT-параметров влияют:

1) Точность определения химического состава минералов. Химический состав может быть определен при помощи электронного микрозонда со спектрометром с энергетической дисперсией (EDS), со спектрометром с волновой дисперсией (WDS) или же при помощи «мокрой химии». При хорошем качестве анализа с суммой оксидов близкой к 100 % в зависимости от метода определения химического состава погрешность при оценке температуры может различаться 2 раза, а иногда и более чем в 2 раза.

2) Способ расчета формульных коэффициентов и миналов. Опыт применения барометра (Beyer *et al.*, 2015) в отношении мантийных ксенолитов из трубки Катока показал, что использование методик расчета минального состава только граната по (Locock, 2008), по (Arai, 2010) или другим методом (при расчете формульных коэффициентов методом «по катионам» или методом «по кислороду») может привести к значительной разнице в оценке давления. Так, ошибка в минальном составе граната на 2 % или 0.02 (сумма миналов нормирована на 1) приводит к разнице в оценке давления до 2.5 кбар. При использовании обсуждавшихся выше методик разница в минальном составе может составлять около 5 %, что в свою очередь может привести к ошибке до 6 кбар.

3) На расчет PT-параметров также влияет учет данных по соотношению Fe^{2+}/Fe^{3+}. Большинство инструментов подразумевает прямое использование данных микрозондового анализа, где все железо по умолчанию определяется как двухвалентное. Тем не менее, в некоторых случаях алгоритм расчета учитывает Fe^{2+} / Fe^{3+}, например для геобарометра (Beyer *et al.*, 2015). Для определения содержания Fe^{3+} в минералах можно использовать экспериментально полученные (мессбауэровская спектроскопия; flank-метод) или расчетные данные. Разница между такими оценками может быть существенной (Гончаров, 2012), однако для мантийных эклогитов из трубки Катока погрешность при определении давления в зависимости от метода учета Fe^{2+} / Fe^{3+} (мессбауэровская спектроскопия и расчетные методы (Lindsley, 1983; Droop, 1987)) оказалась незначительной, и составила не более 0.3 кбара.

Необходимо отметить, что мультиравновесная и мономинеральная термобарометрия из-за ряда ограничений распространена пока не так широко в отношении мантийных эклогитов и в настоящей работе обсуждаться не будет.

Сложившиеся противоречия ставят перед исследователями задачу разработки единого подхода. При этом выбор комбинации или согласованной системы термобарических инструментов, очевидно, должен опираться на косвенные минералогические и геохимические признаки глубинности формирования эклогитов. Основные из них обсуждаются в работе (Хаггерти и др., 1993). Наиболее глубинные эклогиты характеризуются повышенными значениями магнезиальности и Mg/Si, повышенной магнезиальностью породообразующих гранатов и клинопироксенов, а также примесью Cr_2O_3 в гранатах и клинопироксенах, обычно до 2 мас. %. В некоторых случаях корректность определения PT-параметров может быть подтверждена наличием специфических акцессорных минералов: коэсит, графит и др.

Опыт применения вышеперечисленных термобарометрических инструментов к мантийным эклогитам из трубки Катока (21 образец) и литературным данным показал, что в интервале температур 900-1350°С и давлений 35-60 кбар термометр (Nakamura, 2006) в сочетании с модельными геотермами тепловых (Hasterok, Chapman, 2011; Furlong, Chapman, 2013) наилучшим образом согласуется со всеми минералогическими и геохимическим признаками глубинности.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00321 мол_а.

Список литературы

1. *Гончаров А. Г.* Редокс состояние континентальной литосферной мантии: Fe3+/ΣFe минералов мантийных ксенолитов по данным мессбауэровской спектроскопии: дис. … канд. геол.-минерал. наук: 25.00.04 / Гончаров Алексей Георгиевич. – СПб., 2012. – 180 с.

2. *Хаггерти С. Е.*, *Фанг А. Т.*, *Пайл Дж. М.* Мантийный ряд и геохимия высокобарических и высокотемпературных эклогитов из Западной Африки (Коиду) и кратона Каапвааль (Ягерсфонтейн) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 12. С. 59-74.

3. *Ai Y.* A revision of the garnet-clinopyroxene Fe+2-Mg exchange geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V.115. P. 467-473.

4. *Arai H.* A function for the R programming language to recast garnet analyses into end-members: Revision and porting of Muhling and Griffin's method // Computers & Geosciences. 2010. V. 36. P. 406-406.

5. *Beyer C.*, *Frost D. J.*, *Miyajima N.* Experimental calibration of a garnet–clinopyroxene geobarometer for mantle eclogites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2015. V. 169. № 2. P. 1-21.

6. *Droop G. T. R.* A general equation for estimating Fe3+ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // Mineralogical Magazine. 1987. V. 51. P. 431-435.

7. *Ellis D. J.*, *Green D. H.* An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. V.71. P. 13-22.

8. *Furlong K. P.*, *Chapman D. S.* Heat flow, heat generation, and the thermal stateof the lithosphere // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2013. V. 41. P. 385-410.

9. *Hanrahan M.*, *Brey G.*, *Woodland A.*, *Seitz H.-M.*, *Ludwig T.* Li as a barometer for bimineralic eclogites: Experiments in natural systems // Lithos. 2009. V. 112S. P. 992-1001.

10. *Hasterok D.*, *Chapman D. S.* Heat production and geotherms for the continen-tal lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 307. P. 59-70.

11. *Krogh Ravna E. J.* The garnet-clinopyroxene Fe2+-Mg geothermometer: an updated calibration // Journal of Metamorphic Geology. 2000. V.18. № 2. P. 211-219.

12. *Lindsley D. H.* Pyroxene thermometry // American Mineralogist. 1983. V. 68. № 5-6. P. 477-493.

13. *Locock A. J.* An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-membercomponents, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets // Computers & Geosciences. 2008. V. 34. P. 1769-1780.

14. *Nakamura D.* A new formulation of garnet-clinopyroxene thermometer using large number of experimental data with graphite capsules // 19th General Meeting of the International Mineralogical Association, Kobe, Japan (July. 2006). Program & Abstract, 2006. P. 102.

15. *Nakamura D.* A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // Journal of Metamorphic Geology. 2009. V. 27. P. 495-508.

16. *Pollack H. N.*, *Chapman D. S.* On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // Tectonophysics. 1977. V. 38. P. 279-296.

17. *Powell R.* Regression diagnostics and robust regress in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // Journal of Metamorphic Geology. 1985. V. 3. № 3. P. 231-243.

18. *Simakov S. K.* Garnet-clinopyroxene and clinopyroxene geothermobarometry of deep mantle and crust eclogites and peridotites // Lithos. 2008. V. 106. P. 125-136.

Этапы преобразования мантийных эклогитов: данные по ксенолитам из трубки Катока

Королев Н. М.[1], Никитина Л. П.[1,2], Зинченко В. Н.[3], Мельник А. Е.[1,4], Ашихмин Д. С.[4]
[1]ИГГД РАН, Санкт-Петербург, korolev.nm@gmail.com
[2]СПбГУ, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург
[3]Геологический департамент, ГРО «Катока», Ангола
[4]Горный университет, Санкт-Петербург

Мантийные ксенолиты – прямой источник информации о верхней мантии, ее вещественном, химическом и термальном состоянии. Они несут в себе следы различных наложенных процессов, которые можно разделить на три основные группы: мантийные геологические процессы; процессы изменения, связанные с выносом ксенолитов к поверхности; гипергенные процессы. В настоящей работе на примере мантийных эклогитовых ксенолитов из трубки Катока (С.-В. Ангола) обсуждаются результаты воздействия всех этих групп процессов, то, в какой мере они повлияли на окончательный облик пород, а также сведения, которые они несут о характере глубинных процессов, происходящих в литосферной мантии кратона Кассаи.

В результате минералогического, петрографического и геохимического изучения коллекции верхнемантийных эклогитовых ксенолитов (21 образец) из алмазоносной кимберлитовой трубки Катока выделено 3 группы эклогитов: hi-MgO, lo-MgO, hi-Al_2O_3 (Nikitina et al., 2014). Hi-Al_2O_3-эклогиты сложены высоконатровым омфацитом (минальный состав: Jd 51-67 Aeg 1-2 Wo + En + Fs 32-47) и гранатом (минальный состав: Prp30-33 Alm28-29 Grs37-41), часто присутствует кианит. Lo-MgO-группа представлена биминеральными эклогитами, минальный состав граната: Prp 35-53 Alm 28-45 Grs 16-28, клинопироксена: Jd 32-57 Aeg 2-5 Wo + En + Fs 41-63. Hi-MgO-группа также представлена биминеральными эклогитами, минальный состав граната: Prp 68-70 Alm 21-23 Grs 5-8, клинопироксена: Jd 19-25 Aeg 3-4 Wo + En +Fs 72-77. Все эклогиты в качестве акцессорных фаз содержат зерна с продуктами распада твердых растворов – ильменитовые ламели в рутиловой матрице.

В каждом типе эклогитов наблюдаются признаки изменений, обусловленные мантийными процессами, выносом ксенолитов к поверхности и гипергенными преобразованиями.

Общим признаком наложенных мантийных событий для всех образцов является наличие характерной интерстиционной полифазной Cu-Fe-Ni сульфидной ассоциации, свидетельствующее о влиянии флюида/расплава, обогащенного предположительно H_2S и SO_2 компонентами.

В lo-MgO- и hi-Al_2O_3-эклогитах вокруг гомогенных центральных частей граната обнаружены измененные каймы. В них гранат обогащается MgO и обедняются FeO. Разница в содержании и MgO и FeO достигает 8 мас. %. Характер проявления измененных гранатовых фаз говорит о метасоматическом процессе. Они не имеют выдержанной протяженности по всему периметру зерна, их ширина на различных участках сильно варьирует, а где-то они могут быть вовсе не проявлены. Нет последовательной смены химического состава измененных фаз в каймах, но в целом можно говорить об увеличении магнезиальности и уменьшении железистости к границе зерна.

Во всех изученных образцах hi-MgO эклогитов обнаружены высокониобиевые рутилы, в которых содержание Nb_2O_5 колеблется в пределах 7-11 мас. %, а на отдельных участках достигает 25 мас. %. Содержание Ta_2O_5 доходит до 1 мас. %, а в отдельных зонах до 4 мас. %. Результаты исследования высокониобиевых рутилов из эклогитов трубки Катока изложены в работе (Королев и др., 2014).

Авторы, изучавшие эклогиты из кимберлитов Ягерсфонтейн (Южная Африка), предположили, что рутилы могли быть обогащены ниобием при участии кимберлитового флюида (Pyle, Haggerty, 1998), но для эклогитов из трубки Катока такая версия не проходит проверку. В lo-MgO и hi-Al_2O_3 эклогитах зерна рутила, как правило, не содержат ниобия.

Более вероятно, что образование высокониобиевых рутилов – следствие мантийного метасоматического события, как и в эклогитах из трубки Загадочная, Якутия (Соболев и др., 2011). Кроме того, в гранатах и клинопироксенах hi-MgO эклогитов содержание LREE, Ba, Sr, Y, Zr и некоторых других элементов значительно превышает таковые в аналогичных минералах из lo-MgO и hi-Al_2O_3 эклогитов и перидотите из этой же трубки. Полученные данные могут свидетельствовать о влиянии мантийного флюида/расплава только на hi-MgO тип эклогитов, находившихся в более глубинных горизонтах литосферной мантии. Необходимо отметить, что все зерна рутила содержат ильменитовые ламели и каймы, являющиеся продуктами распада твердых растворов. Распад связан с падением PT-параметров, однако связать его с каким-то определенным событием не представляется возможным.

Впоследствии в результате выноса все типы эклогитов претерпели еще один этап изменений. Признаком совокупного воздействия декомпрессионных процессов и кимберлитового флюида служат «губчатые» структуры в клинопироксенах (Taylor, Neal, 1989; Misra *et al.*, 2004). В эклогитах из трубки Катока «губчатые» структуры представлены новообразованным клинопироксеном, обогащенным MgO и CaO, и обедненным Na_2O, Al_2O_3, и калиевым полевым шпатом. Они могут составлять от 10 до 80 % объема зерна. Другие минералы, наблюдающиеся в подобных структурах (содалит, кальцит, шпинель, стекловатые фазы) не встречены. Кроме того, во всех эклогитах в большом количестве (до 5-10 об. %) обнаружены вторичные минералы, связанные с кимберлитовым флюидом/расплавом: апатит с примесями SrO (до 6.1 мас. %), Ce_2O_3 (до 2.0 мас. %), La_2O_3 (до 1.5 мас. %), Nd_2O_3 (до 0.6 мас. %), Sm_2O_3 (до 0.5 мас. %), Pr_2O_3 (около 0.1 мас. %); барит с примесью SrO до 0.5 мас. %; бариевые полевые шпаты и бариевые цеолиты (?); амфиболы (магнезио-катафорит, паргасит, эденит); слюды флогопит–аннитового ряда; калиевые полевые шпаты и плагиоклазы (№ 3-25).

На заключительном этапе мантийные эклогиты были изменены гипергенными процессами. Часто в ксенолитах по трещинам наблюдается серпентинизация, намного реже присутствует кальцит с незначительными примесями MnO (до 1.5 мас. %), MgO (до 0.5 мас. %), FeO (до 0.5 мас. %). Во всех образцах также наблюдается замещение сульфидов гидроокислами железа.

Таким образом, наложенные процессы в значительной мере определили окончательный облик мантийных эклогитовых ксенолитов из трубки Катока. В мантии происходили полистадийные преобразования, ведущую роль в которых, вероятно, играли мантийные флюиды/расплавы различного состава, приведшие к изменению редкоэлементного состава породообразующих минералов и образованию новых фаз – высокомагнезиального граната и высокониобиевого рутила. Процессы, связанные с выносом, привели к образованию «губчатых» структур в клинопироксенах, их амфиболизации и развитию вторичной минерализации в трещинах. Гипергенное воздействие привело к развитию серпентинизации, образованию кальцита, а также замещению сульфидов железа гидороокислами.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00321 мол_а.

Список литературы

1. *Королев Н. М.*, *Марин Ю. Б.*, *Никитина Л. П.*, *Зинченко В. Н.*, *Шиссупа У. М.* Высокониобиевый рутил из верхнемантийных эклогитовых ксенолитов алмазоносной кимберлитовой трубки Катока, Ангола // ДАН. 2014. Т. 454. № 2. С. 207-210.

2. *Соболев Н. В.*, *Логвинова А. М.*, *Лаврентьев Ю. Г.*, *Карманов Н. С.*, *Усова Л. В.*, *Козьменко О. А.*, *Рагозин А. Л.* Nb-рутил из микроксенолита эклогита кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия // Доклады АН. 2011. Т. 439. № 1. С. 102-105.

3. *Misra K. C.*, *Anand M.*, *Taylor L. A.*, *Sobolev N. V.* Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. V. 146. № 6. P. 696-714.

4. *Nikitina L. P.*, *Korolev N. M.*, *Zinchenko V. N.*, *Joao Tunga Felix*. Eclogites from the upper mantle beneath the Kasai Craton (Western Africa): Petrography, whole-rock geochemistry and U-Pb zircon age // Precambrian Research. 2014. Vol. 249. P. 13-32.

5. *Pyle J. M.*, *Haggerty S. E.* Eclogites and the metasomatism of eclogites from the Jagersfontein Kimberlite: Punctuated transport and implications for alkali magmatism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62. № 7. P. 1207-1231.

6. *Taylor L. A.*, *Neal C. R.* Eclogites with Oceanic Crustal and Mantle Signatures from the Bellsbank Kimberlite, South Africa, Part I: Mineralogy, Petrography, and Whole Rock Chemistry // The Journal of Geology. 1989. V. 97. № 5. P. 551-567.

Химический состав и условия образования амфиболов из щелочных интрузий Центрального Сангилена (Юго-Восточная Тува)

Козулина Т. В.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, kozulina@mail.ggf.tsu.ru

Объектами изучения являлись щелочные интрузивы Центрального Сангилена – Дахунурский, Баянкольский, Харлинский, Тоскульский и Чикский, относимые к многофазному сангиленскому комплексу раннекаменноугольного возраста (Врублевский и др, 2014; Хомичев и др., 2009). Различными исследователями (Кононова, 1976; Яшина, 1982) интрузивы объединяются в единую магматическую серию эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов. Состав этой ассоциации неоднозначный и нуждается в уточнении. Выбранные массивы являются взаимодополняющими в составе единой ассоциации и содержат карбонатиты и/или карбонатитоподобные породы.

Состав минералов исследовался методом электронной микроскопии (Аналитический центр геохимии природных систем Томского государственного университета, комплекс рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy-350 с растровым электронным микроскопом VEGAII LMU). Условия измерений: ускоряющее напряжение 20 кВ; ток поглощенных электронов 48 нА; измерение по K_α-излучению для всех элементов. В качестве эталонов применялись природные минералы.

Амфиболы представлены паргаситом, ферропаргаситом, гастингситом, ферроэденитом, тарамитом и рихтеритом (табл.1), большинство из которых на классификационной диаграмме Лик с соавторами (Leake *et al.*, 1997) приурочено к композиционному полю натриево-кальциевых разновидностей. Среднее содержание суммарного Al_2O_3 высокое. Для минералов паргасит-гастингситового ряда значения XMg находятся в характерных пределах, от 0,02 до 0,32. Особенностью образцов является высокое отношение Al^{IV}/Al^{VI}, свойственное амфиболам магматических пород. На диаграмме Al^{IV} – Al^{VI} (рис.1) образцы находятся в верхней ее части. Они содержат значительное количество Al^{IV} и, следовательно, сформированы при высоких температурах (Скляров и др., 2001). Образцы из фойяитов попадают в поле неизмененных амфиболов магматических пород.

Вероятно, амфиболы из фойдолитов образованы на позднемагматической и ранней постмагматической стадии, поэтому их составы попадают в области магматических и метаморфических амфиболов. Так как амфиболы в фойдолитах не являются минералами основной фазы кристаллизации, повышенные значения Al^{IV} могут быть следствием высокой температуры образования в раннюю постмагматическую стадию. Образцы из карбонатитов и подобных им пород попадают в поля метаморфических амфиболов и в область, характерную для гидротермальных минералов (с низким содержанием Al^{IV}).

Таблица 1. Представительные составы амфиболов щелочных пород Юго-Восточной Тувы

Порода	Фойяиты			Фойдолиты			Карбонатиты и карбонатито-подобные породы			
Число определений	4	3	2	7	6	2	3	1	1	1
Минералы	Гастингсит	Магнезиальный гастингсит	Ферропаргасит	Железистый паргасит	Ферропаргасит	Гастингсит	Рихтерит	Ферропаргасит	Тарамит	Ферроэденит
SiO_2	38.36	43.44	39.99	39.19	36.73	36.88	54.03	35.82	41.01	39.19
Al_2O_3	11.47	10.59	10.68	15.31	13.68	12.30	1.62	13.21	15.75	12.75
K_2O	1.72	1.09	1.82	1.39	1.89	1.91	1.63	1.66	4.48	6.13
Na_2O	3.74	1.25	3.00	2.67	2.96	2.73	4.41	3.18	2.80	2.68
CaO	9.25	12.34	10.93	12.65	10.43	10.45	7.08	10.75	6.60	17.41
MgO	3.16	9.53	4.38	7.47	0.70	1.24	16.32	1.85	3.00	2.56
TiO_2	1.46	1.61	0.34	1.09	0.89	0.76	0.55	1.18	0.44	0.44
MnO	0.61	0.32	0.77	0.25	0.44	0.32	0.20	-	-	-
$FeO_{сум}$	28.62	19.67	25.04	18.17	30.46	31.12	12.09	27.79	24.55	17.40
Cl	0.07	-	0.05	0.05	0.06	-	-	-	-	-
Σ	98.45	99.84	97.00	98.24	98.24	97.70	97.93	95.44	98.64	98.56
X_{Mg}	0.10	0.32	0.15	0.30	0.02	0.04	0.63	0.08	0.16	0.11
X_{Ca}	0.63	0.84	0.69	0.75	0.68	0.69	0.20	0.33	0.26	0.52
$Mg / (Mg + Fe^{2+})$	0.20	0.52	0.24	0.44	0.04	0.08	0.78	0.12	0.22	0.22
$Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al^{VI})$	0.78	0.67	0.00	0.17	0.40	0.63	0.85	0.14	0.24	0.00
Расчетное давление, кбар	5.60	4.33	5.09	7.73	7.57	6.49	-	-	7.48	-

Примечания:
1. При расчете количества Fe^{3+}, Fe^{2+}, Al^{VI} в кристаллохимических формулах амфиболов использован метод Дж.К. Шумахера (1998) (расчет на 24 атома кислорода, а для вычисления давлений – на 23 атома кислорода).
2. Коэффициенты: $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$; $X_{Ca} = Ca / (Ca + Na + K)$.
3. $FeO_{сумм}$ – суммарное количество Fe_2O_3 и FeO.

Для амфиболов были рассчитаны средние величины давлений (таблица) по методу (Johnson *et al.*, 1989): для образцов из фойдолитов – 7,26 кбар; для образцов из фойяитов – 5,01 кбар.

Амфиболы замещают клинопироксены (рис.2) и, как было показано (Козулина, 2014), наследуют особенности их химизма. В фойяитах, согласно амфибол-клинопироксеновой термометрии (Перчук, 1970), значения температур варьировали в пределах: 450 ... 950 °С.

Таким образом, можно сделать следующие выводы. Во-первых, среди образцов преобладают амфиболы паргасит-гастингситового ряда, что типично для пород единой магматической серии.

Во-вторых, амфиболы образовывались в широком диапазоне давлений и температур. Исследованные образцы из фойдолитов и карбонатитов – позднемагматического или постмагматического происхождения, а образцы из фойяитов – магматического. Согласно (Печерский и др., 2001), наличие магматических амфиболов свидетельствует, что расплав был водонасыщенным.

В-третьих, полученные данные согласуются с ранее проведенными автором исследованиями: составы породообразующих минералов образуют эволюционный тренд, соответствующий единой магматической ассоциации, а также свидетельствуют о высокотемпературной природе изученных пород.

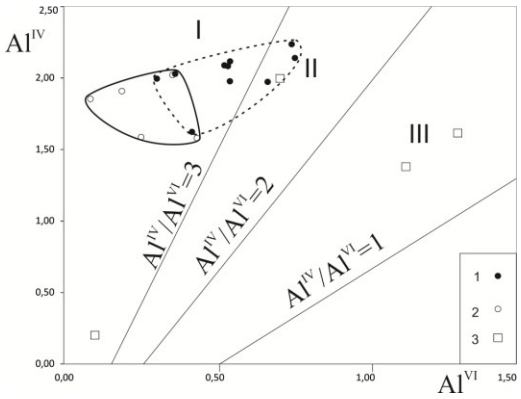


Рис. 1. Соотношение Al^{IV} и Al^{VI} в кристаллохимической формуле амфиболов. Принцип диаграммы, по (Fleet et al., 1978). I – композиционное поле кальциевых амфиболов неизмененных магматических пород, II-III – композиционные поля амфиболов метаморфических пород фаций: II – низкого давления; III – высокого давления. Образцы: 1 – из фойдолитов; 2 – из фойяитов; 3 – из карбонатитов и карбонатитоподобных пород.

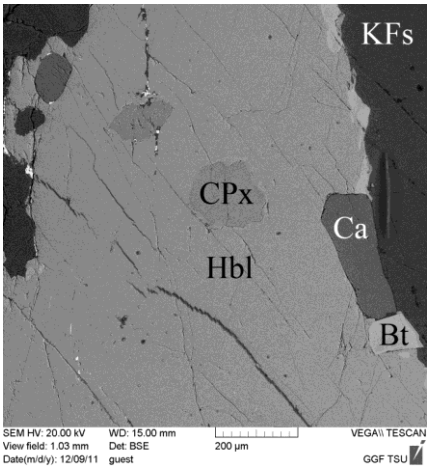


Рис. 2. Образец 245 (фойяит Дахунурского массива). Зерно паргасита с реликтами клинопироксена. Изображение в отраженных электронах (BSE).

Список литературы

1. *Врублевский В. В.*, *Никифоров А. В.*, *Сугоракова А. М.*, *Лыхин Д. А., Козулина Т. В.*, *Юдин Д. С.* Возраст и природа щелочных пород Дахунурского плутона, Юго-Восточная Тува // Известия Томского политехнического университета. Томск. 2014. Т. 324. № 1. С. 146-153.

2. *Козулина Т. В.* Химическая эволюция породообразующих минералов щелочных пород Юго-Восточной Тувы // Новое в процессах рудообразования: материалы четвертой российской научно-практической школы с международным участием. М.: ИГЕМ РАН. 2014. С. 153-156.

3. *Кононова В. А.* Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука. 1976. 214 с.

4. *Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука. 1970. 390 с.

5. *Печерский Д. М.*, *Геншафт Ю. С.* Петромагнетизм континентальной литосферы и природа региональных магнитных аномалий: обзор // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 2.

6. *Скляров Е. В.*, *Гладкочуб Д. П.*, *Донская Т. В.*, *Иванов А. В.*, *Летникова Е. Ф.*, *Миронов А. Г.*, *Бараш И. Г.*, *Буланов В. А.*, *Сизых А. И.* Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет Инжиниринг. 2001. 288 с.

7. *Хомичев В. Л.*, *Бухаров Н. С.*, *Минин В. А.* Эталон Сангиленского габбро-нефелин-сиенит-щелочногранитного комплекса (Юго-Восточная Тува). Новосибирск. 2009. 193 с.

8. *Яшина Р.М.* Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. М.: Наука. 1982. 273 с.

9. *Fleet M. E.*, *Barnett R. L.* Al^{IV} / Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the Frood Mine, Sudbury, Ontario // The Canadian Mineralogist. 1978. V. 16. Pt. 4. P. 527-532

10. *Johnson, M. C.*, *Rutherford, M. J.* Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. V. 17. P. 837-841

11. *Leake B. E. et al.* Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Assotiation, Commission on new minerals and mineral names // The Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 219-246

Nb-рутил из рудопроявления Ичетью (Средний Тиман)

Красоткина А. О.[1], Мачевариани М. М.[1], Королев Н. М.[2], Макеев А. Б.[3], Скублов С. Г.[2]
[1]Санкт-Петербургский горный университет, krasotkina93@mail.ru
[2]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[3]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

В настоящей работе рассматривается высокониобиевый рутил из полиминерального рудопроявления Ичетью, имеющий промышленное значение и демонстрирующий разнообразие морфологических типов и составов (Макеев, Борисовский, 2013). Изучение состава и характера преобразования рудных акцессорных минералов проявления Ичетью, в число которых попадает рутил, является важной задачей на пути решения дискуссионного вопроса коренных источников и генезиса оруденения.

Введение. Рутил является широко распространенным акцессорным минералом в породах различного генезиса – магматических и метаморфических, также он присутствует в мантийных ксенолитах и метеоритах. Рутил широко распространен как в древних, так и в современных терригенных отложениях, являясь устойчивым тяжелым минералом в осадочных породах (Meinhold, 2004; Zack *et al.*, 2004). С помощью «Zr-в рутиле» термометра возможно оценивать температуру кристаллизации рутила (Zack *et al.*, 2004). В состав рутила изоморфно входят Nb, Ta и целый ряд других, преимущественно высокозарядных элементов, которые широко используются в качестве геохимических индикаторов процессов, происходящих в земной коре и мантии.

Геологическая характеристика. Полиминеральное алмаз-золото-редкометалльно-редкоземельно-титановое рудопроявление Ичетью, расположенное на Среднем Тимане, Республика Коми, представляет собой конглобрекчиевый горизонт со сложной пятнисто-струйчато-линзовидной морфологией тел и выдержанной мощностью от 0.2 до 1.5 м. Рудопроявление сложено светло-серыми кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и конглобрекчиями. Оно залегает между двумя мощными толщами в основании Пижемских мономинеральных кварцевых песчаников (D2pz) стекольного качества и выше ильменит-лейкоксен-кварцевой титаноносной толщи Пижемского месторождения, Средний Тиман (Макеев, Дудар, 2001; Макеев, Дудар, 2012).

На проявлении выделено более 50 минералов, главные из которых: кварц, рутил, ильменорутил, псевдорутил, лейкоксен, ильменит, циркон, монацит, колумбит, гранаты, хромшпинелиды, турмалин, ставролит, золото с примесью серебра, кривогранные алмазы уральско-бразильского типа (Макеев, Дудар, 2001).

Методика исследования. Химический состав минералов на уровне главных элементов определен методом SEM-EDS в ИГГД РАН (аналитики Н. М. Королев, О. Л. Галанкина) на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. Шайбы с зернами рутила напылялись углеродом.

Съемка спектров комбинационного рассеяния рутила проводилась на Рамановском спектрометре RenishawInVia.

Обсуждение результатов. Объектом настоящего исследования стал рутил, выделенный из 6 проб конглобрекчии, отобранных в коренных обнажениях и карьерах по всей площади проявления Ичетью.

Цвет кристаллов варьирует от светло-желтого до бурого. Размерность кристаллов изменяется от 0.1 до 2 мм. В пробе присутствуют зерна различной формы, большая часть зерен обладает неправильной формой, также были обнаружены зерна бочонковидной и удлиненной формы. На зернах удлиненной формы нередко наблюдается штриховка.

Изученные зерна рутила обнаруживают гетерогенность состава, который коррелируется с оттенком изображения рутила в режиме BSE. В первую очередь рутил сильно отличается по содержанию Nb, варьирующему от порога обнаружения до 24 мас. %.

По содержанию Nb_2O_5 выделены следующие условные группы (табл.1):
1) «чистый» рутил с содержаниемNb2O5 до 1 мас. % (домены зерен в режиме BSE имеют темно-серый оттенок); 2) умеренно ниобиевый рутил с содержанием Nb_2O_5 от 1 до 5 мас. % (серый цвет в режиме BSE); 3) ниобиевый рутил с содержанием Nb_2O_5 в интервале 5-11 мас. % (светло-серый оттенок в режиме BSE); 4) высокониобиевый рутил с содержанием Nb_2O_5 выше 11 мас. % (самый светлый цвет доменов зерен в режиме BSE).

Таблица 1. Представительные анализы рутила рудопроявления Ичетъю по данным EDS-анализа

Компонент	Рутил													Железистый рутил		Псевдорутил		Анатаз
	чистый рутил		умеренно-ниобиевый		ниобиевый							высокониобиевый						
	CM215	CM215	PM202	UM212	CM215	CM215	CM215	UM212	UM212	CM215	CM215	CM215	CM215	PM202	CM215	CM215	PM202	PM202
	3	3	2	2	5	5	5	2	2	5	5	5	5	4	3	3	4	4
	1	7	4	7	24	21	13	6	3	31	33	34	20	13	8	9	10	14
SiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,72	-	0,38	0,29	0,37
TiO_2	96,19	99,77	90,1	97,39	90,4	86,4	79,4	87,75	90,72	87	87,1	74,8	75,2	77,77	70,92	73,08	68,55	97,51
Al_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,52	-	-	0,39	0,21
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	1,38	0,2	3	1,39	3,05	4,77	5,4	3,49	4,26	4,55	4,59	8,24	8,14	20,69	26,36	25,24	28,88	1,66
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,31	2,71	1,31	1,88	0,25
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb_2O_5	0,85	0,03	4,83	1,22	6,59	8,83	15,2	5,79	7,88	8,46	8,34	17	16,7	-	-	-	-	-
WO_3	1,59	-	2,06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,01	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99,99	100

Практически каждое из проанализированных зерен рутила содержит примесь Fe. В выделенных по содержанию Nb группах рутила содержание FeO варьирует от 0.2 до 7.6 мас. % (табл.1), положительно коррелируя с содержанием Nb_2O_5. Другой заметной примесью является W, – содержание WO_3 спорадически достигает 3.4 мас. %. При этом корреляция содержания W и Nb отсутствует. Содержание Cr редко превышает порог обнаружения микрозонда, в основном оставаясь на уровне 0.2-0.3 мас. % во всех выделенных группах рутила. Примесь Al наиболее характерна для высокониобиевого рутила (содержание Al_2O_3 составляет в среднем 0.2 мас. %).

Установлены несколько возможных типов взаимоотношения высокониобиевого рутила и рутила с умеренным содержанием Nb. Чаще всего наблюдается тенденция замещения высокониобиевого и ниобиевого рутила на рутил с умеренным содержанием Nb и/или его отсутствием. Примером может служить зерно рутила UM212-2 (рис.1а).

Значительная часть зерна сложена ниобиевым рутилом с содержанием Nb_2O_5 от 5.2 до 8.0 мас.% (т. 3, табл.1), с наиболее светлым оттенком в BSE изображении, которая замещается по краевым зонам и участкам трещиноватости рутилом более темного оттенка с содержанием Nb_2O_5 в интервале 0.7-1.2 мас. % (т. 7, рис.1а). При этом понижается содержание FeO от 4.3 до 1.0 мас. %.

Для одного зерна ниобиевого рутила была установлена достаточно редкая для рутила концентрическая осцилляционная зональность (рис.1б). Центральная часть зерна состоит из высокониобиевого рутила со средним содержанием Nb_2O_5 около 15 мас. % (т. 13). На расстоянии 150-200 мкм от края зерна центральную часть окаймляет более темная полоса шириной около 50 мкм с резко пониженным содержанием Nb_2O_5 до 8.8 мас. % (т. 21). Далее к краю зерна следует чередование более светлых (с содержанием Nb_2O_5 в районе 13-14 мас. %) полос с шириной около 30 мкм, разделенных узкими темными полосами с содержанием Nb_2O_5 в интервале 8-10 мас.%. К самому краю зерна ширина темных и светлых полос увеличивается до 50 мкм. Перпендикулярно чередующимся темным и светлым полосам ориентированы вторичные темные в BSE зоны мощностью 20-30 мкм, отличающиеся минимальным для этого зерна содержанием Nb_2O_5 до 6.6 мас.% (т. 24, табл.1).

Самым поздним процессом является образование прожилков высокожелезистого рутила, выделяемого как отдельная разновидность рутила «нигрин». Эти прожилки присутствуют далеко не во всех зернах рутила, но могут составлять значительную долю зерна (рис.1в). Зерно рутила из пробы СМ215 имеет блоковое строение. Светлый рутил с содержанием Nb_2O_5 около 0.85 мас.% и FeO – 1.4 мас. % (т. 1, табл.1) сохранился в виде угловатых доменов размером около 100 мкм в центральной части зерна, его замещает рутил более темного оттенка в BSE, содержащий Nb на уровне порога обнаружения и FeO – около 0.2 мас. % (т. 7, табл.1). Оба типа рутила секутся прожилками высокожелезистого (FeO до 26.4 мас. %, MnO до 2.7 мас. %) рутила переменной мощности – от 10 мкм до раздувов размером 50 мкм в поперечнике (рис.1в).

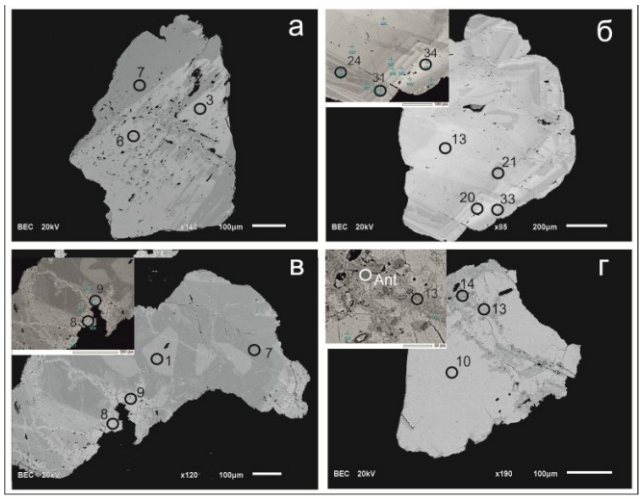


Рис. 1. Изображение зерен рутила в обратно-отраженных электронах (BSE): а) UM212-2; б) CM215-5; в) CM215-3; г) PM202-4.

Помимо разнообразного по составу рутила, в пробах из проявления Ичетью в значительном количестве присутствует «псевдорутил», представляющий непрерывный генетический ряд изменения ильменита (Макеев, Борисовский, 2013).

В «псевдорутиле» присутствуют постоянные изоморфные примеси Fe, Mn, Al, Si, Cr. Выделенный нами железистый рутил по составу близок к псевдорутилу (табл.1) и отличается от него по рамановскому спектру и по морфологии – в группу железистого рутила отнесены только тонкие прожилки рутила с высоким содержанием железа. «Псевдорутил», напротив, – это округлые зерна с относительно однородной по химическому составу матрицей. Количество и размер пор и включений других минеральных фаз значительно варьирует (Макеев, Борисовский, 2013).

В зерне «псевдорутила» были обнаружены прожилки железистого рутила шириной около 10 мкм, приуроченные к системе трещин (рис.1и). В основной массе «псевдорутила» содержание FeO составляет около 29 мас.%, содержание MnO – до 1.9 мас. % (т. 10). В прожилке железистого рутила содержание FeO составляет около 21 мас. % (т. 13), содержание MnO падает до 0.3 мас. %. В центральной части прожилка обнаружено изометричное зерно анатаза (т. 14) размером 8 × 16 мкм в поперечнике, подтвержденное Рамановской спектроскопией.

Рамановская спектроскопия позволила также обнаружить единичное микровключение анатаза (8 × 16 мкм), приуроченное к зоне вторичных изменений в виде прожилка железистого рутила. В полученном рамановском спектре анатаза проявлены следующие характерные пики, позволяющие однозначно диагностировать микровключение анатаза в рутиле: три дважды вырожденные моды Eg – 143.4 (наиболее интенсивный и узкий пик), 196.6, 636.5 $см^{-1}$ и невырожденные моды B1g – 396.5 и 514.6 $см^{-1}$ (Ohsaka *et al.*, 1978). Температура фазового перехода анатаз-рутил определена в диапазоне высоких температур – от 400 до 1200 °C (Hanaor, Sorrel, 2011).

Выводы. Проведено детальное исследование зерен рутила из шлиховых проб полиминерального проявления Ичетью (Средний Тиман). С помощью электронного микрозонда исследован состав рутила по главным элементам. Выделены разновидности рутила в зависимости от содержания железа и ниобия. В ходе гидротермальной переработки происходит постепенное замещение высокониобиевого рутила, содержащего до 24 мас. % Nb_2O_5, ниобиевым и умеренно ниобиевым вплоть до образования чистого рутила. Очищение ниобийсодержащего рутила от примеси ниобия сопровождается выносом железа, которое входит в состав железистого рутила, прожилки последнего секут различные типы ниобийсодержащего рутила. Содержащийся в рудопроявлении ильменит преобразуется в «псевдорутил», который в свою очередь, также очищается от примесей железа в гидротермальных условиях, на что указывает находка перехода железистого рутила в анатаз, заверенная Рамановской спектроскопией.

По-прежнему до конца нерешенным остается вопрос об источнике поступления ниобийсодержащего рутила в проявление Ичетью. Вариации содержания ниобия в нем и закономерная тенденция к преобразованию ниобийсодержащего в чистый рутил позволяют предположить, что изначально в рудопроявление поступал рутил с максимальным содержанием ниобия, а его последующее изменение происходило уже в рамках формирования рудопроявления. Из возможных источников поступления рутила однозначно можно исключить граниты и гранитные пегматиты, как предполагалось для ильменорутилов Южного Тимана (Гракова, 2011), поскольку ниобийсодержащий рутил из Ичетью не содержит примесь тантала выше порога обнаружения микрозонда. Также маловероятно, что таких источников было много – почти весь спектр магматических пород, как утверждается в работе (Гракова, 2014). Наиболее вероятный источник поступления рутила в рудопроявление Ичетью – лампрофиры Четласского Камня (Макеев, Борисовский, 2013).

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014 / К на 2014-2016 гг. и НИР ИГЕМ РАН № 72-8 «Эволюция россыпеобразующих систем в процессе литогенеза: от мобилизации вещества до россыпей дальнего сноса».

Список литературы

1. *Гракова О. В.* Акцессорный ильменорутил алмазсодержащих среднедевонских пород Южного Тимана // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 10. С. 11-13.

2. *Гракова О. В.* Видовой состав, химические и типоморфные особенности акцессорных минералов девонских алмазсодержащих отложений Южного и Среднего Тимана // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 3. С. 3-9.

3. *Макеев А. Б.*, *Борисовский С. Е.* Типоморфизм и источники титановых и ниобиевых минералов проявления Ичетью, Средний Тиман // Известия ВУЗов. Геология и Разведка. 2013. № 2. С. 30-37.

4. *Макеев А. Б.*, *Дудар В. А.* Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука. 2001. 336 с.

5. *Макеев А. Б*, *Дудар В. А.*, *Самарова Г. С. и др.* Пижемское титановое месторождение (Средний Тиман): аспекты геологического строения и освоения // Рудник будущего. 2012. № 1 (9). С. 16-24.

6. *Hanaor D. A. H.*, *Sorrel C. C.* Review of the anatase to rutile phase transformation // J. Mater Sci. 2011. Vol. 46. P. 855-874.

7. *Meinhold G.* Rutile and its applications in earth sciences // Earth-Science Reviews. 2010. Vol. 102. P. 1-28.

8. *Ohsaka T.*, *Izumi F.*, *Fujiki Y.* Raman spectrum of anatase, TiO_2 // Journal of Raman Spectroscopy. 1978. Vol. 7. P. 321-324.

9. *Zack T., von Eynatten H., Kronz A.* Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies // Sedimentary Geology. 2004. Vol. 171. P. 37-58.

10. *Zack T.*, *Moraes R.*, *Kronz A.* Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. Vol. 148. P. 471-488.

Сорбционно-селективные свойста натриевого титаносиликата (со структурой ситинакита)

Перовский И. А.
Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, Сыктывкар
igor-perovskij@yandex.ru

Введение. Развитие атомной промышленности приводит к накоплению значительного количества радиоактивных отходов. Наибольшая опасность исходит от высокоактивных жидких отходов, содержащих трансурановые элементы и продукты их деления (^{137}Cs, ^{90}Sr, ^{140}Ba, ^{226}Ra) и обладающих высоким выходом и длительным периодом полураспада (Fette *et al.*, 1988). Селективное извлечение указанных радионуклидов из водных сред является актуальной задачей.

Среди существующих способов решения данной задачи (экстракция; анионный и катионный обмен; фиторемедиация, вакуумное испарение) наиболее эффективными и экономически целесообразными остаются сорбционные методы (Munthali, 2015). Большие перспективы имеют неорганические сорбенты: оксиды металлов, неорганические соли, природные и синтетические цеолиты, пористые титаносиликаты (Popa, Pavel, 2012; Kotova *et al.*, 2015).

Микропористые каркасные титаносиликаты представляют собой новый класс перспективных материалов. Хорошо известные синтетические титаносиликаты ETS-4, ETS-10, IONSIV IE-911 (Kuznicki, 1989; Chaptmanet, Roe, 1990) являются аналогами природных минералов зорита и ситинакита, открытых в Хибинском и Ловозерском массивах щелочно-ультраосновных пород в России (Merkov *et al.*, 1973). Уникальная структура и поровая система титаносиликатов (Menshikov *et al.*, 1992), высокая устойчивость к радиации и изменению кислотно-основных свойств водных растворов, возможность регулирования состава и размера пор делает титаносиликаты перспективным материалом для катионного обмена, катализа, сепарации газов, аккумулирования энергии (хранение и транспортировка водорода) (Pavel, Popa, 2014; Ismail *et al.*, 2010).

Как правило, синтез титаносиликатов проводят в условиях гидротермального процесса, в котором источником титана служат $TiCl_3$, $TiCl_4$, а также органический титан, в частности $Ti(OC_2H_5)_4$; источником кремния выступают коллоидный диоксид кремния или силикат натрия. Высокая стоимость реагентов обуславливает необходимость поиска новых компонентов (темплата) для синтеза, в качестве которого может быть использовано недорогое природное сырье – лейкоксеновые руды Ярегского месторождения Республики Коми.

В данной работе проведено исследование сорбционно-селективных свойств натриевого титаносиликата (со структурой ситинакита) в отношении катионов стронция, бария, марганца, а так же природных изотопов урана, радия и тория.

Материалы и методы. Титаносиликат был получен в процессе гидротермального автоклавного синтеза с применением в качестве исходного компонента гидратированного осадка, полученного по оригинальному фтораммонийному способу переработки лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения, описанному в работе (Перовский, Игнатьев, 2013). Методика синтеза титаносиликата подробно описана в работе (Перовский, Бурцев, 2013). Полученный продукт относится к мезопористым материалам, имеет удельную поверхность от 50 до 60 $м^2/г$, средний диаметр пор 4,5 нм, объем пор 0,09 $см^3/г$.

Для исследования возможности очистки жидких радиоактивных отходов синтезированным титаносиликатом от ионов Sr, Ba и Mn были проведены эксперименты по сорбции указанных ионов из водных растворов $SrCl_2$, $BaCl_2$, и $MnCl_2$. В статических условиях 0,02 г титаносиликата заливали растворами хлоридов с концентрацией 1 г/л в пересчете на ион, при соотношении твердой и жидкой фазы 1:250 и выдерживали при комнатной температуре (22-23 °С) в течение 24 часов. По завершению экспериментов растворы центрифугировали и отбирали аликвотную часть. Исходную и равновесную концентрацию определяли с применением АЭС-ИСП (атомно-эмиссионная спектроскопия

с индуктивно связной плазмой) на спектрометре Vista MPX Rad. На основании полученных результатов рассчитывали емкость сорбента по определяемому иону.

Для изучения сорбции радионуклидов образец массой 1 г помещался в стеклянные стаканы, содержащие 20 мл модельного раствора, и выдерживался в статическом режиме при комнатной температуре в течение 24 часов. Растворы готовили путём смешения стандартных (эталонных) растворов U^{238}, Th^{232} и Ra^{226} и дистиллированной воды. Водородный показатель этой жидкой смеси варьировал в интервале pH 6,8-7,0 (контроль NH_4OH) и в ходе процесса поглощения заметно не изменялся. По истечении необходимого времени контакта твердая и жидкая фазы разделялись фильтрованием. Концентрацию урана, радия и тория в растворе определяли, соответственно, люминесцентным, фотоколориметрическим с использованием реагента арзеназо III и эманационным методами. Прочность поглощения оценивалась по содержанию радионуклидов в вытяжках, полученных последовательной обработкой обогащенного радионуклидами сорбента дистиллированной водой, 1М растворами ацетата аммония (CH_3COONH_4) и соляной кислоты (HCl). Во всех случаях объём экстрагента составлял 20 $см^3$, время каждого этапа экстракции – 24 часа.

Результаты и обсуждение. *Сорбция Sr, Ba, Mn***.** Из используемых хлоридов лишь хлорид стронция был получен растворением $SrCO_3$ в HCl. Поэтому на данном ионе было изучено влияние pH на сорбционную способность титаносиликата. По полученным данным сорбционная емкость резко возрастает при переходе из кислой среды в щелочную, что свидетельствует о слабокислотном характере титаносиликата как сорбента.

Сорбционные эксперименты показали хорошие результаты статической сорбционной емкости ситинакита по отношению к исследуемым катионам при pH, близким к 6. Необходимо отметить, что результаты по Sr получены в присутствии в растворе большого количества сторонних ионов Na^+ (~ 5 г/л) ввиду того, что pH раствора регулировали добавлением гидроксида натрия (NaOH).

Таблица 1. Сорбционная емкость ситинакита

pH	Элемент	Сорбционная емкость q_e	
		мг/г	ммоль·экв/г
6	Sr^{2+}	50	1,14
6,6	Ba^{2+}	110	1,60
5,5	Mn^{2+}	73	2,66

*Сорбция радионуклидов***.** Сорбционная активность синтезированного ситинакита по отношению к ионам Sr, Ba и Mn, а также известные литературные данные по сорбции на титаносиликатах (Pavel, Popa, 2014; Gerasimova *et al.*, 2014; Noh *et al.*, 2012) определяют перспективы использования ситинакита для извлечения радионуклидов. Результаты экспериментов, приведенные в табл.2, показывают, что титаносиликат проявляет селективность по отношению ко всем используемым радионуклидам, степень извлечения урана и радия составила почти 99 %. Лишь для тория этот показатель ниже – около 82 %.

Таблица 2. Сорбция и прочность сорбции естественных радионуклидов

Радионуклид	Исходное содержание в растворе, г	После экспозиции, г	Степень извлечения, %	Десорбция, % от поглощенного количества		
				H_2O	CH_3COONH_4 (1М)	HCl (1 М)
Торий-232	$8.45 \cdot 10^{-6}$	$1.51 \cdot 10^{-6}$	82.1	1.6	4.7	55.2
Уран-238	$11.30 \cdot 10^{-6}$	$0.14 \cdot 10^{-6}$	98.8	0.4	0.7	60.3
Радий-226	$7.29 \cdot 10^{-10}$	$0.09 \cdot 10^{-10}$	98.8	0.75	0.05	28.4

Важной характеристикой сорбента является возможность удерживать сорбированные радионуклиды, которая оценивалась с помощью последовательной обработки ситинакита H_2O, H_3COONH_4 и HCl и определением концентрации элементов в вытяжках. Исследование показало, что 60,3 и 55,2 % поглощенного количества радионуклидов урана и тория можно десорбировать при обработке сорбента солянокислым раствором. Для радия данный показатель составляет всего 28 %. Данный факт может быть объяснен тем, что сорбция катиона радия, радиус которого составляет 1,44 Å (наименьший из всех используемых радионуклидов), сопровождается диффузией радионуклида внутрь сорбента, что делает его удержание более прочным.

Механизм поглощения радионуклидов ситинакитом не столь очевиден и требует более детального изучения. Считается, что извлечение радионуклидов в раствор ацетата аммония свидетельствует об ионообменном механизме процесса. В данном случае в ацетатно-аммонийной вытяжке обнаружилось 4,7 % тория, для урана и радия данный показатель не превышает и процента.

Выводы. Экспериментально подтверждено, что синтетический аналог ситинакита, получаемый из продуктов переработки лейкоксеновых руд Ярегского месторождения Республики Коми можно использовать в качестве эффективного сорбента двухвалентных ионов (Sr, Ba, Mn) из водных растворов. Также показаны хорошие ионообменные свойства и потенциал селективного извлечения естественных радионуклидов.

Работы выполнены при частичной финансовой поддержке проекта фундаментальных исследований УрО РАН №15-15-5-73 АРКТИКА; Фонда содействия развитию малых форм предприятий в научно-технической сфере (программа «Умник», договор за № 6171 ГУ.2015); гранта РФФИ № 16-35-00017 мол_а.

Список литературы

1. *Перовский И. А.*, *Бурцев И. Н.* Гидротермальный синтез ситинакита на основе лейкоксена Ярегского месторождения // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 3. С. 16-19.

2. *Перовский И. А.*, *Игнатьев Г. В.* Фтораммонийный способ обескремнивания лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения // Прогнозная оценка технологических свойств полезных ископаемых методами прикладной минералогии: Сборник статей по материалам докладов VII Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2013. С. 110-116.

3. *Chaptman D. M.*, *Roe A. L.* Synthesis, characterization and crystal chemistry of microporous titanium-silicate materials // Zeolites. 1990. № 10. P. 730-737.

4. *Fetter S.*, *Cheng E. T.*, *Mann F. M.* Long-term radioactivity in fusion reactors // Fusion Engineering and Design. 1988. № 6. P. 123-130.

5. *Gerasimova L. G.*, *Nikolaev A. I. et al.* Titanium silicates with frame structure, synthesis and sorption properties // Perspektivnye materialy. 2014. № 3. P. 21- 27.

6. *Ismail N. et al.* Synthesis and characterization of titanosilicates from white sand silica and its hydrogen uptake // International journal of hydrogen energy. 2010. № 35. P. 10359-10365.

7. *Kotova O. B.*, *Shabalin I. L. et al.* Sorbents based on mineral and industrial materials for radioactive wastes immobilization // Vestnik IG Komi SC UB RAS. 2015. №2. P. 32-34.

8. *Kuznicki S. M.* Large-pored crystalline titanium molecular sieve zeolites. US Patent N4853202 A, 1989.

9. *Menshikov Yu. P.*, *Sokolova E. V. et al.* Sitinakite $Na_2KTi_4Si_2O_{13}(OH)\cdot 4H_2O$-a new mineral // Proceedings of the Russian Mineralogical Society. 1992. № 121. P. 94-99.

10. *Merkov A. N.*, *Bussen I. V., Goyko E. A .et al.* Rait and Zorit-new minerals from the Lovozersky tundra // Proceedings of the Russian Mineralogical Society. 1973. № 102. P. 54-62.

11. *Munthali M. W.* Cs^+ and Sr^{2+} adsorption selectivity of zeolites in relation to radioactive decontamination // J. Asian Ceram. Soc. 2015. Vol. 3. № 3. P. 245-250.

12. *Noh Y. D.*, *Komarneni S. et al.* Titanosilicates: Giant exchange capacity and selectivity for Sr and Ba // Separation and Purification Technology. 2012. № 95. P. 222-226.

13. *Pavel C. C.*, *Popa K.* Investigations on the ion exchange process of Cs^+ and Sr^{2+} cations by ETS materials // Chemical Engineering Journal. 2014. № 245. P.288-294.

14. *Popa K.*, *Pavel C. C.* Radioactive wastewaters purification using titanosilicates materials: State of the art and perspectives // Desalination. 2012. № 293. P. 78-86.

Петрология плагиогранитов зоны Рюпдален в офиолитовом комплексе Люнген, Северная Норвегия

Семихина Е. В.
Санкт-Петербургский государственный университет, zena265@yandex.ru

Норвегия – горная страна, почти всю ее территорию занимают Скандинавские горы, сильно расчлененные фьордами и прорезанные глубокими долинами. В южной и северной частях страны расположены высокие плоскогорья (фьельды), у берегов — много островов, один из них – полуостров Люнген.

Большая часть территории Норвегии (включая архипелаг Свальбард (Шпицберген) и мелкие острова) является фрагментом каледонского складчатого пояса, раздробившегося в конце мезозоя при раскрытии Атлантического океана. В тектоническом отношении Норвегия подразделяется на две неодинаковые по размерам области: большую, северо-западную часть, испытавшую каледонскую складчатость (область каледонид); и меньшую, юго-восточную – с древним докаледонским фундаментом (область Балтийского щита).

Район изучения располагается в Северной Норвегии, на полуострове Люнген. В строении Каледонид в Северной Норвегии выделяют 4 аллохтона и параавтохтон. Северная часть норвежских каледонид представлена комплексами пород от зеленосланцевой до эклогитовой фации метаморфизма. Низкометаморфизованные породы относятся к Нижнему и Среднему аллохтонам, высокометаморфизованные породы – к Верхнему и Самому Верхнему аллохтонам. Эти породы были метаморфизованы до надвигов. Все покровы сохранились только в северной части, так как именно там была депрессия в фундаменте. С геологической точки зрения комплекс Люнген представляет собой отдельную пластину в составе Верхнего аллохтона. Комплекс делится на две части: западную часть, представленную габброидами и подушечными базальтовыми лавами, и восточную часть, представленную дайками бонинитов, габбро-норитами, кварцсодержащими габбро, кварцевыми диоритами и диоритами. Между Западной и Восточной частями расположена масштабная зона пластичных сдвигов, в которой и находятся изучаемые плагиограниты. В сдвиговой зоне расположены тела перидотитов. Она является областью локализации деформаций. По ней происходило перемещение восточной и западной частей комплекса друг относительно друга. В этой зоне массивные габбро-амфиболиты превращены в тонкозернистые полосчатые породы.

Целью исследования являлось определение условий метаморфизма плагиогранито-гнейсов зоны Рюпдален комплекса Люнген и сопоставление внедрения и метаморфизма плагиогранитов с тектонической и метаморфической историей офиолитового комплекса Люнген.

Согласно Р.Селбекк (Selbekk et al., 2002), восточная часть магматического комплекса Люнген представляет собой нижнюю кору энсиматической островной дуги. На это указывают особенности состава габбро-норитов и диоритов и присутствие даек бонинитового состава. По мнению этих авторов, сдвиговая зона Рюпдален являлась проводящим каналом для флюидов, отделившихся от пород субдуцируемой океанической коры. В этой зоне сдвига при частичном плавлении габброидов в присутствии воды выплавлялись плагиограниты, представленные в дайках. Плагиограниты офиолитового комплекса Люнген имеют две генерации: более ранние плагиограниты I генерации образовались в ходе дифференциации бонинитовой магмы, а плагиограниты II генерации выплавлялись непосредственно из габброидов комплекса Люнген. Плагиограниты в дайках относятся ко второму типу (Selbekk et al., 1998, 2000).

Образование плагиогранитов может происходить в разных обстановках - от субдукционных до коллизионных. Также возможно выплавление плагиогранитов в условиях океанической коры, хотя это бывает довольно редко.

В габбро-норитах восточной части комплекса Люнген в пределах сдвиговой зоны Рюпдален расположены многочисленные небольшие тела (дайки и согласные линзы),

сложенные плагиогранито-гнейсами. Гнейсы отвечают по составу плагиогранитам, плагиодацитам и плагиориолитам энсиматических островных дуг. На диаграмме TAS для вулканических пород большинство анализов попало в поле дацитов. На диаграмме О'Коннора основанной на соотношении нормативных количеств ортоклаза, альбита и анортита, все плагиогранито-гнейсы попадают в поле тоналитов. Особенностью состава тоналитов Рюпдален является низкое содержание K_2O и высокие концентрации CaO.

Также тоналиты сдвиговой зоны характеризуются низким отношением K_2O/Rb (от 0,01 до 0,04) и низким содержанием Y (менее 10 ppm) и Nb. Для установления принадлежности плагиогранитов к какой-либо геодинамической обстановке использовалась дискриминационная диаграмма Пирса-Харриса-Тиндля: Nb-Y, Rb-(Nb+Y), Ta-Yb, Rb-(Yb+Ta), которые позволяют различать кроме гранитов зон спрединга также граниты островных дуг, коллизионных зон и континентальных плит. Наиболее часто используется диаграмма Rb-(Nb+Y). Так, на дискриминационной диаграмме Пирса-Харриса-Тиндля тоналиты попали в область островных дуг. Содержания редкоземельных элементов сильно варьируют, но в целом породы демонстрируют обогащение легкими редкими землями, обеднение тяжелыми и положительную европиевую аномалию, что характерно для плагиогранитов и риолитов энсиматических островных дуг.

Плагиограниты зоны Рюпдален превращены в гнейсы, но можно предположить, что очковая текстура развивалась по первично магматической гипидиоморфнозернистой структуре. В таком случае, порфирокласты плагиоклаза могут быть близки по составу первично магматическому плагиоклазу вкрапленников – они зональные и незначительно варьирует по составу от Pl №44 до Pl №49. Состав плагиоклаза в основной массе плагиогнейсов отражает метаморфические преобразования и варьирует от андезина (An_{35}) до альбита.

По минералогическим особенностям, а именно: по основному составу плагиоклаза и химическому составу (обогащение Ca, низкое содержание K), плагиограниты зоны Рюпдален наиболее близки вулканитам энсиматических островных дуг.

По мнению Р. Селлбекк (Selbekk et al., 2002), амфиболизация габброидов происходила одновременно с внедрением даек за счет флюидов, для которых сдвиговые зоны являлись проводящими каналами. Поступление флюидов и вызвало плавление габброидов.

Полевые наблюдения показывают, что деформации и метаморфизм, в результате которых габбро-нориты были превращены в амфиболиты, проявлены локально и приурочены к сдвиговым зонам. В этих же зонах расположены тела плагиогранитов. Однако сдвиговые деформации были наложены и на тела плагиогранитов. При этом необходимо выделить этап деформации, предшествовавший развитию сдвиговых зон, поскольку в некоторых точках наблюдения сдвиговые зоны, идущие вдоль контактов дайки плагиогранитов, приводят к повороту линейности (определяемой удлинением порфирокластов плагиоклаза и агрегатов темноцветных минералов) в плагиогранитах и полосчатости в габбро-амфиболитах.

При исследовании шлифов пород комплекса Люнген было установлено, что все породы содержат разнообразные метаморфические минералы. Петрографические наблюдения свидетельствуют о существовании двух метаморфических парагенезисов, наложенных и на габбро-нориты, и на плагиограниты. К первому относится Hbl и Grt I-ой генерации. В плагиогранитах Grt I-ой генерации образует порфиробласты с сигмоидальными каймами давления. Форма зерен Hbl («mineral fish») также свидетельствует о сдвиговой деформации. Таким образом, ассоциация Hbl+Grt+Pl (An_{35}) синхронны с образованием порфирокластической структуры, то есть наложены. Ко второму метаморфическому парагенезису относится Grt-II-ой генерации, CZo, Chl, Tlc, Fe-чермакит. Рассматриваемый метаморфический эпизод также затронул весь комплекс. Этот парагенезис сформировался после первого этапа деформации и метаморфизма, поскольку перечисленные минералы образуют псевдоморфозы по минералам магматическим и первого метаморфического

парагенезиса, но сами зерна CZo, Chl, Tlc, чермакита не имеют преимущественной ориентировки.

Вмещающие габбро-нориты представляют собой нижнюю кору энсиматической островной дуги. Сдвиговая зона Рюпдален была заложена еще на стадии ее существования, поскольку сечется дайками бонинитов (Kvassnes et al., 2004). Как показано (Selbekk et al., 2002), выплавление плагиогранитов связано с прохождением через нижнюю кору островной дуги флюидов, отделившихся от погружающейся океанической коры. По мнению (Kvassnes et al., 2004), сдвиговая зона являлась проводящим каналом для флюидов. По нашим данным, деформация, связанная со сдвиговыми зонами, была наложена на уже существовавшие плагиогнейсы и амфиболиты по габбро-норитам. То есть развитию сдвиговой зоны предшествовал этап деформации и метаморфизма, а выплавление плагиогранитов должно было предшествовать этому этапу. Таким образом, породы комплекса Люнген испытали две стадии метаморфизма. К первому метаморфическому парагенезису относится Hbl и Grt I-ой генерации. Ко второму метаморфическому парагенезису относится Grt-II-ой генерации, CZo, Chl, Tlc, Fe-чермакит.

В среднем PT-условия метаморфизма для первого парагенезиса составили: T=700-800˚C, P=5-6 кбар. Для второго парагенезиса – T=300-400˚C, P=13-14 кбар, что соответствует голубосланцевой фации метаморфизма. PT-условия для первого метаморфического парагенезиса близки к условиям выплавления плагиогранитов данного комплекса. Этот этап метаморфизма мог произойти непосредственно вслед за внедрением плагиогранитов. Полученная оценка давления превышает величину, которая могла быть в основании энсиматической островной дуги. Такие PT-условия могут быть созданы только в результате субдукции. И мы должны предположить, что часть островодужной коры была субдуцирована вместе с океанической корой, а затем выведена к поверхности. В ходе коллизии Балтии и Лаврентии обе части офиолитового комплекса Люнген (восточная островодужная и западная океаническая) составили единую тектоническую пластину.

Благодарности. *Автор благодарен Корешковой Марине Юрьевне как научному руководителю, а также организаторам практики Худолею Андрею Константиновичу, Коре Куллероду (университет Тромсё) и Стефену Бергу (университет Тромсё).*

Список литературы

1. *Kvassnes Astri J. S., Hetland Strand Anita, Heidi Moen-Eikeland, Rolf Birger Pedersen*. The Lyngen Gabbro: the lower crust of an Ordovician Incipient Arc. Contrib Mineral Petrol (2004) 148: 358–379

2. *Selbekk, R.S., Furnes, H., Pedersen, R.B., Skjerlie, K.P.,* Contrasting tonalite genesis in the Lyngen Magmatic Complex, north Norwegian Caledonides. Lithos 42, 1998. 243–268.

3. *Selbekk R.S., Colin J. Bray , Edward T.C.* Spooner Formation of tonalite in island arcs by seawater-induced anatexis of mafic rocks; evidence from the Lyngen Magmatic Complex, North Norwegian Caledonides. R. 30 August 2000; accepted 7 March 2001 P.69–84

4. *Selbekk R.*S. *et al.* Petrogenesis of Anorthosites Dyke Swarm ot Tromco, North Norwegian: Evidence for Hydrous Anatexis of an Alkaline Mafic Complex, 2002

Вторичные минералы в сульфидных проявлениях участков Салла-Куолаярвинской структуры, Кольский регион

Сидоров М.Ю.[1], Компанченко А.А.[1], Чернявский А.В.[1], Базай А.В.[1], Савченко Е.Э.[1]
[1] ГИ КНЦ РАН, Апатиты, sidorov@geoksc.apatity.ru

Вторичные минералы, развивающиеся по сульфидам и оксидам меди и железа, привлекают внимание исследователей значительным количеством минеральных видов и разнообразием морфологии их выделений. Изучение этих минералов позволяет проследить процессы минералообразования на заключительных этапах формирования рудных объектов.

В северо-восточной части палеопротерозойской Салла-Куолаярвинской структурной зоны известны многочисленные колчеданные и альбититовые рудопроявления, а также кварц-карбонатные жилы с сульфидной, селеновой и теллуровой минерализацией, приуроченные к метавулканитам. Наибольшее разнообразие вторичных минералов отмечается в кварц-карбонатных жилах.

В качестве основного метода для диагностики вторичных минералов применялся рентгенофазовый анализ (аналитики Е.А. Селиванова и М.В. Торопова, ГИ КНЦ РАН). Для качественной и количественной оценки химического состава, получения снимков во вторичных электронах, а также для изучения характера распределения элементов по профилям использовался рентгеноспектральный анализ (электронный микрозондовый анализатор Cameca MS-46, сканирующий электронный микроскоп LEO 1450 с энергодисперсионной приставкой Bruker X-5010, ГИ КНЦ РАН). В качестве дополнительного метода для диагностики применялась рамановская спектроскопия (рамановский спектрометр Thermo Scientific Nicolet Almega XR, ИГ КарНЦ, г. Петрозаводск, аналитик В.А. Колодей).

Основными объектами исследования послужили участки Озерный и Южный мыс, в которых известны многочисленные кварц-карбонатные жилы с преимущественно сульфидной минерализацией. Главными породообразующими минералами жил являются кварц и кальцит. Сульфиды представлены в основном халькопиритом и пиритом, в меньшей степени молибденитом, галенитом, бравоитом и виоларитом (единичные находки). Главными минералами из класса оксидов являются магнетит, гематит, рутил, анатаз.

Вторичные минералы представлены сульфатами, оксидами и, в меньшей степени, карбонатами. Наиболее распространенными минералами из класса сульфатов являются брошантит ($Cu(SO_4)(OH)_6$), цианотрихит ($Cu_4Al_2(SO_4)(OH)_{12}\bullet 2H_2O$) и ярозит ($KFe^{3+}_3(SO_4)_2(OH)_6$), менее распространены гипс, девиллин ($CaCu_4(SO_4)_2(OH)_6\bullet 3H_2O$) и познякит ($Cu_4(SO_4)(OH)_6*H_2O$). Оксиды представлены гетитом, карбонаты – малахитом.

Образование сульфатов меди начинается с появления псевдоморфоз брошантита по кристаллам кальцита. В новообразованных агрегатах брошантита сохраняются следы спайности, характерные для кальцита. В некоторых кристаллах при исследовании в обратно отраженных электронах хорошо видно (рис. 1), как уменьшается содержание кальция и увеличивается содержание меди и серы по мере замещения кальцита брошантитом.

Вторичные минералы выполняют отдельные прожилки мощностью до 2 мм в кристаллах кальцита и кварце, а также образуют корочки мощностью до 3 мм на поверхности жил и вмещающих их амфиболитов площадью до 100 $см^2$ (уч. Южный мыс). Строение прожилков часто зональное. Краевые части сложены гетитом, ближе к центру – брошантитом, центральные части – девиллином и познякитом.

На поверхности корочек нередко наблюдаются длиннопризматические агрегаты кристаллов брошантита (рис. 2) и малахита, цианотрихит встречен только в агрегатах кристаллов кварца и представлен почковидными выделениями.

Наличие медных сульфатных и карбонатных вторичных минералов в кварц-карбонатных жилах с сульфидной минерализацией свидетельствует о низкотемпературной гидротермальной переработке на заключительном этапе их образования. Ярозит, гипс и,

частично, гетит образовались в приповерхностных условиях под воздействием различных факторов выветривания.

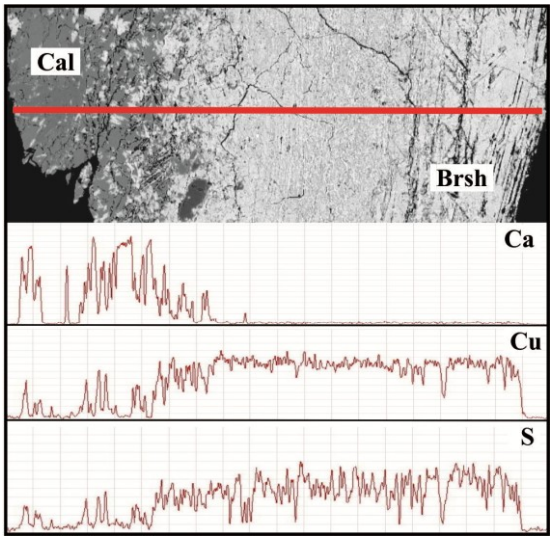


Рис. 1. Изменение химического состава по содержанию кальция, меди и серы в процессе образования псевдоморфоз брошантита по кальциту. Cal – кальцит, Brsh – брошантит.

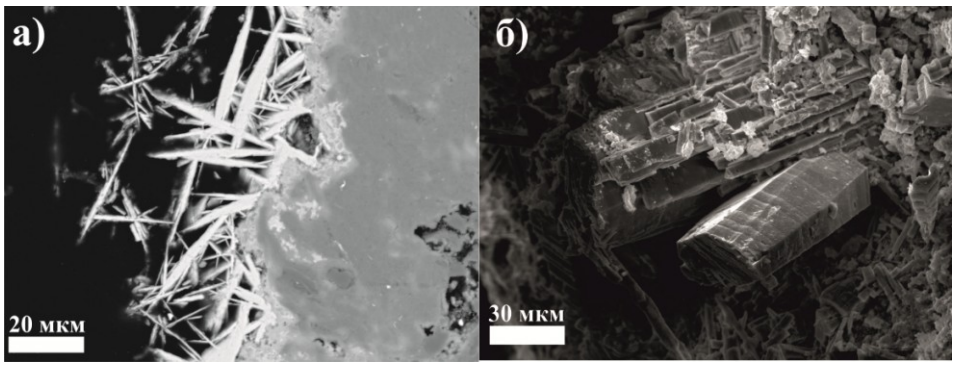


Рис. 2. Морфология кристаллов брошантита: а) в обратно отраженных электронах, б) во вторичных электронах.

Благодарности. *Авторы выражают признательность С.М. Карпову, Е.А. Селивановой, М.В. Тороповой и В.А. Колодею.*

Хромсодержащие фазы в мантии Земли (по результатам экспериментов в модельной системе SiO_2–MgO–Cr_2O_3 при 10–24 ГПа)

Сироткина Е.А. [1, 2]***, Бобров А.В.*** [1, 2]***, Бинди Л.*** [3, 4]***, Ирифуне Т*** [5,6]

[1] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН*
119991 ГСП-1 Москва, ул. Косыгина, 19, skatty.ea@gmail.com
[2] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова*
Геологический факультет 119991 Москва, Ленинские горы
[3] *Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via La Pira 4, 50121 Florence, Italy*
[4] *CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, sezione di Firenze, Via La Pira 4, 50121 Florence, Italy*
[5] *Geodynamics Research Center, Ehime University, Matsuyama 790 ‑8577, Japan*
[6] *Earth ‑Life Science Institute, Tokyo Institute of Technology, Tokyo 152 ‑8550, Japan*

К настоящему времени накоплен огромный объем данных в области минералогии высоких давлений. Анализ обширного набора минералогической, геофизической и экспериментальной информации позволил установить важнейшие фазовые превращения в условиях мантии Земли. Фазовые переходы достаточно хорошо изучены в экспериментах в

простых модельных и многокомпонентных системах, но встает вопрос о поведении примесных элементов в глубинных оболочках, установлении фаз-концентраторов на различных мантийных глубинах и их возможном влиянии на фазовые превращения. Растворимость микроэлементов в фазах высокого давления мало изучена, хотя даже небольшие концентрации этих элементов могут существенно повлиять на физические свойства мантийных фаз и их кристаллохимические особенности.

Одним из таких элементов является хром, который, несмотря на невысокие валовые концентрации (не более 0,4 мас.%) в мантии Земли (Ringwood, 1979), способен в значительной степени концентрироваться в мантийных минералах (гранатах, бриджманитах). Так, традиционно при поиске алмазных месторождений в качестве одного из главных поисковых признаков используется хромистый пироп, а зависимость содержания хрома в некоторых мантийных фазах от давления может быть задействована для усовершенствования существующих термобарометрических оценок формирования мантийных минеральных ассоциаций.

Для экспериментального изучения закономерностей, присущих формированию глубинных минеральных ассоциаций с участием хромсодержащих фаз высокого давления, нами были выбраны псевдобинарные сечения $Mg_4Si_4O_{12}$–$Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ (Maj–Knr) и Mg_2SiO_4–$MgCr_2O_4$ (Fo–MChr) простой модельной системы MgO–SiO_2–Cr_2O_3, которая в значительной степени определяет реакции в мантийных системах и иллюстрирует фазовые отношения в мантии Земли.

Эксперименты по исследованию системы SiO_2-MgO-Cr_2O_3 проводились на многопуансонных аппаратах в Геодинамическом исследовательском центре Университета Мацуямы (Япония) и в Баварском Геоинституте (Байройт, Германия) при P=10–24 ГПа и T=1600°C.

При 10−24 ГПа и 1600°C был изучен полный диапазон стартовых составов в рядах мэйджорит–кноррингит (Maj–Knr) и форстерит–магнезиохромит (Fo–MChr), что позволило построить P−X фазовые диаграммы псевдобинарных систем $Mg_4Si_4O_{12}$−$Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ и Mg_2SiO_4−$MgCr_2O_4$ и синтезировать хромсодержащие фазы широкого разнообразия составов. Характерно, что изоморфная емкость синтезированных фаз в плане хрома различна. Установлено, что хром оказывает существенное влияние на фазовые превращения Ak/Brd, Ol/Wad/Rgw, смещая их в область более низких давлений по сравнению с системами, не содержащими хром.

Структурные особенности хромсодержащих фаз изучены методом монокристальной рентгеновской дифракции. ***Гранаты***, синтезированные в системах Maj–Knr и Fo–MChr, имеют повышенные содержания Si (>3 ф.е.) и Cr (до 90 мол.% Knr). Вхождение хрома в гранат можно описать схемой: $Mg^{2+}+Si^{4+}=2Cr^{3+}$. Данная схема замещения характерна и для более высокобарических фаз $MgSiO_3$-акимотоита и -бриджманита. Все гранаты имеют кубическую сингонию и характеризуются уменьшением параметров элементарной ячейки при увеличении в составе граната мэйджоритового компонента. Даже самых незначительных содержаний Cr достаточно, чтобы стабилизировать кубическую структуру граната (Sirotkina *et al.*, 2015), в отличие от гранатов ряда Prp-Maj (Parise *et al.*, 1996).

Для ***акимотоита*** характерна тригональная сингония и закономерное увеличение параметров элементарной ячейки при вхождении хрома в структуру минерала. Для ***бриджманита*** установлена ромбическая сингония. Для данной фазы характерна структура перовскита, однако отклонения от нее очень заметные благодаря разворотам почти идеальных октаэдров кремния и сильным искажениям полиэдров магния (Horiuchi *et al.*, 1987). Установлено, что хром и алюминий оказывают различное влияние на параметры элементарных ячеек акимотоита и бриджманита. При этом вхождение хрома приводит к существенному увеличению объемов элементарных ячеек акимотоита и бриджманита, чего нельзя сказать об алюминии.

При изучении системы Mg_2SiO_4–$MgCr_2O_4$ установлено, что все фазы состава Mg_2SiO_4 (Ol/Wad/Rgw) содержат хром. При этом содержание хрома в ***вадслеите*** достигает 7,5 мас.%. Для вадслеита устанавливается отрицательная корреляция хрома с кремнием и магнием, при этом установленный угловой коэффициент линии тренда соответствует -0,5 (рис.1а, б). В связи с этим могут быть предложены следующие механизмы вхождения хрома в данную фазу: (1) $2^{VI}Cr^{3+}+^{IV}Mg^{2+}=2^{VI}Mg^{2+}+^{IV}Si^{4+}$ и (2) $^{VI}Cr^{3+}+^{IV}Cr^{3+}=^{VI}Mg^{2+}+^{IV}Si^{4+}$.

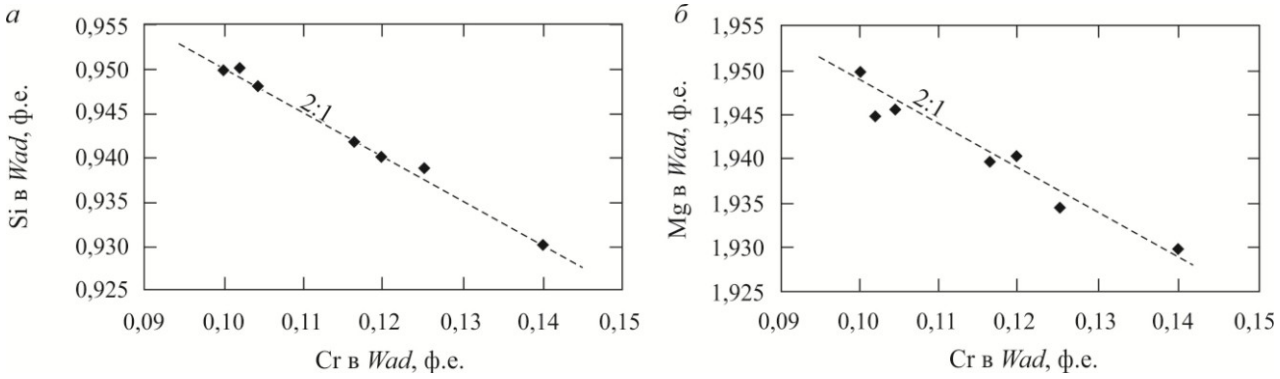


Рис. 1. Отрицательная корреляция Cr и Si (а) и Cr и Mg (б) в вадслеитах, синтезированных в системе Mg_2SiO_4–$MgCr_2O_4$ при давлениях 12–19 ГПа и температуре 1600°C.

Для рингвудита наблюдается отрицательная корреляция хрома и кремния, с угловым коэффициентом равным -0,5 (рис. 2). Для данной фазы характерна шпинелеподобная структура, в связи с чем предлагается иной механизм вхождения хрома, согласно которому магний замещает кремний в тетраэдрической позиции, в то время как весь хром входит в октаэдры магния по следующей схеме $2^{VI}Cr^{3+}+^{IV}Mg^{2+}=2^{VI}Mg^{2+}+^{IV}Si^{4+}$.

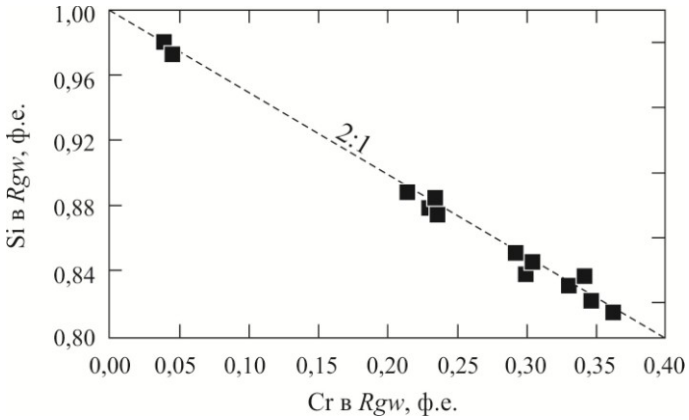


Рис. 2. Отрицательная корреляция Cr и Si в рингвудитах, синтезированных в системе Mg_2SiO_4–$MgCr_2O_4$ при давлениях 20–23 ГПа и температуре 1600°C.

При давлении 12-18 ГПа нами была впервые синтезирована и изучена фаза ***Mg(Mg,Cr)(Mg,Si)O_4 с искаженной структурой титаната кальция (mCt)***. Важной особенностью этой фазы является вхождение существенного количества кремния в ее состав, в отличие от $MgCr_2O_4$, стабильной при давлении выше 18 ГПа (Bindi *et al.*, 2016).

Для хромистой фазы ***$MgCr_2O_4$ со структурой титаната кальция (Ct)*** в ассоциации с гранатом и стишовитом, синтезированной в диапазоне давлений от 18 до 21 ГПа, характерно присутствие небольшого количества кремния (до 4 мас.% SiO_2). При этом увеличение давления способствует увеличению растворимости кремния в структуре Ct. Атомы магния занимают восьмикоординационные полиэдры, в то время как атомы хрома располагаются в октаэдрах, соединенных между собой вершинами и ребрами.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (гранты №№ 15-55-50033, 16-35-00171).

Список литературы

1. *Bindi L., Sirotkina E.A., Bobrov A.V., Irifune T. (2015*) Structural and chemical characterization of $Mg[(Cr,Mg)(Si,Mg)]O_4$, a new post-spinel phase with sixfold-coordinated silicon // Am. Mineral. 2015. V. 100. P. 1633–1636.

2. *Horiuchi H., Ito E., Weidner D.J.* $MgSiO_3$ (perovskite-type): single crystal X-ray diffraction study // Am. Mineral. 1987. V. 72. P. 357-360.

3. *Parise J., Wang Y., Dwanmesia G.D., Zhang J., Sinelnikov Y., Chmielowski J., Weidner D.J., Liebermann R.C.* The symmetry of garnets on the pyrope ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) – majoritc ($MgSiO_3$) join // Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. № 25. P. 3799-3802.

4. *Ringwood A.E. The chemical composition and origin of the Earth //* Advances in Earth science. Hurley, P.M. (Editors). 1966. M.I.T. Press. Cambridge. P. 287-356.

5. *Sirotkina E.A., Bobrov A.V., Bindi L., Irifune T.* Phase relations and formation of chromium-rich phases in the system $Mg_4Si_4O_{12}$–$Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ at 10–24 GPa and 1600°C. // Contrib. Mineral. Petrol. 2015. V. 169. DOI: 10.1007/s00410-014-1097-0.

Систематика изотопов углерода графита Кейв

Фомина Е.Н.
ГИ КНЦ РАН, efom-10@ya.ru

Углеродистое вещество, зачастую сингенетичное вмещающим породам, по ряду своих характеристик может служить индикатором источников и эволюции пород и минералов. В 1968 году Э.М. Галимов предположил, что образование графита в природе возможно в результате: 1) метаморфизма органического вещества; 2) воздействия магматической интрузии на карбонатные породы; 3) восстановления углерода из продуктов дегазации магматических расплавов (Галимов, 1968). Для расшифровки природы графита одним из важнейших и весьма информативных показателей является изотопный состав углерода. Поскольку источники углеродистого вещества (органика, осадочные и магматические карбонаты, мантия) характеризуются различными отношениями $^{13}C/^{12}C$, этот параметр является ключом к разгадке происхождения графита. Изотопные характеристики основных резервуаров углерода контрастны: среднее значение $\delta^{13}C$ (PDB) органического вещества близко к −25‰, осадочные карбонаты значительно «тяжелее» (от −2‰ до +2‰), а «мантийный» углерод характеризуется величиной $\delta^{13}C$ близкой к −5‰…−7‰. В то же время значение $\delta^{13}C$ графита зависит не только от источника(ов) вещества, но и от состава агента переноса углерода, температуры и ряда других факторов, что несколько усложняет интерпретацию. Величина $\delta^{13}C$ (PDB) графита из большинства геологических объектов находится в диапазоне от −6‰ до −35‰ (Luque *et al.*, 1998; Luque *et al.*, 2013).

Особенности морфологии графита, характер его распределения и взаимоотношений с окружающими минералами в совокупности обладают высокой информативной ролью в исследовании его первичной природы и условий преобразования вмещающих пород в ходе различных метаморфо-метасоматических событий. Это обусловлено устойчивостью углеродистого вещества, которое в зависимости от характера и условий изменения, перекристаллизации и деформирования породы не выносится из породы, а определенным образом перераспределяется, образует выделения той или иной величины и формы, сегрегируется и выполняет трещины (Сидоренко, Сидоренко, 1975; Мележик и др., 1988).

При исследовании углеродистых проявлений в различных метаморфических комплексах Кольского полуострова Св.А. и А.В. Сидоренко выявили четыре морфогенетических типа графита: тонкодисперсный (точечный), межзерновой, отдельные крупные выделения и трещинный (прожилковый) (Сидоренко, Сидоренко, 1975). Позднéе В.А. Мележик с соавторами более полно охарактеризовали особенности морфологии графита, его парагенетические взаимоотношения и физические свойства (Мележик и др., 1988). В дополнение к выделенным ранее морфотипам были описаны сплошные агрегаты тонкочешуйчатого графита,

радиальнолучистые, сферолитовые, сноповидные, розетковидные формы, а также жильные, сетчато-прожилковые, каемочные и гнездовые сплошные массы, характерные для метасоматически измененных пород. Кейвская структура является уникальным объектом для изучения графита, поскольку в ее пределах в различных образованиях присутствуют практически все упомянутые формы.

Для исследования были выбраны три типа пород, обогащенные углеродистым веществом, – кианитовые сланцы Больших Кейв, силлиманитовые сланцы Западных Кейв и силекситы из массива щелочных гранитов Западных Кейв. В настоящей работе рассмотрено пять форм нахождения графита, наиболее распространенных в этих образованиях: тонкодисперсная, межзерновая, гнездовая, прожилковая и сферолитовая. Изотопные исследования углерода данных графитов проводились в ИИМК РАН на масс-спектрометре IRMC DELTA V (ThermoFinnigan).

Автором были изучены конкреционно-параморфические **кианитовые сланцы** червуртской свиты кейвской серии из месторождения Тяпш-Манюк. Это – меланократовые породы с пятнистой текстурой и порфиробластовой структурой (рис. 1, *а*). В данной разновидности кианитовых сланцев в основной ткани, сложенной мелкозернистым агрегатом кварца, мусковита, графита и рутила, макроскопически выделяются крупные (от 1 до 3 см в поперечнике) конкреции и параморфозы кианита (рис. 1, *б*). Концентрация углерода в этих сланцах в среднем составляет 2.27 мас.% [по (Сидоренко, Сидоренко, 1975)], графит присутствует во всех породообразующих минералах сланцев. Плотность распределения тонкодисперсных включений графита Gr-1 (диаметр от долей мкм от до 3 мкм, рис. 1, *в*) в породе сильно варьирует, достигая максимума в кварце основной ткани породы, что придает последней черный цвет. В интерстициях зерен практически всех фаз, в том числе в параморфозах и конкрециях кианита (рис. 1, *г*), наблюдаются межзерновые чешуйки графита Gr-2 размером от первых мкм до 0.02 мм по удлинению (рис. 1, *д*), возникновение которых связывают с перекристаллизацией породы и ростом отдельных крупных кристаллов (Бельков, 1963). Ввиду малых размеров зерен графита обоих морфотипов их разделение для изотопных исследований практически невозможно. Однако удалось искусственно «обогатить» пробу межзерновым графитом Gr-2. Для этого кианитовые параморфозы, содержащие преимущественно Gr-2, были механически отделены от тонкозернистой основной массы, где межзерновая форма Gr-2 смешана с тонкодисперсной формой Gr-1. Как показали проведенные исследования, графит из основной ткани и кианитовых обособлений имеет очень близкий между собой изотопный состав и достаточно гомогенен: $\delta^{13}C$ (PDB) = −43.4‰…−44.8‰ (по 8 анализам).

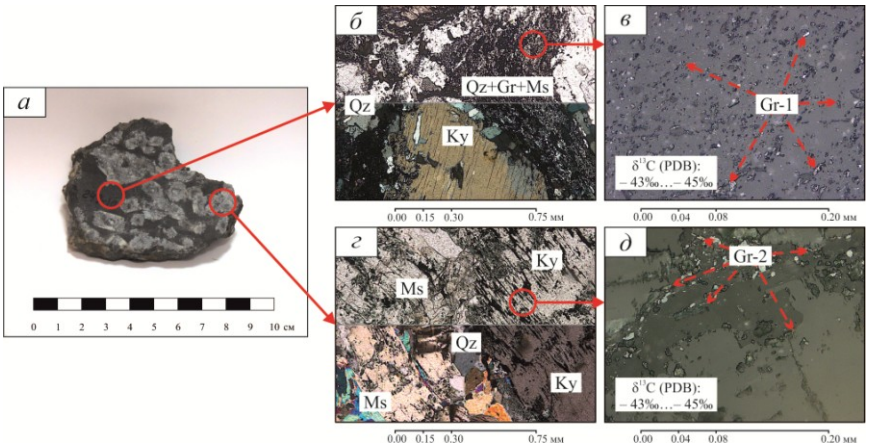


Рис. 1. Кианитовый сланец: (а) общий вид; (б) структурный облик основной ткани породы и (в) морфология содержащегося в ней тонкодисперсного графита Gr-1; (г) характер распределения в кианитовых обособлениях межзернового графита Gr-2 и (д) его морфология. Фотографии (б) и (г) – в проходящем свете (верхняя часть с одним николем, нижняя – николи скрещены), (в) и (д) – в отраженном свете с одним николем.

Силлиманитовые сланцы были опробованы вблизи г. Макзабак, где они залегают в центральной части толщи гранатово-слюдяных сланцев червуртской свиты в виде узких полос и линз шириной до 20 м и длиной до 300 м, расположенных всего в 120 м от ближайшей интрузии щелочных гранитов. Многими исследователями эти породы интерпретировались как метасоматиты по кианитовым сланцам, возникшие под воздействием щелочных гранитов (Суслова, 1961; Бельков, 1963). В пользу этого говорит своеобразный «метасоматический» облик этих силлиманитовых сланцев – их структурно-конституционная такситовость (рис. 2, *а*), обусловленная широкими вариациями как структурного рисунка, так и минерального состава и вкрест линз, и по латерали. Породообразующими и второстепенными минералами данных пород являются спутанно-волокнистый силлиманит, ставролит, слагающий крупные идиоморфные порфиробласты, а также (локально) кианит, мусковит, кварц, гранат, хлоритоид, хлорит, графит. В акцессорных количествах распространены ильменит, рутил, монацит, апатит, корунд, ортит, циркон, молибденит, каолинит и др. В рассматриваемых силлиманитовых сланцах в небольших количествах присутствует и тонкодисперсный, и мелкочешуйчатый межзерновой графит, приуроченные в основном к агрегатам силлиманита, но по концентрации резко преобладают крупночешуйчатая гнездовая (Gr-3) и жильная (Gr-4) его формы. Крупночешуйчатый графит Gr-3 развит в виде гнезд или желваков размером до 10 см (рис. 2, *б*), сложенных агрегатом из разориентированных чешуек, иголочек и тонких извилистых пластин (рис. 2, *в*). Прожилковая форма Gr-4 представлена в виде прожилков мощностью от первых мм до 2 см (рис. 2, *г*), сложенных крупными изогнутыми лейстами графита (рис. 2, *д*), ассоциирующими со слюдой, ставролитом и ильменитом. Местами наблюдается пересечение гнезд графита Gr-3 графитовыми прожилками Gr-4 (см. рис. 2, *в*). Пробы силлиманитовых сланцев были разделены на образцы с гнездовым и образцы с прожилковым графитом, каждый из которых впоследствии анализировался по отдельности. Изотопный состав углерода графитов Gr-3 и Gr-4 различен. Диапазон вариаций $\delta^{13}C$ (PDB) для большинства проб Gr-3 составил от −16.8‰ до −19.3‰ (9 проб), а в одном анализе данная величина достигла значения −27.9‰. Углерод Gr-4 оказался значимо более «тяжелым»: $\delta^{13}C$ (PDB) = −10.1‰…−10.7‰ (2 пробы).

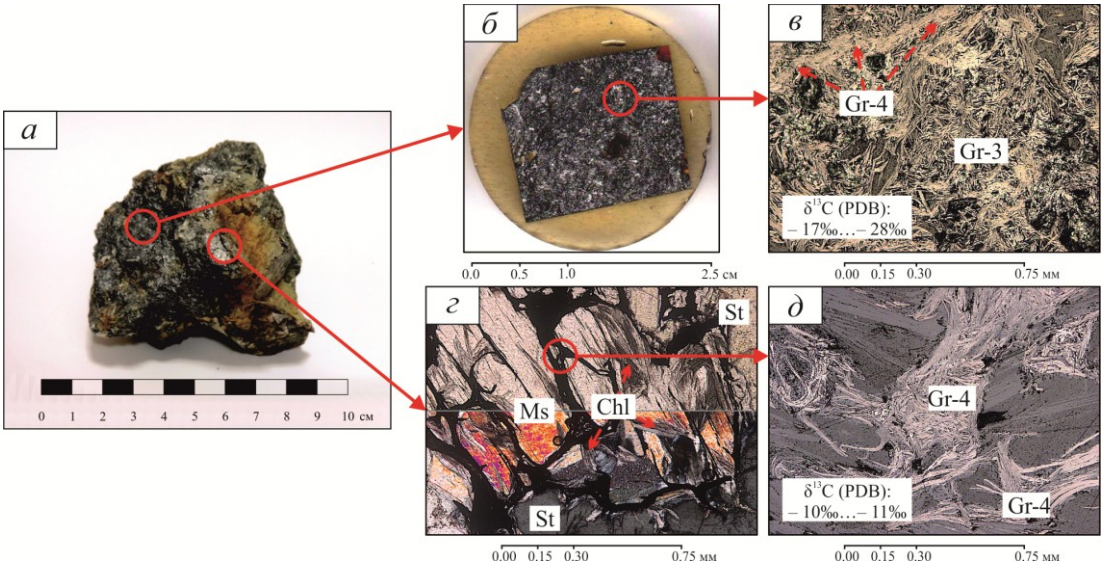


Рис. 2. Силлиманитовый сланец: (а) общий вид; (б) фото аншлифа графитового желвака и (б) слагающий его гнездовой графит Gr-3 в отраженном свете (с одним николем); (г) мусковит-ставролитовый участок породы с прожилками графита Gr-4 (фото в проходящем свете, верхняя часть с одним николем, нижняя – с двумя) и (д) морфология последнего в отраженном свете (с одним николем).

Графит-содержащие **силекситы** были отобраны из линзы размером около 10х20 м в центральной части щелочно-гранитного массива вблизи оз. Ровозеро. Данный силексит – массивная крупнозернистая порода молочно-белого цвета, состоящая более чем на 90 об. % из кварца, второстепенные минералы представлены микроклином, мусковитом, астрофиллитом, арфведсонитом и др. Содержание графита достигает 2 об. %. В этих породах графит представлен исключительно в виде сферических образований (Gr-5) диаметром от долей мм до 5 мм (рис. 3, *а*, *б*). Сферолиты имеют неровную поверхность, сложены плотными агрегатами графита, иногда зональны, в породе распределены неравномерно. Gr-5 содержит в себе наиболее изотопно «тяжелый» углерод из всех проанализированных проб: $\delta^{13}C$ (PDB) = −7.8‰…−8.5‰ (2 пробы).

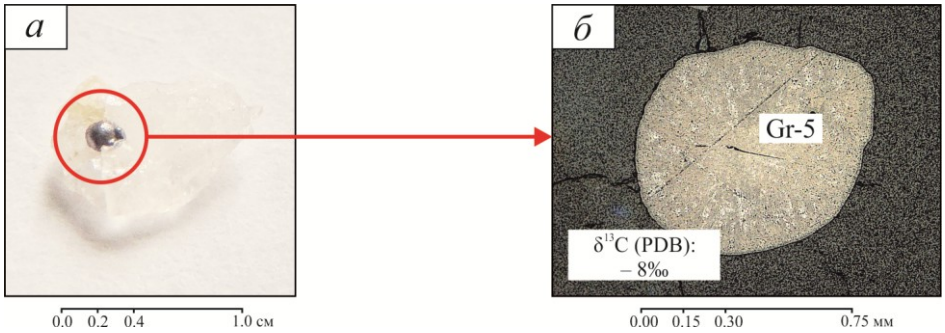


Рис. 3. Силексит: (а) макрофото образца со сферолитом графита Gr-5 и (б) внутреннее строение последнего в отраженном свете при одном николе.

Таким образом, проведенное исследование показало, что разнообразие морфологии графита Кейв корреспондируется с различиями в изотопных составах. При этом четыре выделенных «изотопных разновидности» графита не только охватывают весь интервал $\delta^{13}C$ (PDB), характерный для углерода графита, но и существенно выходят за его нижнюю границу (установленный диапазон вариаций составляет 3.7%!), достигая −45‰. Необходимо отметить, что столь же аномально изотопно легкий графит ранее уже отмечался в работе (Бушмин и др., 2011) для кианитовых сланцев месторождений Манюк и Воргельурта. В указанной публикации авторы аргументировано предполагают, что источником углерода для подобного графита послужил водно-метановый флюид из осадочных пород с органическими соединениями. В то же время наиболее вероятным источником изотопно тяжелого графита силекситов (−8‰) является нижнекоровый (или, возможно, мантийный) углекислотный флюид. Воздействием этого же флюида на породы обрамления щелочных гранитов Западных Кейв можно объяснить образование изотопно тяжелого (−10‰…−11‰) графита поздней прожилковой генерации в силлиманитовых сланцах. Определенную сложность при интерпретации вызывает изотопный состав «гнездового» графита, занимающего промежуточное положение (−17‰…−28‰). Вероятным механизмом образования этого графита представляется осаждение из мультикомпонентной смеси водно-метанового и углекислотного флюидов из рассмотренных выше источников при динамичном утяжелении данной смеси за счет релеевского исчерпания, однако данная гипотеза требует дальнейшего критического анализа.

Благодарности. *Автор выражает глубочайшую признательность Ю.Н. Нерадовскому за любезно предоставленные пробы кианитовых сланцев, О.В. Лоховой – за проведение изотопного анализа углерода графитов и К.И. Лохову – за обсуждение полученных результатов.*

Список литературы

1. *Бельков И.В.* Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1963. 321 с.

2. *Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Прасолов Э.М., Лохов К.И., Вапник Е.А., Савва Е.В., Щеглова Т.П.* Происхождение и состав флюида ответственного за метасоматические процессы в зонах сдвиговых деформаций тектонического покрова Большое Кейвы Балтийского щита: изотопный состав углерода графитов // ДАН. 2011. Т. 438. №3. С. 379-383.

3. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра. 1968 . 226 с.

4. *Мележик В.А., Басалаев А.А., Предовский А.А., Балабонин Н.Л., Болотов В.И., Павлова М.А., Гавриленко Б.В., Абзалов М.З.* Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли. Л.: Наука. 1988. 197 с.

5. *Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука. 1975. 115 с.

6. *Суслова С.Н.* Контактово-метасоматические изменения кристаллических сланцев под влиянием щелочных гранитов в районе Западных Кейв // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.-Л.: Изд. АН СССР. Вып.2. 1960. С. 58-93.

7. *Luque F.J., Pasteris J.D., Wopenka B., Rodas M., Barrenechea J.F.* Natural fluid deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation // American journal of science. 1998. Vol. 298. P. 471-498.

8. *Luque F.J., Huizenga J-M., Crespo-Feo E., Wada H., Ortega L., Barrenechea J.F.* Vein graphite deposits: geological settings, origin, and economic significance // Miner Deposita. 2014. Vol. 49. № 2. P. 261-277.

Минералогия шлиховых концентратов на участке Au-Sb рудопроявления Агихонкийо (Центрально-Иберийская Зона, Испания).

Черемазова Е.В. [1]

[1]*СПГУ, Горный Университет, kate@kareliangold.com*

В настоящей работе приведены и обсуждаются результаты минералого-петрографических исследований рудных образцов и зерен шлихового золота на участке Агихонкийо, расположенного в пределах Центрально-Иберийской Зоны (Испания). Данный участок включает небольшое одноименное Au-Sb рудопроявление, где в начале XX века местные старатели добывали золото и сурьму. В дальнейшем небольшие исследования на участке были проведены Геологической Службой Испании в 80-х годах в ходе региональных геологических работ и картирования. Анализ ICP-AES минерализованных образцов показал максимальные содержания: Sb – 9,4%; Au – 4,8 ppm; Ag – 4 ppm (Gil Serrano, 1981). Однако полноценные поисковые работы на данной территорий не проводились до настоящего момента.

В период с апреля 2015 г. по март 2016 г. геологоразведочной компанией Mineral Exploration Network (Finland) Ltd. были проведены интенсивные полевые работы с целью поисков месторождений Au в регионе Эстремадура (Испания). В ходе данных исследований автором были отобраны 15 образцов коренных выходов и отвалов старой выработки Агихонкийо для дальнейшего детального минералогического изучения. Также в качестве материалов были использованы 52 шлиховые пробы из аллювиальных и террасовых отложений и шурфов глубиной 1 м.

Геологическое строение и металлогения участка. Исследуемый участок расположен в Центрально-Иберийской Зоне, которая является осевым доменом Иберийского Герцинского Складчатого Пояса. Рудопроявление Агихонкийо можно включить в условно выделенный рудный пояс, вытянутый вдоль хребта Villuercas, и включающий также несколько месторождений и рудопроявлений Pb-Zn и Cu (рис. 1).

Вмещающие породы представлены неопротерозойскими метаосадками так называемого Сланцево-Граувакового Комплекса (СГК): монотонным чередованием граувакков и сланцев (мощностью от нескольких см до нескольких дм) с подчиненным присутствием прослоев песчаников и конгломератов, измененных в ходе Герцинского регионального метаморфизма (зеленосланцевая фация) (Talavera *et al.,* 2012). Структурные особенности вмещающих пород полностью отвечают герцинскому орогенезу. Последствия

главного этапа деформации D1 (Ribeiro, 1990; Myrphy, Roberts, 1997) представлены на участке обширной субвертикальной складчатостью с север-северо-западным простиранием и ярко выраженной сланцеватостью, параллельной осевой плоскости.

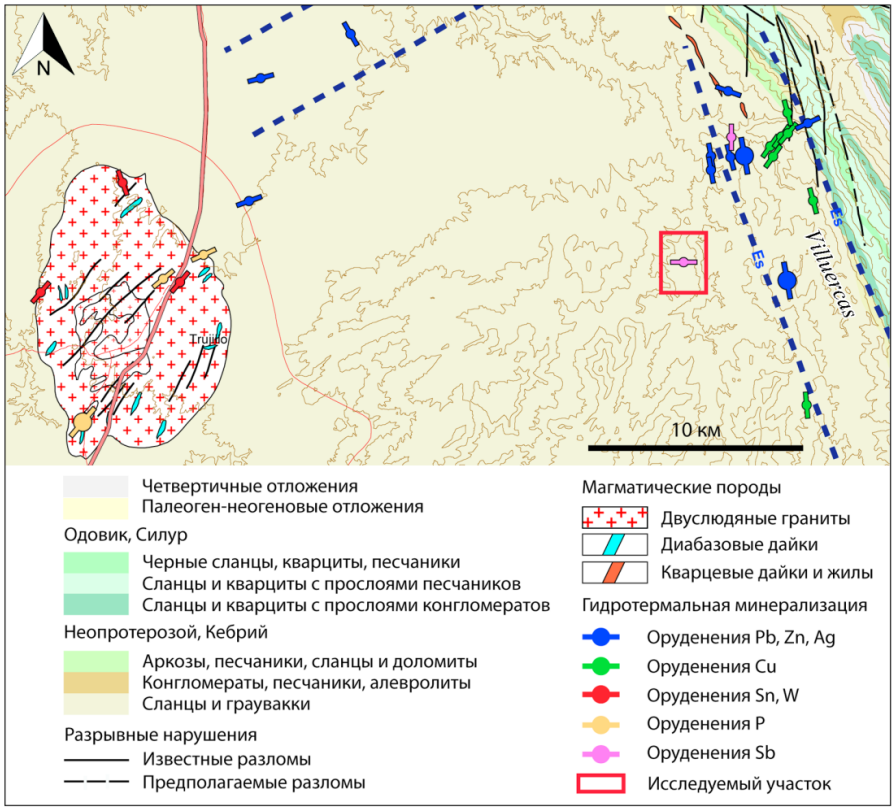


Рис. 1. Геологическая схема района исследования.

Ближайший выход магматических пород – гранитный интрузив Trujillo – расположен в 20 км на запад. Массив Trujillo представляет собой типичный позднегерцинский двуслюдяной гранитный купол (326 млн. лет).

Au-Sb оруденение Агихонкийо приурочено к системе кварцевых прожилков, заполняющих «трещинки» субвертикального падения, перпендикулярные главной оси сланцеватости. Мощность прожилков варьирует от 5 до 15 см (Gil Serrano, 1981).

Минералого-петрографические исследования. В первую очередь следует отметить, что на протяжении века данный объект не привлекал внимание геологов и в настоящий момент для участка характерна очень слабая обнаженность. В непосредственно окружающих отвалы выходах рассланцованных песчаников были выявлены лишь единичные кварцевые жилки без видимой минерализации с азимутом простирания 5°С и субвертикальным падением.

Для детальных минералого-петрографических исследований было отобрано 15 образцов, включая отвалы старой выработки Агихонкийо, коренные выходы кварцевых жил и вмещающих пород. Результаты исследования минерализованных обломков из отвалов выработки позволили выделить четыре различных генерации сурьмяных руд:

1. Практически массивный мелкозернистый аллотриоморфный антимонит, частично замещенный сурьмяными охрами, в гипидиоморфном кварце. Кварц иногда сохраняет радиальную халцедоновую текстуру.

2. Крупнозернистый идиоморфный антимонит, вытянутый согласно простиранию жил и образующий тонкие прослои в массивном кварце, также частично замещенный сурьмяными охрами.

3. Антимонит в срастании с бертьеритом, заполняющий пустоты и каверны в массивном кварце (рис. 2, *а*). Антимонитовые охры также повсеместно встречаются в виде просечек и пятен в кварце.

4. Сульфоантимониты свинца непосредственно отдельно в кварце или в срастании с марказитом. Часто встречается марказит с примесью сурьмы до 8% с мелкими вкраплениями буланжерита, развивающимися по трещинам в зернах (рис. 2, *б*), а также сложные срастания марказита, оксидов сурьмы и галенита (рис. 2, *в*). В двух образцах были обнаружены спутанно-игольчатые и войлокоподобные вростки довольно редкого минерала джемсонита в кварцевой матрице (рис. 2, *г*).

Гидротермальные изменения вмещающих сланцев очень слабые и преимущественно связаны с окварцеванием.

Результаты шлихового опробования. В шлиховых концентратах преобладает циркон, анатаз, турмалин, оксидно-железистые фазы, шеелит а также единичные знаки киновари. Знаки киновари можно объяснить расположением крупнейшего в мире месторождения ртути Альмаден всего в 100 км на юг-юго-восток от района исследования. В среднем в шлихах встречается от 10 до 30 зерен золота, в 7 пробах количество знаков золота варьирует от 50 до 120. Большинство зерен самородного золота найдено в тонкой фракции до 0,5 мм, однако присутствуют и средне-крупные частицы размером 1-1,2 мм (5%). Большинство крупных зерен находится в срастании с кварцем, мусковитом, серицитом и окислами сурьмы.

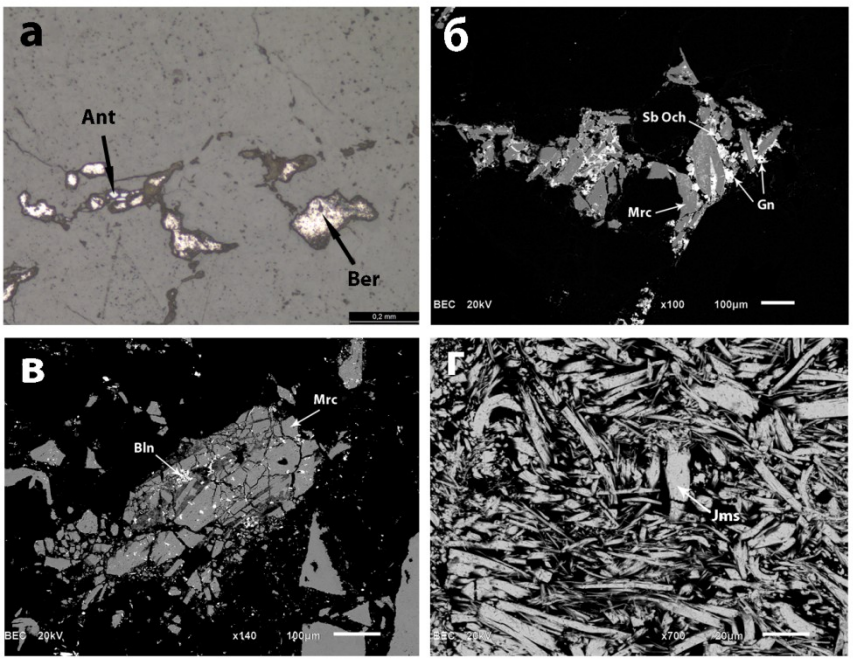


Рис. 2. Результаты минералогического исследования образцов из отвалов рудника Агихонкийо: а) Антимонит в срастании с бертьеритом, заполняющий пустоты и каверны в массивном кварце; б) BSE-изображение сурьмянистого марказита с мелкими вкраплениями буланжерита в кварцевой матрице; в) BSE-изображение срастания марказита, сурьмяных оксидов и галенита в кварцевой матрице; г) BSE-изображение джемсонита в кварце.

По химическому составу для большинства зерен характерно неоднородное содержание золота и серебра. Зоны обогащения серебром (более 20%), как правило, небольшие, напоминают просечки и не выявляют определенной зональности (рис. 3, *а*). В целом золото на данном участке можно охарактеризовать как среднепробное, с содержанием серебра от 5 до 15%. Встречается также и электрум (3% зерен), где серебро распределено однородно и составляет более 25%. При этом высокопробные каймы почти полностью отсутствуют, и

лишь в нескольких зернах электрума наблюдаются тонкие прерывистые зоны выщелачивания, что свидетельствует о весьма незначительном переносе (рис. 3, *б*). При изучении химического состава в золоте были найдены также небольшие включения галенита и арсенопирита (до 20 мкм).

Для 7% свободных частиц характерно губчатое строение (рис. 3, *в*), которое также почти всегда наблюдается в сростках с другими минералами (кроме кварца). Основу такой структуры составляет своеобразное "ячеистое" золото, в ячейках которого располагается мелкозернистый бертьерит или окислы сульфоантимонитов свинца (рис. 3, *г*, *д*). Губчатые агрегаты часто образуют прерывистые оторочки различной (0,05-0,3 мм) ширины около монолитного золота или сростки с ним. Образование губчатого или ячеистого золота может быть связано с коррозией самородного золота, предшествующей генерации поздними содержащими сурьму гидротермальными растворами, а также с гипогенным распадом аурostибита на золото + антимонит (Парфёнов, 2014). Окислы сурьмы могут развиваться и в зоне окисления по антимониту, находящемуся в субграфическом срастании с золотом, однако в одном из зерен было обнаружено включение аурostибита (рис. 3, *ж*).

Выводы. При постановке работ на данном участке изначально предполагался наиболее простой кварц-антимонит-золотой парагенезис, однако распространение галенита и сульфоантимонитов свинца (буланжерит, джемсонит) в рудах, а также обнаружение включения аурostибита и срастаний субграфического (губчатого) золота с бертьеритом и окислами сульфосолей Sb и Pb дает основание предполагать более сложный парагенезис, включающий две различающиеся по физико-химическим условиям образования и составу минеральные ассоциации: раннюю кварц-золото-антимонитовую-бертьеритовую и позднюю кварц-сульфосольную (связанную с соседними оруденениями группы San Roque) с аурostибитом.

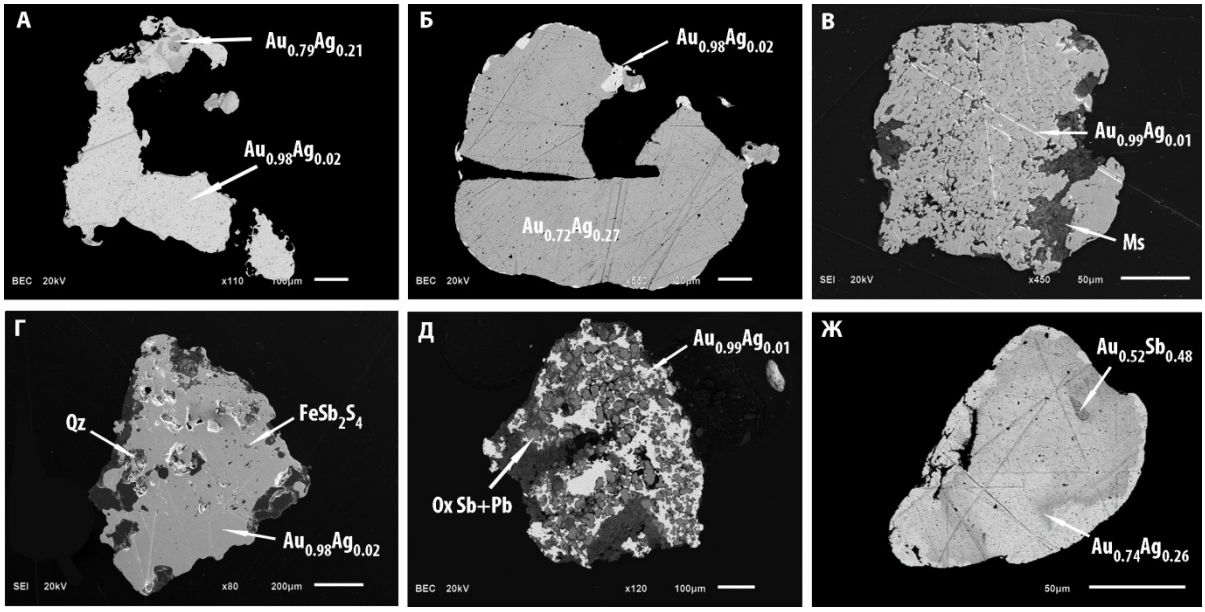


Рис. 3. Результаты исследования химического состава и морфологии зерен Au: а) частица Au с неоднородным содержанием серебра; б) частица электрума с тонкой прерывистой высокопробной оторочкой; в) губчатый агрегат Au в срастании с мусковитом; г) Au в срастании с кварцем и ячеистыми зонами, заполненными бертьеритом; д) губчатый агрегат Au с окислами сульфоантимонитов свинца, заполняющих ячейки; ж) каплевидное включение аурostибнита в неоднородном низкопробном золоте

Благодарности. Работа выполнена при поддержке геологоразведочной компании Mineral Exploration Network (Finland) Ltd. Автор признателен О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН) за выполненные аналитические работы.

Список литературы

1. *Парфёнов М.И.* Губчатое и "горчичное" золото в рудах золото-сурьмяного месторождения туманное (Восточная Чукотка, Россия) // Федоровская сессия 2014: международная научная конференция, Санкт-Петербург, 7-9 октября 2014 г.: материалы конференции. СПб: Лема, 2014. С. 120-122.

2. *Gil Serrano G.* Mapa Geológico de España a escala 1:50,000. Hojas 14-28 Logrosan, 13-28 Madroñera. Madrid, IGME, 1981.

3. *Myrphy P.J., Roberts S.* Evolution of a metamorphic fluid and its role in lode gold mineralisation in the Central lberian Zone // Mineralium Deposita. 1997. Vol. 32. P. 459-474.

4. *Ribeiro A*. Central-Iberian Zone: Introduction // Pre-Mesozoic Geology of Iberia / R.D. Dallmeyer (eds.). Berlín: Springer Verl. 1990. Pt. II, Ch. 1. P. 143-144.

5. *Talavera C., Montero P., Martínez Poyatos D., Williams I.S.* Ediacaran to Lower Ordovician age for rocks ascribed to the Schist-Graywacke Complex (Iberian Massif, Spain): Evidence from detrital zircon SHRIMP U-Pb geochronology // Gondwana Research. 2012. Vol. 22. P. 928-942.

Моделирование физических и геодинамических условий формирования ультрамафитов Харчерузского блока массива Сыум-Кеу

Юричев А.Н.

Томский государственный университет, juratur@sibmail.com

Ультрамафитовые реститовые массивы дунит-гарцбургитового состава являются составной частью мафит-ультрамафитовых поясов складчатых областей. В последние несколько десятилетий они привлекают все большее внимание исследователей как с позиции генезиса, учитывая их мантийную природу образования и связь с ранними этапами развития складчатых сооружений, так и с позиции рудоносности – своей промышленной хромитоносностью, асбестоносностью и включением благороднометальной минерализации и ЭПГ. Однако в настоящее время спорность многих аспектов петрологии реститовых ультрамафитов обусловлена недостаточной изученностью этих интереснейших образований. В частности слабая проработанность минералогических аспектов данных массивов не дает возможности обобщения этих объектов на минералогическом уровне. Известно, что одним из главных носителей генетической информации является минерал, а не только порода. Изучив в достаточной степени минералогию объекта, можно восстановить историю его образования и преобразования.

В статье предпринята попытка реконструкции термодинамических параметров кристаллизации дунитов и гарцбургитов Харчерузского блока массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) с использованием оливин-хромшпинелиевого геотермометра Дж. Фабри (Fabries, 1979), а также экспериментальных данных по степени частичного плавления исходного рестита и геодинамическим условиям формирования реститовых ультрамафитов.

Харчерузский блок ультрамафитового массива Сыум-Кеу является южным фрагментом Хадатинского офиолитового пояса, который замыкает на севере офиолитовые комплексы Полярного Урала (Савельева, Суслов, 2014; Шмелев, 2011). Согласно геолого-геофизическим данным, полученным при проведении групповой геологической съемки масштаба 1:50000, он является самостоятельным и отделен от более крупного ультрамафитового массива Сыум-Кеу метаморфизованными габбро и амфиболитами. Вероятно, он является эрозионно-тектоническим клипом от данного массива (Чернышов, Юричев, 2016).

Харчерузский блок представляет собой клинообразное тело субширотного простирания, которое выклинивается на восток. Его протяженность составляет ~18 км при максимальной ширине в западной части – 7 км. Массив сложен главным образом дунитами, среди которых очень редко встречаются гарцбургиты. Отмечаются также мелкие тела габброидов, обычно интенсивно метасоматически измененные. В экзоконтактовых зонах габброидов устанавливаются верлиты и клинопироксениты, которые, вероятно, являются высокотемпературными реакционно-метасоматическими образованиями.

Среди дунитов выявлены линейные и линзообразные тела хромитов, имеющие преимущественно субширотное простирание. Мощность отдельных тел обычно менее 1 м,

протяженность – до 10 м. Рудные тела нередко группируются в рудные субширотные зоны, в которых количество хромшпинелидов существенно возрастает и может значительно варьировать от 10 до 50-90 %, с образованием от убоговкрапленных до густовкрапленных и сплошных руд.

Оценка химического состава оливинов и тесно ассоциирующих с ними акцессорных хромшпинелидов с использованием результатов экспериментальных данных (Melcher *et al.*, 1997) позволила определить степень частичного плавления мантийного субстрата при формировании исследуемых ультрамафитов. Согласно расчетам и графическим построениям (рис. 1, *а-б*), данные породы формировались при значительной вариации степени частичного плавления мантийного источника ~28-40 %. Некоторый отскок точек на диаграмме Arai S. (Arai, 1994), очевидно, заключается в подсчете Fe^{3+} (при расчете Cr##) в шпинелях, поскольку ни один из способов расчета не является общепринятым.

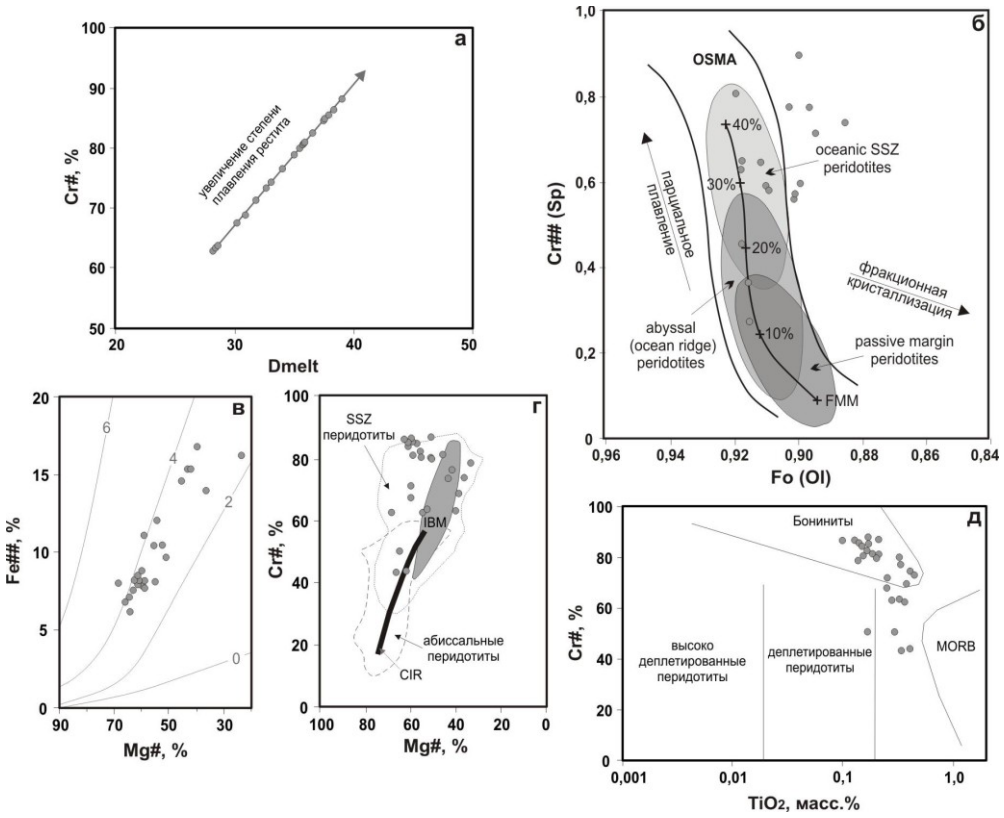


Рис 1. Бинарные диаграммы для хромшпинелидов и оливинов из ультрамафитов Харчерузского блока, отражающие условия и геодинамическую обстановку их формирования. График (а) отражает зависимость значений параметра Cr# хромшпинелидов от степени частичного плавления лерцолита Dmelt (Леснов, Подлипский, 2008; Hirose, Kawamoto, 1995): Cr#=[Cr/(Cr+Al)]·100 %; Dmelt=0,426·Cr#+1,538. Диаграмма (б) отражает мантийный источник и степень плавления мантии по сосуществующим оливину и хромшпинели (Arai, 1994): Fo (Ol) – форстеритовая составляющая в оливине (Mg/(Mg+Fe), ат.%), Cr## (Sp) – хромистость шпинели ($Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$), OSMA – оливин-хромшпинелиевая мантийная область, FMM – исходная (неистощенная) мантия под срединно-океаническими хребтами, поле абиссальных перидотитов (Dick, Bullen, 1984), океанические надсубдукционные (SSZ) перидотиты и перидотиты пассивных континентальных окраин (Pearce et al., 2000). Линии на диаграмме (в) (Melcher et al., 1997) представляют теоретические изобары для чистого $(Mg,Fe)Cr_2O_4$ (Irvine, 1965), значения указаны в Кбар. График (г) (Степанец, 2010): IBM – перидотиты Идзу-Бонин-Марианской островной дуги (Ishii et al., 1992), CIR – перидотиты центрального Индийского хребта (Hellebrand et al., 2001). Диаграмма (г) (Ghazi et al., 2011). Cr#=[Cr/(Cr+Al)]·100 %; Mg#=[Mg/(Mg+Fe^{2+})]·100 %; Fe##=[Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)]·100 %.

С использованием оливин-хромшпинелиевого геотермометра Дж. Фабри (Fabries, 1979) определены температуры формирования ультрамафитов массива, которые близки между собой для гарцбургитов и дунитов и составляют от 833 до 678°С и от 825 до 654°С соответственно (табл. 1). При этом рассчитанное давление при кристаллизации соответствовало ~3-4 Кбар (рис. 1, *в*).

Таблица 1. Температурные равновесия, рассчитанные по оливин-хромшпинелиевому геотермометру Дж. Фабри для ультрамафитов Харчерузского блока массива Сыум-Кеу

Порода	Гарцбургит			Дунит								
Образец	029Н/2	044Н/7	044Н/6	049Н/2	069Н/2	009Н/1	018Н/2	027Н/1	005Н/1	028Н/1	046Н/3	046Н/4
Оливин												
SiO_2	40,33	41,12	41,41	40,88	40,43	40,89	40,96	40,79	43,60	40,84	42,55	41,27
FeOtot	11,11	8,20	8,57	8,78	10,09	10,22	9,73	9,71	9,42	9,89	9,17	8,27
MnO	-	0,17	-	-	-	0,21	-	-	-	-	-	-
MgO	48,11	50,42	49,68	49,99	49,04	48,46	48,90	49,10	46,90	48,95	47,91	50,16
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,24	-	-	-
NiO	0,45	0,33	0,35	0,31	0,44	0,38	0,41	0,38	-	0,43	0,37	0,31
Хромшпинелид												
TiO_2	-	1,00	0,33	2,02	1,47	-	1,6	0,36	-	0,54	0,43	1,12
Al_2O_3	1,22	1,45	8,61	0,32	0,34	11,93	0,65	1,58	7,98	2,05	3,21	0,45
Cr_2O_3	52,18	25,41	47,29	38,77	51,8	53,79	38,27	61,89	43,87	55,81	54,89	19,08
V_2O_3	0,56	0,41	0,69	0,56	-	-	-	0,48	-	0,62	0,65	0,48
FeOtot	41,69	67,37	37,62	55,88	42,14	26,81	53,98	31,63	44,49	36,98	35,36	75,87
MnO	0,94	-	-	0,82	0,4	-	1,09	-	-	-	-	0,67
MgO	3,67	3,8	5,63	1,62	3,15	6,98	4,02	3,54	4,41	3,77	5,21	2,43
NiO	-	0,67	-	-	-	-	0,40	-	-	-	-	0,57
ZnO	0,41	-	-	-	0,70	0,52	-	0,45	0,49	0,47	0,47	-
T, °C	751	833	678	682	675	725	825	654	679	683	746	729

Примечание. Химический состав оливинов и тесно ассоциирующих с ними акцессорных хромшпинелидов определялся методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск).

Для оценки геодинамической обстановки формирования Харчерузского блока автором были привлечены диаграммы зарубежных ученых по данному направлению исследований (рис. 1, *б, г, д)*. На бинарной диаграмме Fo (Ol) – Cr## (Sp) фигуративные точки составов в большинстве своем попадают в поле океанических надсубдукционных (SSZ) перидотитов. В подобное поле фигуративные точки составов акцессорных хромшпинелидов ложатся и на диаграмме Mg#–Cr#. Однако на бинарной диаграмме TiO_2–Cr# точки составов в основном попадают в область бонинитов. Такие наблюдения позволяют предположить сложную многостадийную тектоническую историю ультрамафитов Харчерузского блока. Очевидно, плавление исходного рестита происходило в зоне спрединга, расположенного рядом с горячей точкой. В дальнейшем, в островодужной системе, эта аномальная океаническая литосферная мантия подверглась взаимодействию с бонинитовыми расплавами, инициированными субдукцией. Это привело к появлению реститовых ультрамафитов с явными характеристиками надсубдукционных перидотитов.

Список литературы

1. *Леснов Ф.П., Подлипский М.Ю.* Геохимия акцессорных хромшпинелидов из пород Эргакского хромитоносного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) // ДАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 660-664.

2. *Савельева Г.Н., Суслов П.В.* Структура и состав мантийных перидотитов на границе с коровыми комплесами офиолитов в массиве Сыумкеу, Полярный Урал // Геотектоника. 2014. № 5. С. 3-16.

3. *Степанец В.Г.* Генезис надсубдукционных офиолитов аллохтона (северо-восток Центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2010. № 5. С. 4-15.

4. *Чернышов А.И., Юричев А.Н.* Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 2016. № 2. С. 62-77.

5. *Шмелев В.Р.* Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 649-672.

6. *Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. V. 113. P. 191-204.

7. *Dick H.J.B., Bullen T.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. V. 86. P. 54-76.

8. *Fabries J.* Spinel-olivine Geotermometry in Peridotites from Ultramafic Complexes // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. V. 69. P. 329-336.

9. *Ghazi J.M., Moazzen M., Rahghoshay M., Moghadam H.S.* The geodynamic setting of the Nain ophiolites, Central Iran: evidence from chromian spinels in the chromitites and associated rocks // Ofioliti. 2011. V. 36. № 1. P. 59-76.

10. *Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W.* Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature. 2001. V. 410. P. 677-681.

11. *Hirose K., Kawamoto T.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 133. P. 463-473.

12. *Irvine T.N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 1. Theory // Can. J. Earth Sci. 1965. V. 2. P. 648-672.

13. *Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R.* Petrological studien of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Isu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer P., Pearce J. A., Stokking L. B., et al. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125. College Station TX: Ocean Drilling Program, 1992. P. 445-485.

14. *Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F.* Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a Study of Solid and Fluid Inclusions in Chromite // Journal of Petrology. 1997. V. 38. № 10. P. 1419-1458.

15. *Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T.* Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // Contrib. Miner. and Petrol. 2000. V. 139. P. 36-53.

Петрология и геодинамика вендских плагиогранитоидов джидинской зоны

Якимов Т.С.[1], Гороховский Д.В.[2], Елбаев А.Л.[2]

[1]Бурятский государственный университет, yakimov-timur@mail.ru

[2]ГИН СО РАН

Плагиогранитоиды распространены в юго-западной части Модонкульского плутона, в пределах Бугуриктай-Модонкульского междуречья. Здесь они образуют *массивы-останцы или ксеноблоки*, сложенные преимущественно тоналитами среди диоритов и кварцевых диоритов более позднего аккреционно-коллизионного этапа. Взаимоотношения их с вмещающими диоритами тектонические, либо перекрыты рыхлыми отложениями и не наблюдаются. Породы в целом средне-, крупнозернистого сложения. Во внутреннем строении массивов отмечается зональность. Это выражается в более лейкократовом составе пород центральной части, по сравнению с ее краевой, где тоналиты содержат до 8-10 % роговой обманки, по сравнению с 1-2 % в центре.

Тоналиты представляют собой зеленовато-серые чаще массивные породы с гипидиоморфнозернистой микроструктурой.

Главными породообразующими минералами тоналитов являются плагиоклаз, кварц, амфибол и биотит. В качестве акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, циркон. Рудный минерал представлен магнетитом, вторичные - хлоритом и эпидотом.

По химическому составу гранитоиды Бугуриктай-Модонкульского междуречья однотипны и отвечают семейству гранодиоритов. Они относятся к низкокалиевым породам нормального ряда натровой серии. На классификационной диаграмме *Ab-An-Or* точки составов гранитоидов располагаются в поле тоналитов.

Тоналиты по содержаниям Al_2O_3 (>17 мас. %), Yb (0,48-0,68 г/т) отвечают всем признакам плагиогранитоидов высокоглиноземистой серии (Арт, 1983; Drummond, Defant, 1990; Туркина, 2000).

По данным U-Pb геохронологических исследований установлено, что в пределах Джидинской зоны, в интервале 570-560 млн лет назад, происходило формирование высокоглиноземистых, низкокалиевых гранитоидов. В это время, по материалам предшествующих работ**,** произошло заложение Джидинской энсиматической островной дуги, с обширным задуговым бассейном.

Первоначально считалось, что формирование плагиогранитоидов в пределах Джидинской зоны происходило на поздних этапах развития дуги, не древнее, чем 506-504 млн лет назад.

В результате более поздних исследований был установлен вендский возраст не только гранитоидов, но и габброидов и было предположено, что габброиды и гранитоиды могли кристаллизоваться в разноуровневых периферических очагах над субдуцирующим слэбом.

Островодужную природу тоналитов подтверждают геохимические данные - наличие минимумов по Nb и Ti, максимум по Sr. На дискриминационных диаграммах С.Д. Великославинского (2003), точки составов тоналитов располагаются преимущественно в полях островодужных, либо на границе островодужных и коллизионных гранитоидов.

Тоналиты по петрографическому составу и петрохимическим характеристикам относятся к высокоглиноземистым гранитоидам I-типа.

На формирование тоналитовых магм имеется несколько точек зрения, однако в современной литературе преимущественно обсуждаются две модели:

1) фракционная кристаллизация базальтовых или андезитовых магм,
2) плавление метабазитовых субстратов.

Учитывая (1) геологическое строение тоналитовых интрузий (отсутствие средних и основных разностей пород), (2) специфику петро- и геохимического составов пород – (тоналиты относятся к гранитоидам I-типа) и (3) отсутствие отрицательного Eu-минимума характерного для поздних дифференциатов основных и средних магм, можно заключить, что модель кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов для процесса формирования тоналитов Бугуриктай-Модонкульского междуречья не подходит.

Наиболее вероятной моделью их формирования можно рассматривать модель плавления мафических субстратов, которая подтверждается экспериментами по плавлению амфиболитов (Rapp et al., 1991; Rapp, Watson, 1995; Winther, 1996; Жариков, Ходоревская, 1993, 2006 и др.).

Генерация тоналитовых магм, предположительно, связывается с частичным плавлением мафического источника (субдуцирующей океанической плиты) который, в ходе погружения плиты, преобразуется в гранатсодержащие амфиболиты. Данный процесс свойственен ранним стадиям заложения зоны субдукции, при погружении и последующем плавлении молодой «горячей» океанической коры, с возрастом менее 25 млн лет, на момент формирования субдукционной системы (Defant, Drummond, 1990; Sajona et al., 1993). Sm-Nd изотопные исследования подтверждают это, поскольку тоналиты характеризуются положительной величиной $\varepsilon_{Nd}(T) = + 8.5$, а также относительно молодым возрастом протолита ($T_{Nd}(DM) = 592$ млн лет, $T_{Nd}(DM\text{-}2st) = 588$ млн лет).

На основе всего выше сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Согласно новым геохронологическим данным, в Юго-Западном Забайкалье, в пределах Джидинской зоны, впервые выделены вендские плагиогранитоидные интрузии, с возрастом 570-560 млн лет, связанные с ранними этапами развития Джидинской островной дуги энсиматического типа. Близкий возрастной диапазон (570-550 млн лет) имеют плагиогранитоиды и в других островодужных системах Центрально-Азиатского складчатого пояса, которые также как и тоналиты Бугуриктай-Модонкульского междуречья, формируют лишь мелкие массивы и характеризуют ранние этапы развития островных дуг.

2. Тоналиты по петрогеохимическим характеристикам относятся к низкокалиевым породам I-типа, а по содержанию глинозема, иттербия и отношениям Sr/Y-75-155, $(La/Yb)_N =$

6.4-10.6 они отвечают всем признакам плагиогранитоидов высокоглиноземистой серии (Арт, 1983, Drummond, Defant, 1990, Туркина, 2000).

3. Образование исходных расплавов для тоналитов происходило за счет частичного плавления метабазитового источника (типа MORB) молодой «горячей» океанической коры (с возрастом 586-592 млн лет) погруженной в зону субдукции, при давлении около 16 кбар и температуре 1040 ^{0}C, в равновесии с гранатсодержащим реститом.

4. Изотопные данные ($\varepsilon_{Nd}(T) = + 8.5$) в совокупности с геохимическими характеристиками гранитоидов свидетельствуют о ведущей роли ювенильных источников, производных деплетированной мантии, при генерации исходных расплавов плагиогранитоидов Бугуриктай-Модонкульского междуречья. Участие древнего корового вещества при этих процессах изотопией не зафиксировано.

Список литературы

1. *Арт Дж.Г.* Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99-105.

2. *Великославинский С.Д.* Геохимическая типизация кислых пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11. №4. С. 363-380.

3. *Гордиенко И.В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. - М.: Наука, 1987. 237 с.

4. *Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л. и др.* Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // ДАН. 2015. Т. 463. № 5. С. 576-580.

5. *Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В. и др.* Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 8. С. 956-962.

6. *Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л. и др.* Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. 45-65.

7. *Гордиенко И.В., Метелкин Д.В.* Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 91-108.

8. *Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др.* Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика, 2007. Т.48. №1. С. 120-140.

9. *Елбаев А.Л.* Раннеордовикский гранитоидный магматизм Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Автореферат кандидатской диссертации. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 2013. 18 с.

10. *Туркина О.М.* Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704-717.

11. *Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. N 347. P. 662-665.

12. *Drummond M.S., Defant M.J.* A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisions: Journal of Geophysical Research, 1990, v. 95, p. 21,503-21,521.

13. *Patino Douce A.E.* What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? / Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques (Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. Eds.). Geological Society Special Publications, 1999, Vol. 168, p. 55-75.

14. *Sajona F. G., Maury R. C., Bellon H. et al.* Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines // Geology. 1993. V. 21. P. 1007–1010.

ГЕОФИЗИКА И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рельеф и четвертичные отложения Ладожского озера по результатам многоканального сейсмоакустического профилирования в 2014–2015 гг.

Беляев П.Ю.
Институт наук о Земле СПБГУ

Многоканальное сейсмоакустическое профилирование (НСП) было проведено в Ладожском озере в 2014 и 2015 году в рамках выполнения комплексной программы по изучению квартера по периферии Балтийского кристаллического щита. Работы выполнялись сотрудниками СПБГУ, МГУ им. Ломоносова и КарНЦ РАН. В ходе этих работ было выполнено более 800 погонных километров профилей, а для обработки полученных данных использовалась программа KINGDOM. Полученные данные были использованы для оценки:

- мощности четвертичных отложений Ладожского озера;
- особенностей рельефа дна озера;
- строения чехла четвертичных отложений;
- экзогенных и эндогенных геоморфологических процессов, протекающих или протекавших на дне озера.

После интерпретации сейсмоакустических данных, на профилях по характеру записи были выделены следующие типы отложений: озёрные нефелоиды голоценового возраста; 3 комплекса лимногляциальных отложений, соответствующие различным стадиям приледниковых озёр; морена осташковского возраста, фациально замещающаяся флювиогляциальными отложениями. Особо следует отметить, что также были впервые выявлены на озере подводные оползневые отложения, указывающие на возможную активизацию современных геодинамических движений. Выделение этих горизонтов помимо прямых признаков (характер записи) велось также на основании косвенных признаков (например, геоморфологического положения) и при использовании данных ОАО «Севморгео» (Давыдова и др., 1986).

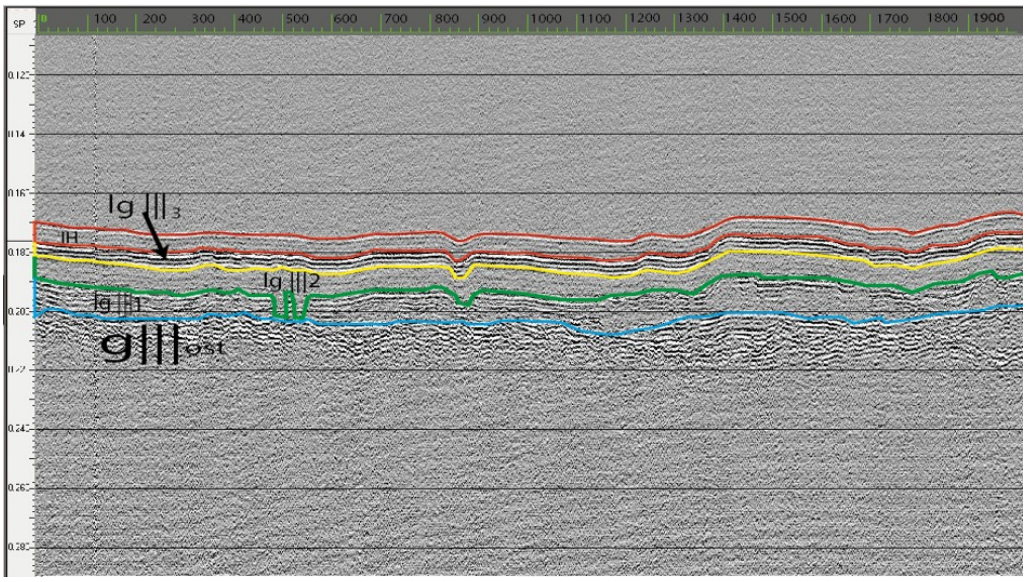


Рис. 1. Типичный разрез озёрных отложений в центральной части озера, в зоне прохождения 100 метровой изобаты.
Условные обозначения на донном участке профиля: lH – современные озёрные нефелоиды, lg $III_{1,2,3}$ – лимногляциальные отложения, соответствующие различным стадиям приледниковых озёр, $gIII_{ost}$ – морены осташковского возраста.

Кроме строения четвертичного чехла, на сейсмограммах можно проследить особенности строения рельефа, выделить предполагаемые зоны современной тектонической активности и впервые выделить в Ладожском озере выходы газа, морфологически отраженные в виде поп-марков.

На основании интерпретации данных НСП 2014 года, в геолого-геоморфологическом отношении, северную часть озера можно охарактеризовать как озёрную аккумулятивную равнину на моренном цоколе, а южную – как озёрно-ледниковую аккумулятивную равнину на коренном цоколе. Ниже приведён участок из центральной части профиля, проходящего через середину Ладожского озера, в зоне прохождения 100 метровой изобаты, и являющийся типичным разрезом озёрных отложений.

Рельеф на данном участке равнинный, в геолого-геоморфологическом отношении представляет из себя озёрно-ледниковую аккумулятивную равнину на коренном цоколе. При этом можно заметить, что благодаря облекающему характеру залегания, осадки заполняют палеоврезы в толще lg III.

Благодарности. *Особую благодарность хочется выразить сотрудникам кафедры геофизики МГУ им. Ломоносова за организацию работ по сейсмоакустическому профилированию и предоставление фактического материала, научному руководителю, доктору геолого-минералогических наук Рыбалко А.Е. за очень значимые корректировки в данной работе. Генеральному директору ЦАСД МГУ им. М.В. Ломоносова М.Ю. Токареву за возможность использования сейсмоакустических материалов и экипажу НИС «Эколог». Работы были проведены при поддержке гранта СПбГУ, проект №104-206.*

Список литературы

1.*Давыдова Н.Н., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Субетто Д.А.* Новые данные по стратиграфии донных отложений Ладожского озера // Тезисы докл. совещания в Таллинне. Таллинн, 1968. С. 24–27. (Изучение озерно-болотных формаций в целях палеогеографических реконструкций. Таллинн, 1986. С. 24-30)

Геофизические поисковые признаки купольных залежей шунгитоносных пород (на примере Хмельозерской синклинали Онежского синклинория)

Дейнес Ю.Е.

Институт геологии КарНЦ РАН, deines@krc.karelia.ru

Высокоуглеродистые шунгитоносные породы (ШНП) с содержанием $C_{св}$ от 10 до 45% принято называть максовитами (Филиппов, 2002). Они стратиграфически относятся к верхней подсвите заонежской свиты людиковийского надгоризонта нижнего протерозоя. Согласно диапировой модели формирования (Органическое…, 1994) залежи максовитов приурочены к антиклинальным структурам третьего порядка и имеют фиксированное расстояние между соседними куполами, находящимися на одном валу (структуре третьего порядка), так называемую длину волны.

Цель работы - выявление геофизическими методами купольной залежи максовитов в пределах Хмельозерской синклинали.

Для достижения цели решались следующие **задачи**: 1) уточнение геологического строения изучаемых участков; 2) выявление антиклинали третьего порядка и ее структурных особенностей; 3) поиск купольной залежи максовитов в пределах этой структуры.

Хмельозерская синклиналь является структурой второго порядка Онежского синклинория (порядок структур определяется масштабом, а не временем формирования). Находится в его центральной части, имеет северо-западное направление. Сделано предположение, что Хмельозерская структура по аналогии с соседней Толвуйской синклиналью представлена системой субпараллельных антиклинальных и синклинальных

складок третьего порядка северо-западного простирания (аз. 320°), в шарнирах антиклинальных складок которой развиты структуры четвертого порядка, собственно купольные залежи максовитов.

Значительная часть разреза заонежской свиты сложена габбродолеритами, зоны развития которых, хорошо выделяются в магнитных полях интенсивными положительными аномалиями. В тоже время над пластами ШНП, в связи с их диамагнитностью, за счет шунгитового вещества интенсивность магнитного поля снижается. Так как повсеместно пласты ШНП залегают на контакте с основными породами или перекрываются ими, интенсивность магнитного поля может сложным образом варьировать. При этом, мощные скопления максовитов вполне могут проявляться в виде понижений магнитного поля при оптимальном сглаживании (Органическое…, 1994).

Высокая электрическая проводимость шунгитового вещества и его электрохимические свойства обеспечивают появление над ШНП отрицательных потенциалов естественного электрического поля (ЕЭП), которые достигают -1000 мВ. Наблюдаемые над ШНП ЕП по знаку и интенсивности подобны полям электрохимического происхождения, связанным с природными электронными проводниками, находящимися в ионной среде.

К настоящему времени накоплен обширный фактический материал о радиоактивных свойствах ШНП (Органическое…, 1994). Он был собран при проведении многолетних специализированных работ ГГП "Невсгеология" и ВСЕГЕИ в различных районах Карелии, в том числе в структурах, где ШНП хорошо развиты (Онежская структура).

Данные радиометрии показывают, что естественная радиоактивность ШНП заонежской свиты 14-17 мкР/ч.

Таким образом, основываясь на контрастности физических свойств максовитов (магнитных и электрических, радиоактивности) и вмещающих пород, а также учитывая структурные признаки формирования купольных залежей, был выбран комплекс геофизических методов, позволяющий картировать ШНП, выходящие под четвертичные отложения.

Для исследования геофизическими методами были выбраны два Фоймогубских участка (Шильтя и Малая Шильтя) Медвежьегорского района Карелии, на которых ранее Карельской комплексной геолого-разведочной экспедицией (КГРЭ) проводились геологический работы, давшие положительный результат по выявлению горизонтов ШНП. На участках были выделены два пласта ШНП: нижний мощностью 10 м и верхний мощностью около 15 м. Пласты разделены силлом габбродолеритов мощностью 15-25 м, перекрывают и подстилают ШНП кварц-хлорит-серицитовые сланцы. Выходы пластов ШНП на поверхность (под четвертичные отложения) проходят по центральной части участков. Ширина выходов 30-100 м. В районе д. Шильтя развиты мелкие складки: антиклинальный выступ, заходящий с юго-востока, и синклиналь, открытая к северо-западу. Простирание осей этих складок 330°. Размах крыльев антиклинали по выходам верхнего пласта до 700 м, длина 1,5 км. Размах крыльев синклинали 200 м, протяженность ее 1 км (Купряков, Михайлов, 1974). Весь участок перекрыт четвертичными отложениями различной мощности.

Геофизическая сеть наблюдений включала 27 профилей и две магистрали. Измерения методом естественного электрического поля проводились по обоим участкам. По результатам измерений построен план изолиний ЕП (рис. 1). Методом ЕП уверенно выделяются горизонты ШНП (отрицательные аномальные зоны до -1000мВ) на обоих участках, а также прослеживается ось структуры третьего порядка, имеющая направление 320° и практически совпадающая со второй магистралью. Природу отрицательных аномалий ЕП на участках подтверждают повышенные значения гамма-поля в пределах этих аномалий.

Магниторазведка была проведена на участке Малая Шильтя по профилям в пределах аномальной зоны ЕП. В результате работ выявлена отрицательная аномальная зона округлой формы, которую мы можем наблюдать на плане изолиний аномального магнитного поля dT (рис. 2). Скорее всего, она связана с купольной структурой четвертого порядка - залежью

максовитов. В юго-западной части участка фиксируется положительная аномальная зона, вероятно связанная с силлом габбродолеритов.

Итак, с помощью комплекса геофизических методов, нам удалось уточнить геологическое строение Фоймогубских участков, а именно, определить положение антиклинальной структуры третьего порядка, которая оказалась западнее, чем была определена по результатам буровых работ 1972-1974 гг. Также удалось выявить, предположительно, купольную структуру максовитов в пределах участка Малая Шильтя.

Проведенные исследования позволяют прогнозировать нахождение купольных залежей максовитов в пределах выявленной антиклинальной структуры третьего порядка на расстоянии (по аналогии с Толвуйской синклиналью) около 1750 м от участка Малая Шильтя.

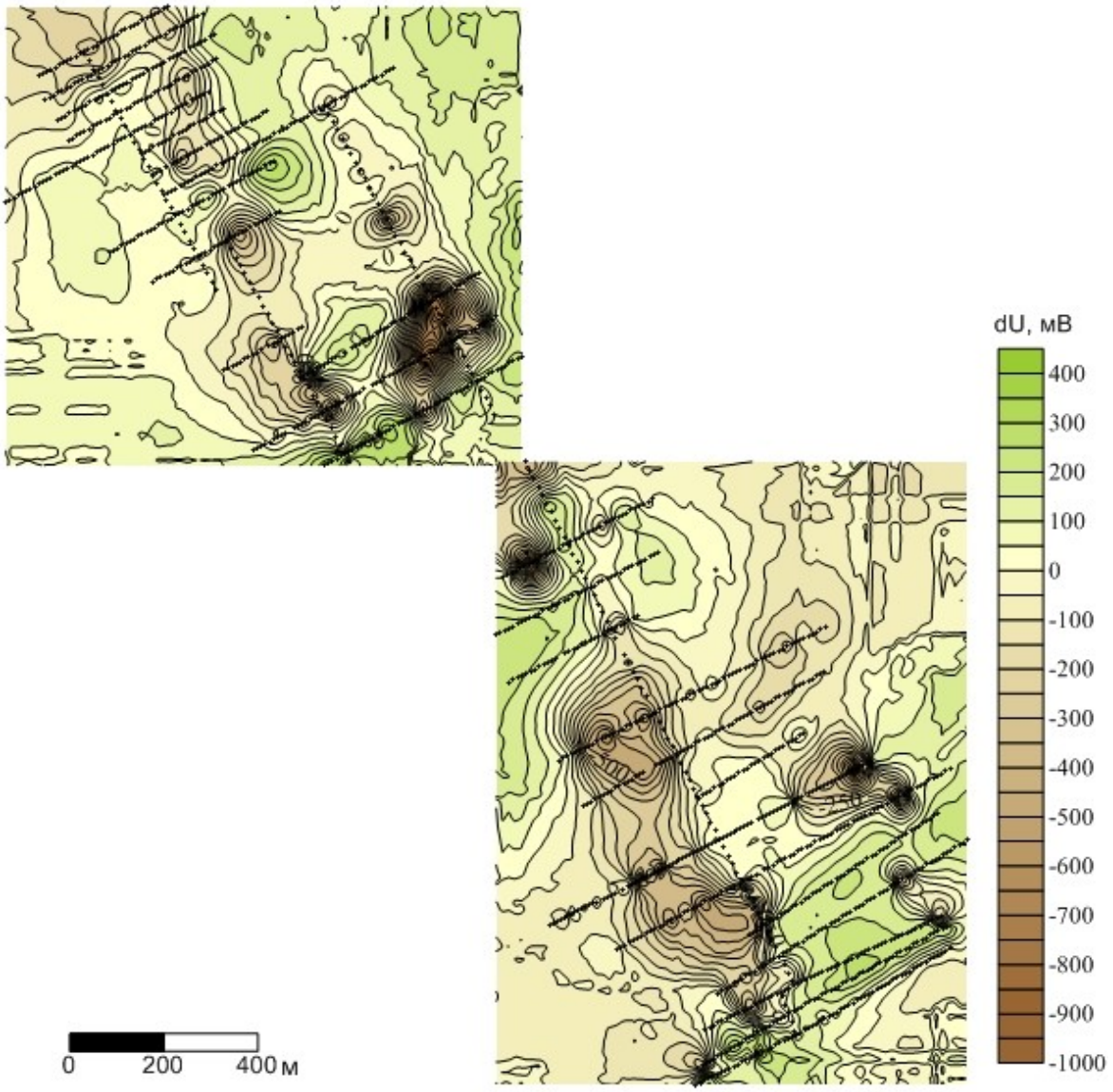


Рис. 1. План изолиний разности потенциалов ЕП (dU, мВ). Участки Шильтя и Малая Шильтя.

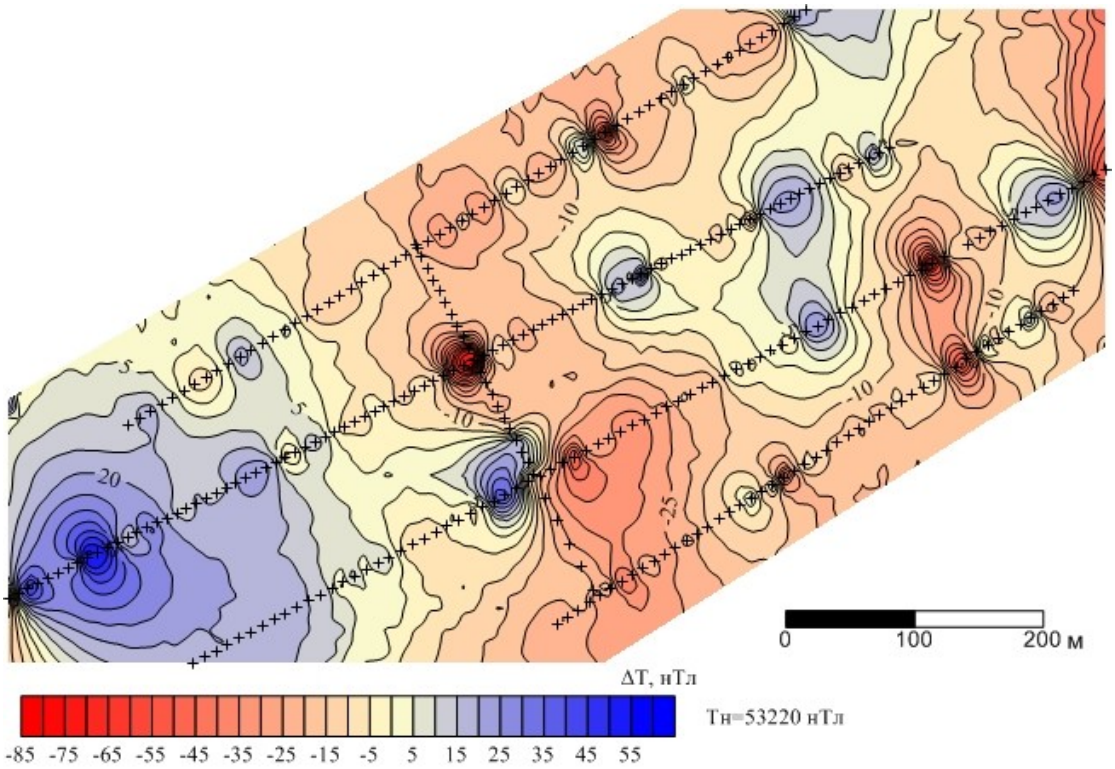


Рис. 2. План изолиний аномального магнитного поля (dT, нТл). Участок Малая Шильтя.

Список литературы

1. *Купряков С.В., Михайлов В.П.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на шунгитсодержащие породы, проведенных на Зажогинском и Фоймогубском участках в 1972-1974 гг. Фонды ККГРЭ, ПГО «Севзапгеология». Петрозаводск, 1974. 150 с.

2. Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / *М.М. Филиппов, А.И. Голубев, П.В. Медведев и др.* Петрозаводск, 1994. - 208 с.

3. *Филиппов М.М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.

Изучение вибрационного поля на территории Васильевского острова Санкт-Петербурга с целью оценки состояния геологической среды

Изотова В.А., Панкратова К.В.

ФГБОУ ВПО «Санкт-Петербургский горный университет», violettaizotova@yandex.ru

Вибрационное поле в пределах урбанизированных территорий имеет сложный характер. Его структура и количественные параметры определяются суперпозицией влияния различных источников и факторов. При этом количество источников воздействия очень велико.

Результаты многочисленных измерений показали, что вибрационный фон на урбанизированных территориях связан в основном с движением транспорта. Транспортные магистрали, формирующие своеобразный «каркас» территории, образуют сложную систему линейных источников вибрации практически постоянного действия.

Размер зоны влияния вибрационного действия трамвая примерно в 2 раза больше по сравнению с железной дорогой (несмотря на то, что железнодорожная линия является более интенсивным источником). Это кажущееся может быть связано с двумя основными причинами: во-первых, линии железной дороги обладают лучшей виброизоляцией (наличие насыпи и т.п.) и, во-вторых, измерения вибрации, создаваемой трамваем, проводились на

городских территориях, где имел место достаточно высокий фоновый уровень вибрации, в то время как большая часть измерений на железной дороге была выполнена в иных, более «спокойных» условиях.

В отличие от рельсового транспорта автомобильные автомагистрали – наиболее распространенный источник вибрационного воздействия – оказывают воздействие в основном за счет движения по ним практически непрерывного потока транспортных средств, каждое из которых возбуждает относительно малоамплитудные колебания. Важной характеристикой этого источника является зависимость уровня вибрации в придорожной зоне от интенсивности транспортного потока (Локшин и др., 1992).

Основной вклад в постоянно существующее и меняющееся в течение суток «вибрационное поле» на территории Васильевского острова вносит движущийся наземный и подземный транспорт: автомобили, трамваи и метрополитен (табл.1). Меньшее значение в силу локальности распространения вносят строительные и промышленные машины.

Для Васильевского острова рассматривая систему взаимодействия «источник вибрационного воздействия – грунтовый массив – объект воздействия» необходимо учитывать следующие моменты.

Интенсивная застройка территории города привели к снижению эффективности естественных стоков воды, что вызвало повышение уровня грунтовых вод. Последнее обстоятельство, с одной стороны, повышает чувствительность массива к передаче динамических нагрузок, с другой стороны – снижает прочность оснований фундаментов существующих зданий.

Другим фактором, который снижает степень воздействия зданий к динамическим нагрузкам, является их реконструкция. На сегодня практически все первые этажи и подвалы зданий были реконструированы с нарушением целостности капитальных стен за счет создания новых оконных или дверных проемов. Следует к этому же добавить и возросшую нагрузку на сами здания вследствие дополнительного технического оснащения (системы вентиляции, кондиционирования, водоснабжения и др.), не учтенные ранее на стадии проектирования зданий, особенно в зоне исторического центра.

Заметный износ наблюдается и самих рельс, и дорожных покрытий, что помимо других факторов также существенно влияет на создаваемую дополнительную нагрузку вследствие удара колес транспорта при попадании на деформационные участки.

Таблица 1. Характеристика источников вибрационного воздействия (по Жигалину А.Д., Локшину Г.П.)

Источник	Классификация источников				Характеристики					
					Основная частота, Гц	Виброскорость		виброускорение		Зона действия, м
	по форме и размерам	по положению относительно земной поверхности	по времени и продолжительности деятельности	по местонахождению на территории		10^{-3}, м/с	дБ	м/с^2	дБ	
Автомобильная магистраль	Линейный	Наземный	Постоянный периодический		10-20	0,005-0,07	40-65	0,0003-0,011	До 31	40-100
Железная дорога	Линейный	Наземный подземный	Периодический	Зональный, экстерриториальный	10-30	16-50	110-120	1,0-22,0	70-97	150-300
Метрополитен	Линейный объемный	Наземный подземный	Периодический	Общегородской	30-60	0,3-0,9 50-5000	75-85 120-160	0,06-0,3 10,0-1800	45-60 90-135	60-120
Трамвай	Линейный	Наземный	Периодический	Общегородской	20-45	1,6-160	90-130	0,2-45,2	56-103	150-300

Особенности поведения грунтов при вибрационном воздействии определяются составом, состоянием и физико-химическими условиями, а также параметрами и продолжительностью действия нагрузки. Так при относительно слабом, но продолжительном воздействии вибрации основные процессы, происходящие в грунтах, могут быть сходны с теми, которые наблюдаются при сильном кратковременном воздействии. При этом чем меньше действующая нагрузка, тем процесс накопления деформаций в грунте является более длительным.

Совместное действие на фундамент статистических и динамических нагрузок приводит к изменению состояния грунта основания.

При этом различаются три фазы:

- уплотнения,
- образования начальных сдвигов
- разрушения (Вознесенский, 1999; Локшин, Чеснокова, 1992)

Вибрационное уплотнение происходит за счет уменьшения пористости грунта и может иметь место только в рыхлых грунтах, в частности песчаных со средней плотностью.

В глинистых грунтах, обладающих даже небольшим сцеплением, а также в плотных песках вибрационное уплотнение практически не наблюдается (Иванов, 1962).

Водонасыщенные дисперсные грунты, слагающие разрез Васильевского острова, оказываются наиболее чувствительными к действию внешних динамических нагрузок. В грунтах такого типа могут развиваться специфические явления, выражающиеся в потере прочности грунта (разжижение), а затем после прекращения воздействия – постепенном ее восстановлении. При этом разжижение как следствие вибрационного воздействия может иметь различную природу, а именно тиксотропную, гравитационную и плывунную.

Динамическое воздействие на геологическую среду приводит к уплотнению рыхлых и недоуплотненных грунтов, что особенно существенно в условиях распространения искусственных так называемых техногенных отложений, к нарушению структуры непрочных тиксотропных грунтов. Как следствие этого, здания и сооружения, располагающиеся вдоль магистралей с интенсивным движением транспорта, могут испытывать осадку в среднем на 3—8 мм больше, чем здания и сооружения, находящиеся в стороне от магистралей. В пределах зон вибрационного воздействия метрополитена наблюдается дополнительная осадка зданий на 50—200 мм (Жигалин и др., 1989).

В условиях второй фазы напряженного состояния грунта — образования начальных сдвигов — в грунтовой толще появляются области пластических деформаций (Гениев,1958).

При наличии таких областей появление даже относительно небольших динамических нагрузок приводит к образованию сдвигов в толще грунтов, причем в этом случае уплотнения всей толщи может и не происходить (Осипов, 1997; Вознесенский, 1999).

Появление дополнительных динамических осадок зданий, вызванных сотрясениями от движущегося транспорта и другими слабыми вибрациями можно объяснить не уплотнением всей толщи грунта основания, а образованием в ней малых пластических сдвигов (Жигалин,

1989; Локшин и др., 1992).

Изучение характеристик источников вибрационного воздействия на геологическую среду позволяет сделать некоторые выводы:

1. Вибрационное воздействие на геологическую среду урбанизированных территорий формируется в основном за счет движения различных видов транспорта.
2. Основными факторами, определяющими интенсивность вибрационного воздействия, частотный состав колебаний и размеры зоны влияния транспортных источников вибрации, являются интенсивность и состав транспортного потока, а также состояние и качество дорожного покрытия (Локшин Г.П. и др. 1992).

Для оценки вибрационного воздействия использовался способ поквадратной оценки территорий. Для этого территория Васильевского острова разбивается на квадраты (250*250 м) и в пределах каждого из них определяются параметры, характеризующие

рассматриваемое воздействие (рис.1). Оценка вибрационного воздействия проводится для каждого вида транспорта отдельно. Это связано с тем, что механизм вибрационного воздействия, создаваемого автомобильным и рельсовым транспортом, несколько различается.

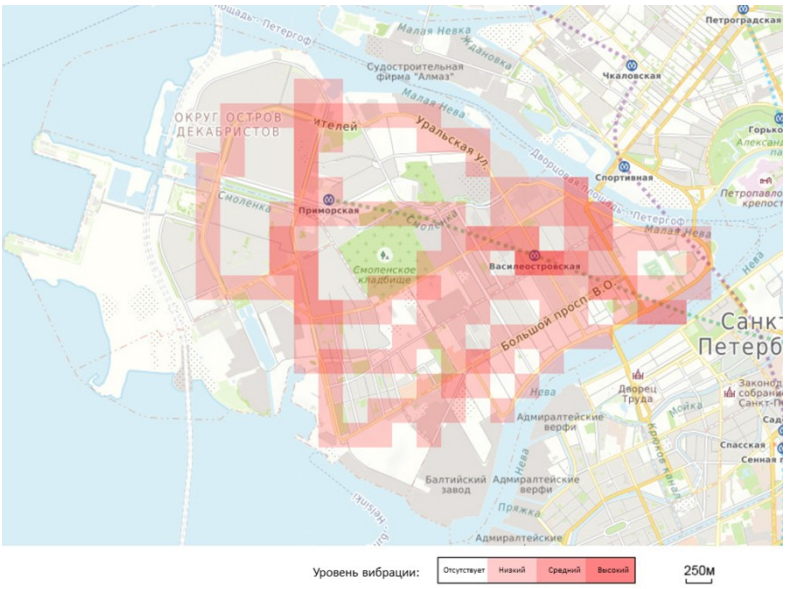


Рис.1. Карта-схема вибрационного поля Васильевского острова Санкт-Петербурга.

В качестве основных оценочных характеристик вибрационного воздействия автотранспорта выбраны интенсивности транспортного потока на них и уровня вибрации, создаваемой движущимися транспортными средствами.

Оценка вибрационного воздействия, оказываемого рельсовым транспортом (трамваем), включает определение в пределах квадрата площади зон, непосредственно примыкающих к источнику, с различным уровнем вибрации. Также учитывалось наличие на Васильевском островеа линии метрополитена.

Конечная оценка выполнена с учетом суммирования вибрационного воздействия от различных источников для каждого квадрата. Участки, где отсутствует влияние выделенных факторов, рассматриваются как без вибрационного воздействия. Для зон, где отмечено воздействие одного фактора – низкий уровень воздействия; два – средний уровень; три – высокий.

Оценка транспортного вибрационного воздействия показала, что значительная часть территории Васильевского острова является областью с отсутствием вибрационного воздействия (62%). 1% территории Васильевского острова испытывают высокие уровнем вибрационного воздействия. Участки, характеризующиеся средним уровнем вибрационного воздействия, занимают 8% всей территории острова и не формируют единой области. На отдельных участках (29% от общей площади) вибрационное воздействие имеет низкий уровень.

При низком уровне вибрации негативных последствий вибрационного воздействия на геологическую среду не наблюдается. При среднем уровне воздействия предполагается, что геологическая среда может претерпевать изменения, не выходящие за рамки допустимых изменений. В этом случае мероприятия, направленные на оптимизацию инженерно-геологических условий при их негативных изменениях при вибрационном воздействии соответствуют инженерной подготовки территории. Воздействие высокого уровня отвечает такому воздействию, которое может вызывать изменения геологической среды, выходящие за рамки предельно допустимых. В такой ситуации поддержание нормального состояния

геологической среды, испытывающей вибрационное воздействие, требует осуществления специальных мероприятий применительно к конкретным создавшимся условиям (Жигалин, 1989; Локшин, Чеснокова, 1992).

Дальнейшая работа будет направлена на количественную оценку вибрационного влияния на грунты.

Список литературы

1. *Вознесенский Е.А.* Динамическая неустойчивость грунтов – М.: Издательство «Эдиториал», 1999. 264 с.
2. *Гениев Г.А.* Вопросы динамики сыпучей среды. М.: Госстройиздат, 1958. 122 с.
3. *Гурвич В.И., Жигалин А.Д., Локшин Г.П., Труфманова Е.П.* // Инженерная геология. 1991. №1. С. 74–81.
4. *Жигалин А.Д.* Техногенные физические поля и их роль в изменении геологической среды городов // Гидрогеологические и инженерно геологические условия территории городов. М.: Наука, 1989. С. 31–37.
5. *Жигалин А.Д., Локшин Г.П.* Формирование вибрационного поля в геологической среде // Инженерная геология. 1991. № 6. С. 110–120.
6. *Иванов П. Л.* Разжижение песчаных грунтов. Л.: Госэнергоиздат, 1962. 260 с.
7. *Локшин Г.П., Чеснокова И.В.* Транспортные магистрали и геологическая среда (оценка техногенного воздействия). М.: Наука, 1992. 112 с.
8. *Осипов В.И.* Природа прочности и деформационных свойств глинистых грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1997. 232 с.

Изучение мнимой и реальной компоненты в частотной области метода вызванной поляризации

Мельников В.Н., Миллер А.А.

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Санкт-Петербургский горный университет», dfcz1944@yandex.ru.

Метод вызванной поляризации(ВП) является одним из ведущих при поиске и разведке твердых полезных ископаемых. Это связано с тем, что он является единственным электроразведочным методом, позволяющим выделять вкрапленность электронопроводящих минералов. А они в свою очередь указывает на гидротермальные или метасоматические процессы в толще земли, с которыми часто связано оруденение золота, урана, полиметаллов.

Метод интенсивно развивался во второй половине прошлого века. Значительный вклад в его развитие внесли В.А. Комаров, В.В. Кормильцев, А.П. Карасев, Б.Г. Геннадиник, А.П. Булашевич, О.М. Шаповалов, С.М. Шейнман, И.К. Овчинников, А.Ф. Постельников, Х.О. Сигел, В.Х. Пелтон, Дж.Р. Уэйт, Д.Дж. Маршал и многие другие. Но, не смотря на многолетние исследования вкрапленных руд, так и не удалось сформулировать единую концепцию причин возникновения вторичных электрических полей ВП. Поэтому и в наше время эта тема актуальна и существует несколько нерешенных вопросов. Один из них — это разделение аномалий от углеродосодержащих и сульфидных пород. Обычно для решения этой задачи применяют магниторазведку и геохимию. Но однозначных ответов они не дают.

Существует две области измерений для этого метода – временная и частотная. Самые первые эксперименты проводились во временной, но многолетний опыт показал, что разделять породы в ней невозможно. Поэтому ученые обратились к частотной.

Таким образом, за рубежом сформировался отдельный метод, названный Спектральной Вызванной Поляризации (Spectral Induced Polarization или SIP). Это метод регистрации спектров комплексных величин в большом диапазоне частот от 10мГц до 10кГц (Ghorbani, 2007).

SIP теоретически основывается, на том что проводящие и емкостные свойства горных пород можно представить в виде комплексных параметров: проводимость (σ^*), сопротивление (ρ^*), диэлектрическая проницаемость (ε^*). Они связаны между собой по формуле:

$$\sigma^* = \frac{1}{\rho^*} = i\omega\varepsilon^* \quad (1)$$

Где $\omega = 2\pi f$, угловая частота и $i = \sqrt{-1}$. Комплексные электрические параметры могут быть выражены в полярной и прямоугольной форме. Например, комплексную проводимость возможно представить в виде амплитуды ($|\sigma|$) и фазы (φ) или как реальную (σ') и мнимую (σ'') компоненту:

$$\sigma^* = |\sigma^*| e^{i\varphi} = \sigma' + i\sigma'' \quad (2)$$

$$\varphi = \tan^{-1}\frac{\sigma''}{\sigma'} \quad (3)$$

Связь между реальной и мнимой составляющих комплексного сопротивления и проводимости выражается:

$$\rho' = \frac{1}{|\sigma^*|^2}\sigma' \quad (4)$$

$$\rho'' = \frac{1}{|\sigma^*|^2}\sigma'' \quad (5)$$

Другие параметры спектральной вызванной поляризации – частотный эффект (PFE) и металл фактор (MF), их можно найти по формулам:

$$PFE = 100 * \frac{\sigma(\omega_1) - \sigma(\omega_0)}{\sigma(\omega_0)} \quad (6)$$

$$MF = a(\sigma(\omega_1) - \sigma(\omega_0)) \quad (7)$$

Их аналоги во временной области – поляризуемость (M) и нормированная поляризуемость (MN):

$$M = \frac{1}{V_{\max}(t_1 - t_0)}\int_{t_0}^{t_1} V(t)dt \quad (8)$$

$$MN = M\sigma' \quad (9)$$

Где ω_0 низкая частота, ω_1 высокая частота, a безразмерная константа, $V(t)$ разность потенциалов, измеренная после выключения тока за время t, $V_{\max}$ максимальная разность потенциалов, полученная во время протекания тока и ограниченное временное окно (t_0, t_1) через которое кривая спада напряжения интегрируется.

Зависимости между φ, PFE и M как теоретически, так и экспериментально хорошо изучены (Marshall et al., 1959). Эти параметры наиболее информативны, когда регистрируются мнимая и реальная компоненты, то есть емкостные (σ'') и

электропроводящие (σ') свойства пород на низких частотах. На этих частотах емкостные свойства в первую очередь контролируют механизмы электрохимической поляризации, а электропроводящие – электролитическую проводимость флюида в порах. Таким образом, параметры вызванной поляризации чувствительны к поверхностной проводимости. Металл фактор и нормированная поляризуемость характеризуют химические свойства среды и, следовательно, полезны для оценки литологической и геохимической изменчивости (Lesmes et al., 2001).

За последние десять лет метод регистрации спектров комплексных величин нашел свое применение в гидрогеологии, экологии, биогеофизике, рудной и даже в нефтяной отрасли.

К рудной сфере интерес ученых понизился. Но возрос к использованию в экологии и гидрогеологии. Это связано с тем, что изучать неоднородные и разнообразные, не везде распространенные сульфиды, в отличие от тех же водных горизонтов, довольно сложно. В литературе представлено мало примеров полевых работ поиска и разведки месторождений, в основном можно найти публикации о петрофизических исследованиях и математическом моделировании.

Стоит отметить тот факт, что небольшое количество отечественных ученых, по сравнению с иностранными коллегами, занимаются вопросами метода ВП в частотной области.

Цель работы – поиск решения одной из главных проблем метода ВП в рудной геофизике – разделение аномалий от углеродосодержащих и сульфидных пород.

Проблема заключается в том, что эти горные породы в электрических полях отображаются одинаково, так как они хорошо проводят ток и имеют повышенную поляризацию.

Для изучения данной темы потребовалась аппаратура, способная регистрировать мнимую и реальную компоненту в большом диапазоне частот. Но почти весь аппаратурный комплекс для этого метода дорогостоящий и иностранный. Поэтому был разработан и спроектирован прибор, для решения поставленной задачи. Для измерения комплексных величин, мы обратились к принципу синхронного детектирования(рис.1).

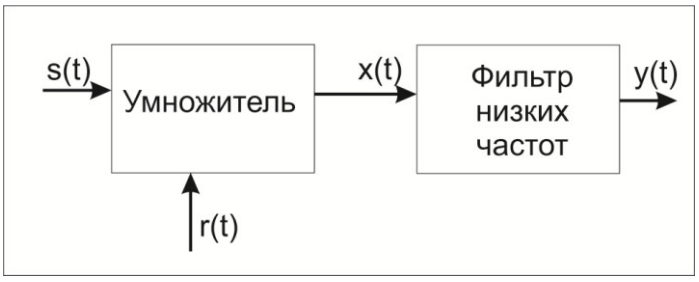


Рис.1 Блок-схема синхронного детектирования, где s(t) – входной сигнал; r(t) – опорный сигнал, обычно той же частоты, и имеющий какой-то фиксированный сдвиг по фазе с входным; x(t) – сигнал на выходе синхронного детектора; y(t) – выходной сигнал.

На выходе получаем сигналы мнимой и вещественной компоненты напряжения в виде:

$$\sigma' = \frac{RS}{2}\cos\varphi \tag{10}$$

$$\sigma'' = \frac{RS}{2}\sin\varphi \tag{11}$$

Где R – амплитуда опорного сигнала; S – амплитуда входного сигнала.

На электроды подаются прямоугольные импульсы. При их формировании выходные транзисторы генератора работают в ключевом режиме, то есть или полностью открыты, или

полностью закрыты. Таким образом, на них выделяется минимальная тепловая мощность. Использование синусоидальной формы возбуждающего напряжения привело бы к необходимости использовать большие радиаторы для рассеивания тепла на выходном каскаде и снижению к.п.д. устройства. В то же время использование прямоугольных импульсов приводит к появлению гармоник основной частоты, что необходимо учитывать при обработке.

Известен способ калибровки аппаратуры на RC-цепочках. В первом приближение RC цепочка повторяет ситуацию в массиве горных пород (рис.2).

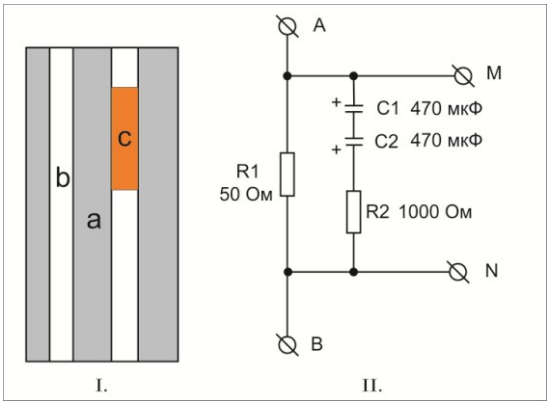


Рис.2. I. Модель массива горных пород.
a) Вмещающие горной породы, b) Перспективное рудное тело (например, кварцевая жила), c) Вкрапленность сульфидов, способная накапливать ток. II. Эквивалентная RC цепочка. Где конденсаторы соответствуют сульфидной вкрапленности, а сопротивления рудным телам. A, B – питающие электроды, M, N – приемные. Два электролитических конденсатора нужны, для подачи напряжения разных полярностей.

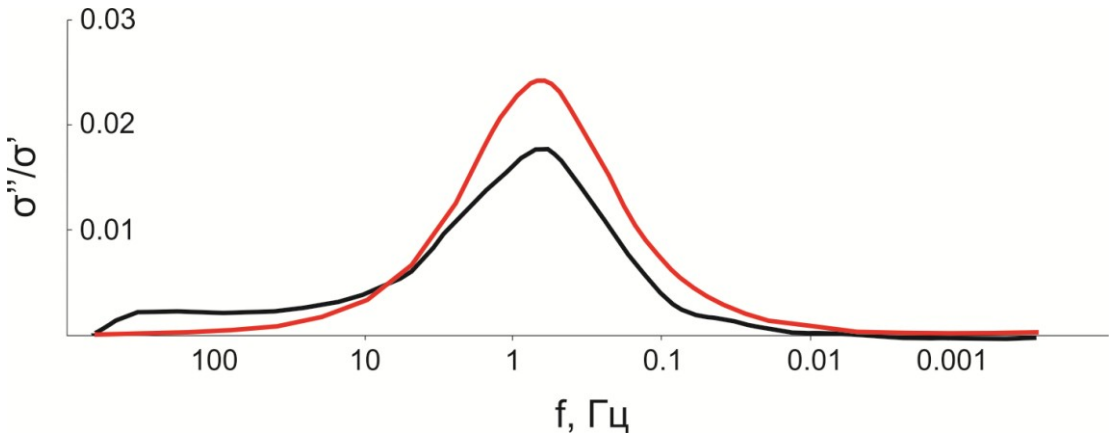


Рис.3 Результат калибровки макета аппаратуры ВП с измерением квадратурных компонент сигнала; красная линия – теоретическая кривая, рассчитанная из параметров цепи на рисунке 2; черная линия – практическая кривая, полученная при калибровке.

На рисунке 3 представлен результат соотношения теоретической и измеренной кривой. На нем наблюдается довольно большое расхождение кривых. Эта проблема изучается отдельно. Одна из гипотез, почему графики расходятся, в том, что подаются прямоугольные импульсы, а теоретическая кривая рассчитана для синусоидальных. В следующих версиях прибора ожидается улучшение сходимости теоретической и полученной кривых.

На первой стадии работы был создан макет аппаратуры. При помощи которого, в силу своих возможностей, были выполнены петрофизические исследования в баке с электролитом

и на образцах горных пород. В результате, было замечено, что спектры для разных пород отличаются. Отталкиваясь от этого факта, была построена полевая аппаратура, которая будет протестирована летом 2016 года на одном из лицензионных участков Эльдорадинской золоторудной площади Северо-Енисейского района Красноярского края.

Аппаратура регистрирует значения в диапазоне частот от 625Гц до 0.000298 Гц, с шагом в 2 раза, всего 22 частоты. Учитывая электромагнитные помехи проводов, наиболее информативный диапазон значений от 10Гц и ниже.

В планах измерить некий профиль или площадь и сопоставить результаты с данными электротомографии, магниторазведки, геохимии и вызванной поляризации во временной области, полученными автором проекта над тем же объектом летом 2015 года.

Полевые работы будут выполнены при поддержке красноярской геологоразведочной компании «Прогноз».

Измерения будут вестись симметричной установкой AMNB по 20 метров между электродами. В качестве AB – питающие латунные электроды, MN – приемные неполяризующиеся электроды ЭМС-0,4, генератор – АСТРА100.

В результате будут подтверждены или опровергнуты аномалии, полученные на предыдущей стадии поисков, а так же, будут получены новые данные, благодаря которым, возможно судить о перспективности участка на золоторудность.

Итоги полевого сезона будут представлены на конференции в октябре.

Список литературы

1.*Ghorbani A.* Contribution au developpement de la resistivite complexe et a ses applications en environnement, PhD, Universite Pierre et Marie Curie (Paris-6). 2007. 231 p.

2.*Lesmes D.P., Frye K.M.* The influence of pore fluid chemistry on the complex conductivity and induced polarization responses of Berea Sandstone // Journal of Geophysical Research. 2001. 106. P. 4079–4090.

3.*Marshall D. J. and Madden T. R.* Induced polarization -A study of its causes // Geophysics. 1959. 24. P. 790–816.

Гравиметрия в изучении глубинного строения земной коры: краткий обзор

Рундквист О.В.

Геологический институт КНЦ РАН, rundkvist@yahoo.com

Современная геофизика восходит ко временам формулирования универсального закона гравитации Исааком Ньютоном и трудам Пьера Лапласа по решению дифференциальных уравнений (Newton, 1687; Laplace, 1770). Говоря математическим языком, теория потенциалов описывает функции, удовлетворяющие основному дифференциальному уравнению – так называемому уравнению Лапласа. Такие функции описывают физические силы, убывающие с расстоянием от их источников. Это гравитационное и магнитное поля, а также электрические поля, тепловые потоки, поведение жидкостей и т.п. Само понятие потенциала было впервые введено Джорджем Грином в 1828 г. для характеристики описанных взаимодействий (Saltus, Blakely, 2011, и ссылки там).

Задача нахождения распределения физических параметров в литосфере Земли – плотности, намагниченности, скоростей сейсмических волн, электропроводности, состава пород и т.п., – является классической задачей геофизики. Однако уже самые первые попытки выявления структуры плотностных границ и аномальных тел в земной коре, а также оценки плотностей в глубоких горизонтах литосферы по гравитационному полю, которые были предприняты и сделаны в XX веке, показали очень сильную неоднозначность решения этих задач гравиметрии (Романюк, 2012).

Первые гравиметрические карты были опубликованы в начале XX века (например, Hayford, Bowie, 1912). В последующие годы проведены глобальные проекты, покрывающие

гравиметрической съемкой обширные территории (Strange et al., 1965; Simpson et al., 1986). В нашей стране первые работы в области гравиметрии не были подчинены какой-либо единой задаче и имели скорее общий характер. Определенную направленность они впервые получили в 1916–1919 гг. в работах профессора Московского университета П.К. Штернберга при изучении Московской гравитационной аномалии, а планомерной гравиметрической съемкой территория СССР была покрыта только во второй половине XX века (Панченко, Андреева, 2015).

Основоположником метода сейсмогравитационного моделирования при изучении земной коры и верхней мантии по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и гравиметрии считают Г.А.Гамбурцева, который в конце 40-х гг. XX века первым интерпретировал гравитационную аномалию вдоль профиля ГСЗ на основе зависимости скорости сейсмических волн от плотностью (Страхов, 1982). До конца 70-х гг. XX века сейсмоплотностные модели строились методом подбора, но в конце 70-х—начале 80-х гг. XX века сейсмогравитационный метод получил мощный толчок к развитию в результате появления возможности решать не только прямые, но и обратные задачи с применениям электронно-вычислительной техники. Были проведены множество региональных многовариантных расчетов по длинным профилям с последующим сейсмогравитационным моделированием строения литосферы (например, субдукционных зон, Романюк, 2012).

Широкие математические возможности теории потенциальных полей создали основу для анализа и интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с использованием самых разнообразных инструментов (Ayed-Khaled et al., 2012; Biswas, 2015). При их решении зачастую руководствуются идеями В.Н. Страхова (1990). Важнейшими задачами исследования структуры земной коры являются обратные задачи гравиметрии: нахождение плотности слоя и поверхности раздела сред (Kwang, 1999).

Параллельно с проведением разведывательной части гравиметрических исследований совершенствуются математический аппарат и алгоритмы обработки данных (Гвишиани и др., 2010; Арсанукаев, 2014; Балк и др., 2015; Ates, Kearey, 2000; Koumetio et al., 2014; Ghosh, 2016). В связи с возросшим количеством входных данных и необходимостью увеличения скорости вычислительных операций разрабатываются новые программные продукты (Старостенко и др., 2015, 2016; Zhou et al., 2015).

Установление корреляции между региональными геофизическими особенностями и проявлениями тектономагматической деятельности в верхних горизонтах коры является одновременно как ключом к пониманию природы глубинных процессов, так и основной проблемой совместной интерпретации геологических и геофизическ данных (Витте, Василевский, 2013). Сейсмических данных, как правило, недостаточно для выделения контрольных точек при проведении гравиметрических исследований, целью которых является построение актуальной и точной модели глубинного строения земной коры, и поэтому обычно используется весь доступный спектр имсследований (Каратаев, 1966; Суворов, Мельник, 2008; Гонгадзе, 2016; Ranganai, 2012). Способ интерпретации определяется точностью гравиметрических измерений и объемом геологических данных (Mogren, Mukhopadhyay, 2013), при этом совместная интерпретация всей геологической и геофизической информации позволяет получить более полное представление об объекте исследования, чем каждая из них в отдельности (McCollum, 1944).

Гравиметрические исследования имеют фундаментальный характер и нередко вносят большой вклад в изучение крупных региональных структур, в частности, докембрийских кристаллических щитов (например, Глазнев, 2003) и современных литосферных плит (например, Кулаков и др., 2013). Однако они также имеют важное прикладное значение. В комплексе с прочими геологическими и геофизическими методами они широко используются при поисках и разведке ряда полезных ископаемых, связанных преимущественно с осадочными бассейнами – нефти, природного газа, поваренной соли, сера и т.п. (Кузнецов и др., 2015; Федченко и др., 2015; Segev et al., 2006).

Геолого-геофизические исследования Фенноскандинавского щита являются предметом многостороннего международного сотрудничества в области сейсмологии, геоэлектрики, гравиметрических, магнитометрических и геотермических наблюдений. Примерами являются плотностные модели глубинного строения Лапландского гранулитового пояса, построенные в результате совместной интерпретации аномалий силы тяжести и геологических наблюдений на поверхности (Буянов и др., 1996; Elo et al., 1989), а также верхних уровней земной коры Кольского региона (Минц и др., 1996) и всей восточной части литосферы Фенноскандии (Glaznev, 2000). Впоследствии высокоточные сейсмические данные позволили принципиально уточнить глубинное строение Лапландского гранулитового пояса (Elo, 2006).

Позднее методы решения прямых и обратных задач геофизики (Glaznev et al., 1996) легли в основу построения сейсмогеологической, термической и плотностной моделей литосферы Фенноскандии (Глазнев, 2003). Решение обратной задачи выполнялось на сетке со следующими параметрами: 0.25° по широте, 0.5° по долготе и 4 км по глубине с итоговой невязкой плотностной модели ±2.4 мгл. По результатам обобщенной сейсмогеологической и рассчитанной плотностной и магнитной моделей коры были выявлены крупные неоднородности литосферы региона. Позднее на территории восточной Финляндии и западной Карелии проведены более детальные измерения физических полей. В результате комплексной интерпретации этих и ранее полученных сейсмических, гравиметрических, магнитометрических, петрофизических и геологических данных были построены согласованные трехмерные модели строения всего разреза земной коры указанных территорий (Пашкевич и др., 2014; Salmirinne, Pirttijärvi, 2015).

В последние годы были получены новые геологические данные и появились новые тектонические модели развития северной Фенноскандии в палеопротерозое и ее глубинного строения, основанные на альпинотипной тектонике (Мудрук и др., 2013; Балаганский и др., 2016, и ссылки там) и плюмовой тектоники (Минц и др., 2010). В связи с этим возникла необходимость более детальной обработки имеющихся данных о поле силы тяжести в восточной части Кольского полуострова на основе рассмотренных выше методических подходов с целью построения более адекватной трехмерной модели глубинного строения. Предполагается, что эта модель сможет ввести определенные ограничения при выборе тектонических сценариев образования главнейших черт строения Кольского региона.

Благодарности. *Автор выражает искреннюю благодарность В.В. Балаганскому и А.Б. Раевскому за постоянное внимание и активную поддержку. Данная работа является вкладом в тему НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0004.*

Список литературы

2. *Арсанукаев З.З.* Метод дискретных аппроксимаций гравитационного поля при оконтуривании перспективных разрезов // Геофизический журнал. 2014. Т. 36. № 1. С. 158–169.
3. *Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В.* Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра. 2016. № 3(26). С. 6–12.
4. *Балк П.И., Долгаль А.С., Балк Т.В., Христенко Л.А.* Совместное использование различных методов решения обратных задач гравиразведки для повышения информативности результатов интерпретации // Геофизический журнал. 2015. Т. 37. № 4. С. 75–92.
5. *Буянов А.Ф., Глазнев В.Н., Митрофанов Ф.П., Раевский А.Б.* Трехмерное строение Лапландского грнулитового пояса и соседних структур Балтийского щита по геофизическим данным // Региональная геология и металлогения. № 5. 1996. С. 48–63.
6. *Витте Л.В., Василевский А.Н.* Геологическая природа региональных магнитных и гравитационных аномалий монголо-забайкальской провинции центрально-азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1851–1860.
7. *Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Соловьев А.А.* Дискретный математический анализ и геолого-геофизические приложения // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. № 16. С.109–125.
8. *Глазнев В.Н.* Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии: *Апатиты*: К&М, *2003*. 250 с.

9. *Гонгадзе С.А.* Глубинное строение Большого Кавказа на основе геофизических данных по новым технологиям. Ч.1. Гравиметрия, магнитометрия, локальная сейсмотомография и микросейсмозондирование // Геофизический журнал. 2016. Т. 38. № 3. С. 145–154.
10. *Каратаев Г.И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных* и *магнитных аномалий*. Новосибирск: Наука. 1966. 136 с.
11. *Кузнецов Д.А., Бобров Д.С., Кузнецов И.Е., Боруздина М.Д.* Использование методов гравиразведки для исследования распределения плотности серы на серных картах // Вести газовой науки. 2015. № 1. С. 67–78.
12. *Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л. и др.*. Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1108–1125.
13. *Минц М.В., Глазнев В.Н. Конилов А.Н. и др.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры // М. Научный мир. 1996. 287 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 503).
14. *Минц М.В., Конилов А.Н.*, *Злобин В.Л.* и др. Ранне-поздне-палеопротерозойский Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный коллизионный ороген // Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. В 2-х томах. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2010. Т. 2. С. 37–208.
15. *Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Раевский А.Б.* Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // Геотектоника. 2013. № 4. С. 13–30.
16. *Панченко П.А., Андреева Н.В.* История гравиметрии в мире и России. http://www.scienceforum.ru/2015/881/12585
17. *Пашкевич И.К., Шаров Н.В., Савченко А.С., Старостенко В.И.* Трехмерная геолого-геофизическая модель центральной части Карельского кратона // Геофизический журнал. 2014. Т. 36. № 6. С. 58–78.
18. *Романюк Т.В.* Изучение соотношений между скоростью сейсмических волн и плотностью в литосфере методом сейсмогравитационного моделирования // Академик В.Н. Страхов. Геофизик и математик. М.: Наука. 2012. С. 118–143.
19. *Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Савченко А.С.* Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-Auto) // Геофизический журнал. 2015. Т. 37. № 1. С. 42–52.
20. *Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Шарыпанов А.В. и др.* Интерактивный программный комплекс Isohypse для построения трехмерных геолого-геофизических моделей и его практическое использование // Геофизический журнал. 2016. Т. 38. № 1. С. 30–42.
21. *Страхов В.Н.*. Вклад Г.А. Гамбурцева в теорию интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Развитие идей Г.А. Гамбурцева в геофизике. 1982. М.: Наука. С. 17–89.
22. *Страхов В.Н.* О решении линейных обратных задач гравиметрии и магнитометрии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. 6. С. 1348–1352.
23. *Суворов В.Д., Мельник Е.А.* О петрофизической неоднородности земной коры и верхов мантии в двух районах Сибири по сейсмогравитационным данным и измерениям на образцах горных пород // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 101–108.
24. *Федченко Т.А., Анищенко Ю.В., Ганженко Н.С., Петровский А.П.* Глубинное строение Оболонской астроблемы по результатам пространственного интегрального сейсмо-гравитационного моделирования // Геофизический журнал. 2015. Т. 37. № 3. С. 153–162.
25. *Ates A., Kearey P.* Interpretation of gravity and aeromagnetic anomalies of the Konya Region, South Central Turkey // Journal of the Balkan geophysical society. 2000. V. 3. No. 3. P. 37–44.
26. *Ayed-Khaled A., Zouaghi T., Ghanmi M., Zargouni F.* Gravimetric Study of Geological Structures of Teboursouk Area, Northern Tunisia // International Journal of Geosciences. V. 3. No. 4. 2012. P. 675–682.
27. *Biswas A.* Interpretation of residual gravity anomaly caused by simple shaped bodies using very fast simulated annealing global optimization // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6. No. 6. P. 875–893.
28. *Elo S., Lanne E., Ruotoistenmäki T., Sindre A.* Interpretation of gravity anomalies along the POLAR profile in the northern Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 135–150.
29. *Elo S.* Modelling the gravity anomaly of the Lapland Granulite Belt together with the results from the Finnish Reflection Experiment // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland Special Paper 43. 2006. P. 241–246.
30. ***Ghosh G.K.*** *Interpretation of Gravity Data using 3D Euler Deconvolution, Tilt Angle, Horizontal Tilt Angle and Source Edge Approximation of the North-West Himalaya* // **Acta Geophys. 2016. V. 64**. P. 1112–1138.
31. *Glaznev V.N.* 3-D density model of the lithosphere for the eastern Baltic Shield // SVEKALAPKO An EUROPROBE Project. 5-th Workshop Abstracts. Lammi, Finland. 2000. P. 28.
32. *Glaznev V.N., Raevsky A.B., Skopenko G.B.* A three-dimensional integrated density and thermal model of the Fennoscandian lithosphere // Tectonophysics. 1996. V. 258 Nos. 1–4. P. 15–33.
33. *Hayford J. F., Bowie W.*. The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity, U.S. Coast // Geod. Surv. Spec. Publ. No. 10. 1912. 132 p.

34. *Koumetio F., Njomo D.; Tatchum C.N. et al.* Interpretation of Gravity Anomalies by Multi-Scale Evaluation of Maxima of Gradients and 3D Modelling in Bipindi Region (South-West Cameroon) // International Journal of Geosciences. 2014. V. 5. No. 12. P. 1415–1425.
35. *Kwang S.Ch., Kumar G.V.R. Qualitative interpretation of Bouguer anomaly in the southern part* of the *Korean peninsula* // Geosciences Journal. 1999. V. 3. No. 1. P. 49–54.
36. *Laplace P.-S.* Sur le calcul intégral aux différences infiniment petìtes, & aux differences finies // Mélanges de philosophie et mathématique de la Société Royale de Turin. 1770. V. 4. P. 273–345. http://www.cs.xu.edu/math/Sources/Laplace/recherches.pdf (last accessed 18 Oct. 2011).
37. *McCollum E.V.* The Interpretation of Gravity Anomalies // Tulsa Geological Society Digest. 1944. V. 13 (1944-1945). P. 53–54.
38. *Mogren S., Mukhopadhyay M.* Gravity Modeling for the Rifted Crust at the Arabian Shield Margin – Further Insight into Red Sea Spreading // Open Journal of Geology. 2013. V. 3 No. 2B. P. 28–33.
39. *Newton I., Sir.* Philosophiae naturalis principia mathematica. London Societatis Regiae. 1687. 510 p.
40. *Ranganai R.* Gravity and Aeromagnetic Studies of the Filabusi Greenstone Belt, Zimbabwe Craton: Regional and Geotectonic Implications // International Journal of Geosciences. V. 3. No. 5. 2012. P. 1048–1064.
41. *Salmirinne H., Pirttijärvi M.* Calculation of the derived Bouguer anomaly using the equivalent source method based on joint inversion of ground gravity and airborne gravity gradient data // Novel technologies for greenfield exploration. Geological Survey of Finland Paper Special 57. 2015. P.185−197.
42. *Saltus R.W., Blakely R.J.* Unique Geologic Insights from “Non-Unique” Gravity and Magnetic Interpretation // GSA Today. 2011. V. 21. No.12. P. 4–10.
43. *Segev A., Rybakov M., Lyakhovsky V. et al*. The structure, isostasy and gravity field of the Levant continental margin and the southeast Mediterranean are // Tectonophysics. 2006. V. 425. P. 137–157.
44. *Simpson R.W., Jachens R.C., Blakely R.J.* A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of Isostatic Residual Anomalies // Journal of Geophysical Research. 1986. V. 91. No. B8. P. 8348–8372.
45. *Strange W.E., Woolard G.P., Rose J.C.* An analysis of the gravity field over the Hawaiian Islands in terms of crustal structure // Pacific Science. V. 19. P. 381–389.
46. *Zhou J., Zhang, X,. Xiu C.* A MATLAB-Based Numerical and GUI Implementation of Cross-Gradients Joint Inversion of Gravity and Magnetic Data // Journal of Software Engineering and Applications. 2015. V. 8. P. 93–101.

ГЕОЭКОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Первичные результаты полевых работ по описанию растительных сообществ береговой зоны оз. Дго (национальный парк «Смоленское Поозерье»).

Артемьева А.А.[1], Шадчинов С.М.[1], Зеленковский П.С.[2], Подлипский И.И.[2], Хохряков В.Р.[3]

[1]Московский государственный университет им. В.М. Ломоносова, art03aa@yandex.ru
[2]Санкт-Петербургский государственный университет
[3]Национальный парк «Смоленское Поозерье»

Озеро Дго – памятник природы, расположенный в западной части национального парка «Смоленское Поозерье», входящий в крупный комплекс ледниковых озер – наследие Валдайского оледенения.

Озера представляют собой довольно сложные природные геосистемы, сочетающие в себе несколько комплексов. Отличительная их особенность заключается в довольно быстром энерго- и веществообмене, высокой изменчивости во времени, на которую влияют как природные условия, в которых находится водный объект (климат, условия увлежненности, вмещающие породы, биотические комплексы, формирующиеся как на берегах), так и в водной толще. Таким образом, малые озёра часто представляют собой формирования довольно высокого уровня сложности: даже в структуре небольших водоёмов можно выделить простые урочища, состоящие из фаций. Важнейшим условием является наличие антропогенного воздействия. Вместе с этим, озёрные геосистемы всегда являются элементами систем более высокого порядка, что проявляется посредством связей водоёмов с окружающими ландшафтами. Развитие озерных комплексов в условиях антропогенной нарушенности изрядно отличается от развития их природных аналогов, что приводит к формированию новых сложных систем со своеобразной структурой.

С течением времени, интенсивностью освоения территорий возникает необходимость как хозяйственного, так и рекреационного использования озер и прилегающих территорий. Любой природно-территориальный комплекс, ядром которого является водный объект, представляется ценным для создания зон отдыха, и важнейшей задачей в этом случае является сохранение исходного природного облика ландшафта. Ввиду этих обстоятельств меняется структура, режим и динамика территорий, поэтому проблема изучения озерных комплексов актуальна сегодня (Каширо, 2013).

Методика проведения работ. Территория расположена в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов, что находит отражение и в территориально-акваториальных комплексах береговой зоны оз. Дго.

В период с 5 августа по 8 августа 2016 года проводились полевые работы по описанию растительных сообществ в береговой зоне озера Дго. Данная работа является частью комплексного эколого-геологического обследования территории национального парка "Смоленское Поозерье". Всего было составлено 6 бланков геоботанического описания, а также маршрутные описания, характеризующие незначительные изменения в структуре наземного растительного покрова. По результатам геоботанической съемки составлена карта-схема групп фаций прибрежных комплексов оз. Дго. Описывались основные параметры растительного комплекса: ярусность и высота древостоя, наличие подлеска и подроста, а также видовой состав травянистого яруса. Для составления карты-схемы также использовались материалы маршрутных описаний.

Важно заметить, что на северо-восточном берегу озера был отмечен крупный ветровальный комплекс текущего года. Такие крупные ветровалы достаточно редки на территории центральной России, что позволяет в дальнейшем проводить наблюдения, отражающие устойчивость ландшафтов национального парка, а также скорость восстановления исходных сообществ.

Для комплексов, расположенных на южном берегу озера, целесообразно отметить более выраженное влияние антропогенного фактора (дигрессия растительного покрова,

появление нетипичных видов). В связи с тем, что территория национального парка является объектом, на котором предполагается ограниченное природопользование, целесообразно определение порога антропогенной нагрузки, до которого геосистемы способны возвращаться в исходное равновесное состояние. Для достижения таких целей проводятся работы по эколого-геологической оценке национального парка (Подлипский, Зеленковский и др. 2015).

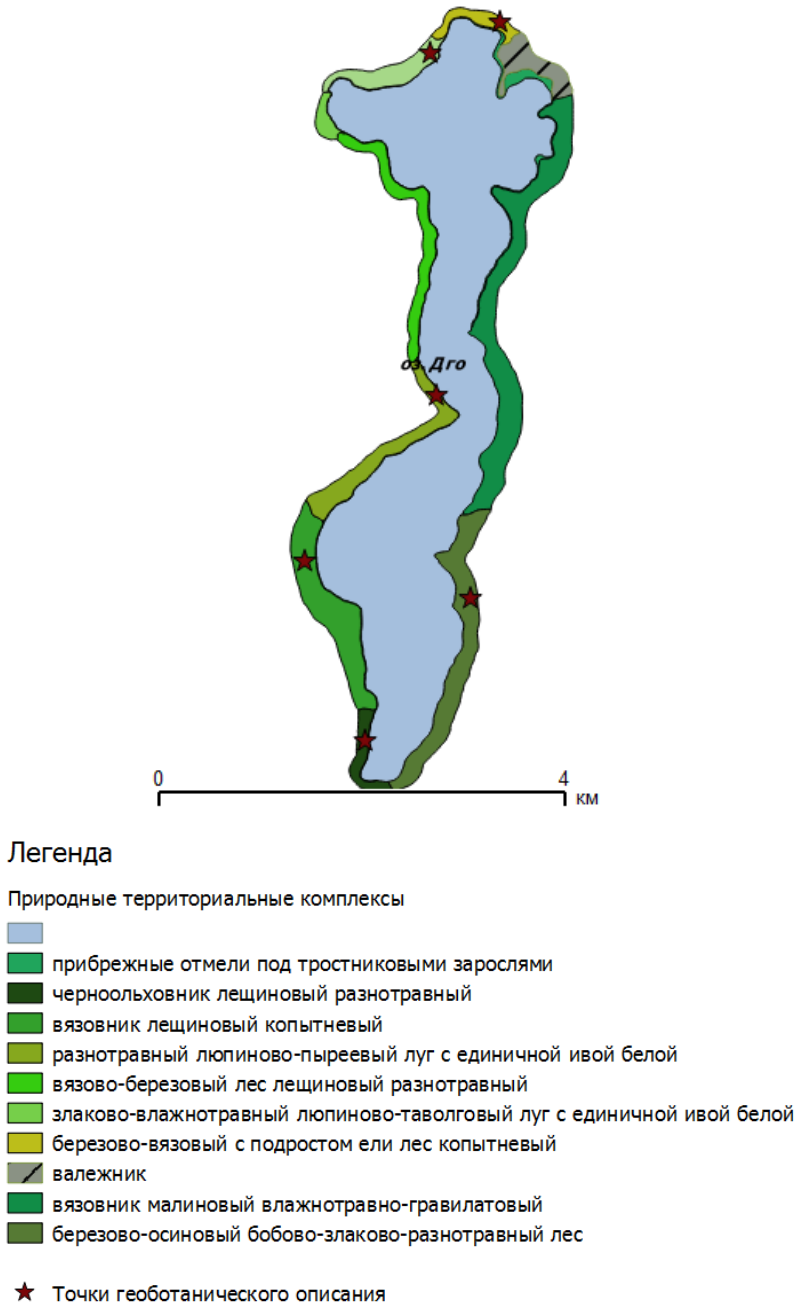


Рис. 1. Карта-схема природных территориальных комплексов береговой зоны оз. Дго.

Список литературы

1. *Каширо М.А.* Лимноландшафты г. Томска: структура, динамика, рекреационный потенциал: Автореф. канд. дис. – Томск, 2013.

2. *Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Чернова Е.Н., Полякова Н.В.* Биоиндикация состояния вод озера Лошамьё (национальный парк «Смоленское Поозерье») / Материалы XV межвузовской молодежной научной конференции «Школа экологической геологии и рационального недропользования». СПб.: Изд-во СПбГУ. 2015. С. 91-95.

Радиоактивность аргиллитов копорской свиты (диктионемовых сланцев) и оценка их воздействия на экологическую обстановку в районе Дудергофских высот Ленинградской области

Ефремова У. С.
Санкт-Петербургский государственный университет, ylefre_95@rambler.ru

Геологические тела с повышенным содержанием естественных радионуклидов (ЕРН) относятся к категории природных геологических объектов, которые определяют экологическую обстановку исследуемого района.

На территории Ленинградской области залегает толща ордовикских радиоактивных битуминозных аргиллитов (диктионемовых сланцев). Как правило, эти породы перекрыты более поздними отложениями, однако есть районы, в основном приуроченные к Балтийско-Ладожскому глинту, где диктионемовые сланцы подходят близко к дневной поверхности, и вскрываются многочисленными реками и ручьями, а также техногенными выработками.

Особое место среди таких территорий занимают Дудергофские высоты. Здесь мощность толщи диктионемовых сланцев составляет 3,5 метра. За счет многочисленных локальных повышений и понижений рельефа диктионемовые сланцы могут напрямую контактировать с почвой на относительно больших пространствах. Здесь ореолы рассеивания ЕРН могут образовываться естественным путем за счет механического или химического обогащения почв радиоактивными элементами.

В процессе полевых радиационных исследований в районе Дудергофских высот было обследовано обнажение с выходом на дневную поверхность диктионемовых сланцев протяженностью 6 метров и видимой мощностью 1,5 метра. Измерения с дозиметром ДРГ-01Т1 показали, что мощность экспозиционной дозы, создаваемой этими породами, варьирует от 159 до 349 мкР/ч, что является аномально высоким показателем для природных источников радиоактивного излучения. На этом же обнажении было отобрано 18 проб диктионемовых сланцев с целью определения в лабораторных условиях удельной активности ЕРН (радий-226, торий-232, калий-40).

На основании замеров мощности экспозиционной дозы рассчитывалась мощность эквивалентной дозы. Значения по всем точкам составили от 14 мЗв/год до 30 мЗв/год. Согласно основным санитарным правилам обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ) степень облучения населения на данной территории является высокой (СП 2.6.1.2612-10 «ОСПОРБ-99/2010», 2010).

Удельную активность проб определяли на установке РАДЭК в испытательной лаборатории отдела радиационной гигиены ФГУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в городе Санкт-Петербург». По данным анализов вычислялась эффективная удельная активность пород (Аэф). Значения $А_{эф}$ в пробах диктионемовых сланцев из геологического разреза Дудергофских высот варьируют от 1190 до 7780 Бк/кг.

Определения удельной активности ЕРН позволили также рассчитать потенциальную мощность поглощенной дозы в воздухе над почвами Дудергофских высот и сравнить полученные значения с подобными величинами для ближайших к Ленинградской области регионов. По полученным данным мощность поглощенной дозы над почвами Дудергофских высот может в 9-11 раз превышать подобные показатели в Эстонии и Финляндии, а также средние значения по России.

Столь высокие величины уровня радиации, мощности эквивалентной и поглощенной доз указывают на то, что на подобных участках (близ выходов диктионемовых сланцев на дневную поверхность) длительное пребывание людей может привести к серьезным проблемам со здоровьем.

Следовательно, необходимо тщательный мониторинг за радиационной обстановкой в районе Дудергофских высот и информирование населения о том, что в непосредственной

близости от места их проживания находится сильный источник природного ионизирующего излучения.

Список литературы

СП 2.6.1.2612-10 «Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ-99/2010)», Онищенко Г.Г., 2010, 51 с.

Методика комплексной эколого-геологической съемки территории части водосборной площади озера Дго (национальный парк «Смоленское Поозерье»)

Зернов О.И[1]., Зеленковский П.С.[1], Подлипский И.И.[1], Хохряков В.Р.[2]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, olegfact@gmail.com

[2]Национальный парк «Смоленское Поозерье»

Национальный парк «Смоленское Поозерье» (НП “Смоленское Поозерье”), в частности озеро Дго, ежегодно посещают тысячи человек. Однако чрезмерная антропогенная нагрузка может представлять опасность для видового и ландшафтного разнообразия, для сохранения которых был создан парк. Для обеспечения устойчивого использования рекреационных ресурсов, национальному парку необходимо постоянно проводить эколого-геологический мониторинг.

С 2014 года кафедра экологической геологии института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета сотрудничает с администрацией НП «Смоленское Поозерье», проводя эколого-геологический мониторинг. В число изучаемых объектов входили водосборные площади таких озер как Сапшо, Рытое, Чистик, Круглое, Мутное, Баклановское, Лошамье и др. (Кононова, Зеленковский, Подлипский, 2015; Подлипский, Зеленковский, Кононова, 2015; Кононова и др., 2016; Подлипский, Жабриков, 2016; Подлипский, 2014; Подлипский, Зеленковский, 2015; Подлипский и др., 2015).

Работы 2016 года включали, в том числе, часть водосбора озера Дго. Оно является довольно крупным озером ледникового происхождения с площадью водосбора в 28 км^2. Работы включали опробование почво-грунтов, описание почв и донных осадков южной части озера Дго (как наиболее подверженной антропогенной нагрузке), органов и тканей растений и животных разных систематических групп.

В ходе работ эколого-геологическому картированию были пробурены 3 скважины глубиной 2,2, 4 и 3 метра (табл. 1).

Таблица 1. Описание свойств грунтов (скв. №3)

Глубина от поверхности, м	Описание грунта
0-1	Легкий суглинок коричневого цвета. Увлажненный. Средняя плотность. Присутствуют включения гравия в кол-ве до 1%.
1-2	Средний суглинок коричневого цвета. Влажный. Кол-во включений до 1%. Средняя плотность.
2-3	Легкий суглинок коричневого цвета. Очень плотный. Влажный.

Бурение проводилось шнеком (ø0,6 м) мотобуром STIHL 121 BT. Образцы отбирались с каждого метра скважины, либо с выделяемой литологической разности. Средняя масса сырого образца – 250 гр.

Опробование почво-грунтов на территории площади водосбора оз. Дго проводилась по регулярной сети с шагом 1000×1000 м. методом «конверта» с глубины до 0,2 м. в

соответствии с ГОСТ 17.4.3.01-83 «Общие требования к отбору проб». Одновременно с почво-грунтами отбирались пробы листьев и коры Betula pendula, а также Artemísia vulgáris.

Для характеристики водного объекта был произведен отбор образцов донных осадков (береговых и донных отложений) (Подлипский, Зеленковский, 2015), которые являются конечным депо миграции загрязнений и хорошим маркером эколого-геологической ситуации на территории водосбора. Береговые пробы отбирались вблизи берега (по периметру южного берега, с интервалом 200 м с глубины до 1 м), донные с лодки дночерпателем Ван Вина (глубина отбора 2-11 м.).

Параллельно с береговыми донными осадками, отбирались широко представленные на территории обследования двустворчатые моллюски Lumnaea fusca (фиксация мягких тканей и панциря проводилась отдельно). Также был проведен контрольный отлов рыбы, в ходе которого были пойманы Rutilus rutilus (6 шт.), Scardinius erythrophthalmus (7 шт.), Perca fluviatilis (13 шт.). С целью эколого-геологической оценки были применены методы аккумулятивной биоиндикации, путем определения содержания поллютантов (тяжелых металлов) в органах (сердце, печень, жабры, плавательный пузырь) и тканях (костная и мышечная ткани) рыб с разной пищевой специализацией (травоядные и хищники) (препарирование и фиксация проводилась 40% раствором формальна в полевых условиях).

Таким образом, в ходе полевых работ 2016 года на оз. Дго было отобрано 81 проба, виды которых указаны в табл. 2.

Таблица 2. Кол-во отобранных проб.

№	Тип проб	Кол-во, шт
1	Береговые донные отложения	10
2	Донные отложения	7
3	Почво-грунты	32 (из них из скважин: №1 – 2, №2 – 5 и №3 – 3 пробы)
4	Органы и ткани моллюсков	12
5	Органы и ткани березы	9
6	Органы и ткани полыни	1
ИТОГО		81

В лабораторных условиях отобранные пробы будут подготовлены к тому или иному виду анализа на содержание тяжелых металлов (Pb, V, Ti, Sr, Zr, Cr, Mn, Fe, Zn, Rb, Co, Hg), металлоидов (As), органических веществ, а также фосфора (как основного элемента эвтрофикации) и др.. По результатам анализа будет проведена математическая обработка, картирование и разработаны рекомендации для дальнейших исследований и рационализации природопользования на территории национального парка «Смоленское Поозерье».

Список литературы

1. Кононова Л.А., Зеленковский П.С., Подлипский И.И. Методика проведения эколого-геологической оценки состояния донных отложений озера Сапшо (национальный парк «Смоленское Поозерье») / Материалы XV межвузовской молодежной научной конференции «Школа экологической геологии и рационального недропользования». СПб.: Изд-во СПбГУ, 2015, с. 52-57.

2. Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Кононова Л.С. Эколого-геохимическая оценка состояния компонентов водной среды особо охраняемых природных территорий на примере национального парка «Смоленское Поозерье» // Материалы «VII молодежный конгресс по итогам практик». М., 2015, с. 177-177.

3. Кононова Л.А., Зеленковский П.С., Подлипский И.И. и др. Расчёт коэффициента суммарного загрязнения в почвах и донных отложениях рекреационной зоны национального парка «Смоленское Поозерье». / Материалы XVI межвузовской молодежной научной конференции «Экологические проблемы недропользования». СПб.: Изд-во СПбГУ, 2016, с. 260-262.

4. Подлипский И.И., Жабриков С.Ю. Разработка концепции обращения с отходами на природных территориях особой охраны (на примере национального парка «Смоленское Поозерье»). // Экология и промышленность России. М.: Изд-во ЗАО «Калвис», Т. 20, №10, 2016, с. 2-9.

5. Подлипский И.И. Методика эколого-геологической оценки территории полигона бытовых отходов (пос. Пржевальское, Смоленская область). / Материалы IV международных чтении памяти Н.М. Пржевальского: «Творческое наследие Н.М. Пржевальского и современность». Смоленск: Изд-во «Манжета», 2014, с. 120-123.

6. Подлипский И.И., Зеленковский П.С. Эколого-геохимическая оценка состояния системы «водосборная площадь-донные отложения» озера Лошамьё (национальный парк «Смоленское Поозерье»). / Материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной памяти профессора В.А. Шкаликова Природа и общество: в поисках гармонии Сборник научных статей: материалы докладов. Смоленский гуманитарный университет; ответственный редактор: Е.А. Бобров. Смоленск, 2015, с. 128-137.

7. Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Турова М.К. и др. Эколого-геологическая оценка территории центральной части национального парка «Смоленское Поозерье». // Материалы «VII молодежный конгресс по итогам практик». М., 2015, с. 215-217.

Особенности образования ленточных глин в верхней части палеодолины р. Обдех

Карпухина Н.В.[1], Колька В.В.[2]

[1]Институт географии РАН, natalia_karpukhina@mail.ru

[2]Геологический институт КНЦ РАН, kolka@geoksc.apatity.ru

Доледниковая долина р. Обдех расположена на северо-западе Восточно-Европейской равнины, в пределах западной части Псковской низменности. В ходе исследований была рассмотрена верхняя часть палеодолины, ориентированная с юго-востока на северо-запад. Современный поперечный профиль данного участка долины – трапециобразный, ширина составляет от 500 до 600 м, глубина 40-50 м, ширина днища – 100-200 м. Дно долины освоено системой рек и озер: р. Смолка, оз. Городищенское, р. Сходница, оз. Мальское, р. Обдех. Из отчетов государственной геологической съемки известно, что большая часть долины выполнена отложениями последнего гляциоседементационного цикла.

В течение полевых работ было осуществлено бурение днища палеодолины. Всего было пробурено 15 скв. глубиной от 0,8 до 12,90 м. Для извлечения колонок донных отложений озер был использован озерный поршневой бур (метровый цилиндрический пробоотборник, внутри которого заключен поршень), в пределах заболоченных территорий - русский торфяной бур (0,5 м полуцилиндрический пробоотборник и «плавник» – крышка, закрывающая пробоотборник на нужной глубине.). Бурение с использованием данных типов буров позволило получить керн, имеющий ненарушенную структуру отложений озер и болот. Весь извлеченный на поверхность керн в процессе бурения, был описан, сфотографирован, а затем упакован целиком с целью дальнейшей доставки в лабораторию. В течение лабораторного этапа было произведено детальное фотографирование керна с последующим его разбором на образцы для проведения гранулометрического анализа (с использованием метода лазерной дифракционной гранулометрии), анализа шлифов ленточных глин с ненарушенной структурой, валового химического анализа, диатомового, спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов отложений.

Наиболее репрезентативной скважиной является скв. Su-1, заложенная в Сухом болоте. Скважина глубиной 11,65 м, полностью прошла торфяную залежь (2,32 м), толщу озерных отложений (3,47 м), озерно-ледниковых ритмичнослоистых глин - ленточных глин (5,35 м) и углубилась в подстилающие осадки, представленные песчано-гравийным материалом.

Полученные материалы дают возможность реконструировать основные этапы развития долины в позднеледниковье. В истории развития верхней части палеодолины р. Обдех можно выделить пять крупных этапов: 1) ледоем; 2) приледниковый водоем, сообщающийся с обширным приледниковым бассейном в пределах Псковской низменности; 3) локальный приледниковый водоем; 4) единый озерный водоем; 5) современные озера (Городищенское и Мальское) и болота (Сухое болото и заболоченные участки поймы рек). В связи с незначительным содержанием органики в озерно-ледниковых отложениях довольно сложно

датировать переходы между основными этапами осадконакопления (исключение составляет пятый этап). Для разрешения данной проблемы нами был использован варвометрический метод, который опирался на комплекс литолого-геохимических исследований озерно-ледниковых ритмичнослоистых глин, а также метод корреляции.

Толща ленточных глин в колонке отложений Su-1 состоит из двух частей. Эти части разделены слоем песчано-алевритистых отложений, насыщенных гидротроиллитом. Толщина лент нижней пачки варьируется от 10 до 77 мм, верхней - от 3 до 52 мм. Переход от летнего слоя к зимнему постепенный, а от зимнего к летнему резкий, что обусловлено интенсивным привносом материала в водоем в весенне-летний период. Цвет нижней пачки ленточных глин преимущественно серо-коричневый, верхней - рыже-коричневый. Гранулометрический состав обеих пачек лент также различный. Летние прослои варв нижней пачки представлены мелким алевритом, а зимние - глиной. Ленточные глины во второй пачке представлены: в зимних прослоях – глиной, в летних - алевритом и песком. В вверх по колонке отложений скв. Su-1 в летних прослоях наблюдается увеличение размерности частиц до мелкозернистого песка.

Внутри слоев лент наблюдается дополнительные прослои и нарушения. Данная ситуация фиксируется на микрофотографиях шлифов всей толщи ленточных глин. Для нижней части ленточных глинах характерны различные нарушения слоистой микроструктуры, что обусловлено воздействием придонных течений, вызванных поступлением материала от близко расположенного источника сноса. В верхней части толща ленточных глин хорошо стратифицирована.

Химический состав толщи ленточных глин относительно одинаковый, что свидетельствует о постоянном и едином источнике сноса - мореносодержащего льда, заполнявшего долину и блокировавшего сток в узкой части палеодолины реки Обдех. Детальный химический анализ нескольких лент из нижней части толщи показал, что изменения в химическом составе отсутствуют, что свидетельствует о едином источнике поступления материала и о преобладании более суровых климатических условий на начальных этапах седиментации (продолжительности ледостава).

Полученные результаты указывают на то, что в скв. Su-1 вскрыты проксимальные и дистальные варвы. Формирование проксимальных лент (ленты нижней пачки) указывает на близкое расположение ледниковых масс, наличия большего количества материала и участие турбидитного механизма седиментации. Накопление дистальных лент (верхней пачки) происходит в дистальной части бассейна при доминировании гравитационных процессов. Согласно проведенным исследованиям (Колька, 1996; Bakhmutov, Kolka, Yevzerov, 2006) установлено, что для целей варвохронологии подходят только дистальные ленты.

Таким образом, в верхней пачке лимно-гляциальных отложений скважины Su-1 был выделен отрезок времени около 217 лет, который, согласно установленной литостратиграфии, захватывает начало и большую часть третьего этапа осадконакопления. В разрезе граница второго и третьего этапа соответствует прослою песчано-алевритистых отложений, насыщенных гидротроиллитом. Образование прослоя песчано-алевритистых отложений произошло во время понижения уровня приледникового водоема и отделения его от обширного приледникового бассейна. Данное событие произошло в начале ремдинской фазы деградации поздневалдайского ледникового покрова (Карпухина, 2013) - 14,0 кал.т.л.н. (Rosentau et al., 2004), когда уровень приледникового водоема стал менее 60 м абс. отм. Однако, наиболее точное положение во времени толщи дистальных лент станет возможно, лишь после проведения радиоуглеродного анализа растительного детрита методом масс-спектрометрии.

Таким образом, детальное изучение толщи ленточных глин позволяет судить об условиях и механизмах седиментации в приледниковых водоемах, характере дегляциации и источниках сноса, тем самым, исключить ошибку при подсчете лент с целью построения варвохронологий.

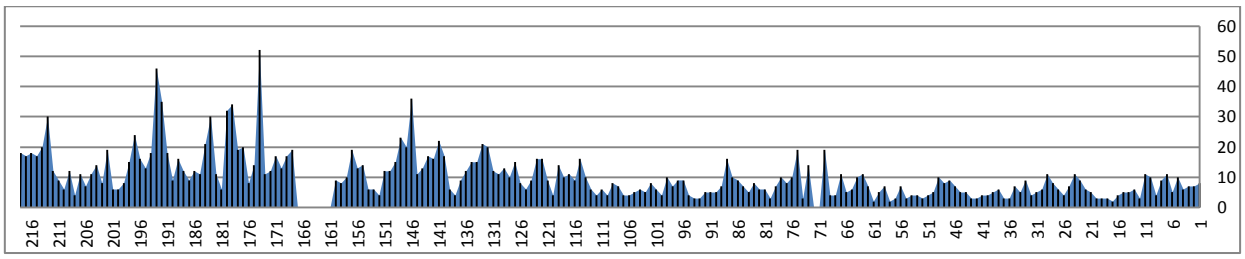


Рис. 1. Варвометрическая диаграмма верхней пачки ленточных глин (дистальных лент)

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ №16-35-50092 «мол-нр».

Список литературы

1. Карпухина Н.В. 2013. Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // Геоморфология. 2013 № 4. С. 38 - 47.

2. Колька В.В. Геология и условия формирования позднеледниковых глин Кольского полуострова : автореферат дис. ... кандидата геолого-минералогических наук: 04.00.01 / Моск. гос. геологоразвед. академия. - Москва, 1996. 22 с.

3. Bakhmutov, V. , Kolka, V. , Yevzerov, V. Lithology and palaeomagnetic record of Late Weichselian varved clays from NW Russia. Geological Quarterly, Vol 50, No 3. 2006. pp. 353-368

4. Rosentau A., Hang T., Miidel A. Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian. Geological Quarterly, Vol. 48 (4), 2004. pp. 299–307.

Комплексная эколого-геологическая оценка района озер Городище и Поганое национального парка «Смоленское Поозерье».

Копылова В.И.[1], Ефремова У.С.[1], Зеленковский П.С.[1], Подлипский И.И.[1], Хохряков В.Р.[2], Тиличко Д.Ю.[1]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, kopylova.nika@gmail.ru
[2]Национальный парк «Смоленское Поозерье»

Национальный парк (НП) «Смоленское Поозерье» образован на территории Демидовского и Духовщинского районов Смоленской области в 1992 году «для сохранения природных комплексов в рекреационных, просветительских, научных и культурных целях». Названием своим «Смоленское Поозерье» обязано 35 большим и малым ледниковым озерам, расположенным на территории парка. Парк включен во Всемирную сеть биосферных резерватов ЮНЕСКО. В 2014 году парк вошел в число участников проекта «Изучение и восстановление зубра европейского в Центральной России».

Целью исследований на данном участке НП являлась эколого-геологическая оценка компонентов природной среды территории водосборных площадей и акваторий озер Городище и Поганое. Озера находятся в южной части НП. Данная территория является памятником археологии, так как между этими озерами находилось городище древнерусского города Вержавск.

Работы стали продолжением исследований эколого-геологического состояния территории НП, которые проводятся совместно кафедрой экологической геологии института наук о Земле СПбГУ и администрацией национального парка. Кроме того, результаты исследований необходимы для обоснования расширения питомника зубров (с 2014 года национальный парк “Смоленское Поозерье” участвует в Стратегии сохранения зубра в России).

Полевые работы по эколого-геологической оценке состояния природной среды включали (рис. 1): площадную съемку почвогрунтов (плотность опробования 500×500 м., со

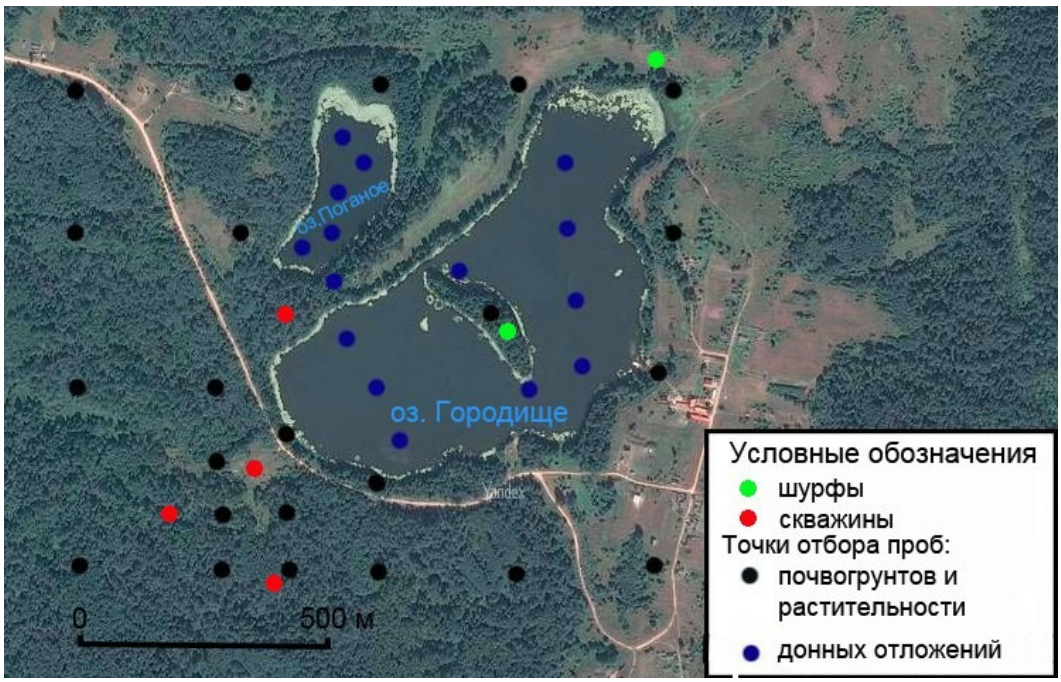


Рис. 1 Карта-схема точек пробоотбора на участках озер Городище и Поганое.

сгущением сети в районе вольера зубров до 200×200 м.); геологическое описание скважин и почвенных шурфов, картирование и описание почв и фитоценозов; отбор нестратифицированных донных отложений дночерпателем Ван Вина. А также методы биогеохимической съёмки: отбор проб тканей березы и полыни, аккумулятивная индикация путем определения содержания тяжелых металлов в органах и тканях рыб с разной пищевой специализацией. Кроме того, для определения трофности озер были отобраны пробы планктона.

В результате геоботанической съемки было выявлено, что растительные сообщества на территории водосборных площадей озёр меняются в зависимости от гипсографических характеристик. Основные типы встречающихся сообществ: мелколиственный лес вдоль всего берега, представленный ольхой серой с рябиной и лещиной в подросте, широколиственный лес, представленный берёзой бородавчатой, дубом черешчатым, клёном остролистным и рябиной обыкновенной в подросте, еловый лес с ольхой и берёзой в подросте, и сосновый лес на более сухих возвышенных участках северного берега.

Геологическое строение исследуемой территории характеризуется распространением отложений верхнего протерозоя, девонской и четвертичной систем. Непосредственно в южной части парка, где находятся акватории исследуемых озер, девонские отложения повсеместно перекрываются четвертичными отложениями (рис. 2) (Геологическая карта…, 1977).

Породы четвертичного возраста, представлены различными типами ледниковых отложений: моренные – суглинки и супеси валунные, пески валунные; флювио- и лимногляциальные отложения камов и озов – пески, с редкими прослоями гравия, супеси, глины; а также ледниковыми отложениями времени отступления ледника – пески и глины.

Четвертичные отложения формируют рельеф данной территории, характеризующийся многочисленными возвышенностями и понижениями.

Для изучения геологического строения на территории были пройдены 4 скважины глубиной до 4 м (рис. 1). Подстилающие почвенный горизонт горные породы в каждой из скважин сходны – это лёгкие и средние суглинки, увлажнённые, с присутствием частиц гравийной размерности. Часто встречаются прослои песка мелкозернистого (табл. 1).

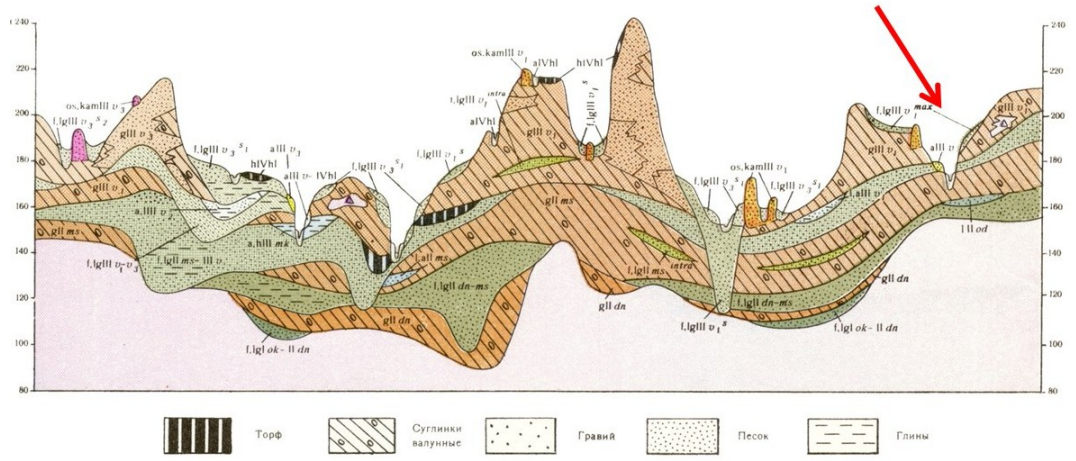


Рис. 2 Схема строения четвертичного покрова на территории национального парка. Красной стрелкой обозначено положение района работ (Геологическая карта…, 1977).

Таблица 1. Характеристика горных пород (скважина №2)

Глубина отбора проб (м)	**Характеристика**
0,0–0,4	Суглинок легкий, цвет: ржаво-коричневый, включений нет, рыхлый, увлажненный
0,4–1,0	Суглинок тяжелый, цвет: ржаво-коричневый; включений нет, увлажненный; средней плотности
1,0–2,0	Суглинок средний, цвет: ржаво-коричневый; включения гравийных частиц ок.1 %, влажный
2,0–3,0	Суглинок легкий, цвет: ржаво-коричневый; включения гравийных частиц ок.3 %, увлажненный. Прослои песка мелкозернистого
3,0–4,0	Суглинок легкий, цвет: серо-коричневый; включения гравийных частиц ок.1 %, увлажненный. Прослои песка мелкозернистого

Для изучения почв на исследуемой территории были пройдены два шурфа глубиной до 150 см, проведены подробные описания всех встретившихся горизонтов (рис. 3) и послойный отбор через 10 см (0-10, 10-20, 20-30 см и т.д.), для определения содержаний поллютантов и выявления закономерностей их распределения с глубиной.

В обоих шурфах наблюдались супесчаные дерново-подзолистые почвы, на глубинах порядка 1 м встречались железистые новообразования (подтеки и прослои) и гранитные гравийные и/или галечные включения. Сложение почв изменялось в пределах от рыхлых до плотных. Цвет варьирует от серо-бурого до рыжего.

Также производился отбор поверхностных проб почв (до 20 см в глубину). Пробы отбирались методом «конверта» в соответствии с ГОСТ 17.4.3.01-83 «Общие требования к отбору проб».

Для характеристики состояния озер были отобраны пробы донных отложений, а также три пробы планктона. Озёра Городище и Поганое ледникового происхождения, имеют протяженность около 1000 и 400 м соответственно, между собой соединены протокой. Средняя глубина около 5 м, наибольшая – 6,5 м, значительных перепадов глубин замечено не было. В центре оз. Городище находится остров, вытянутый с С-В на Ю-З, длиной 270 м. Донные отложения состоят в основном из органического детрита, преимущественно чёрной и тёмно-коричневой окраски, высокой степени разложения. Пробы из центральной, самой глубоководной части озёр характеризуются более тёмной окраской и большей однородностью, что свидетельствует о более высокой степени разложения. Следы слаборазложившейся органики практически отсутствуют, встречаются только в пробах, отобранных вблизи берега. Можно предположить, что при наличии загрязнителей на территории водосбора, они будут аккумулироваться в таком типе отложений.

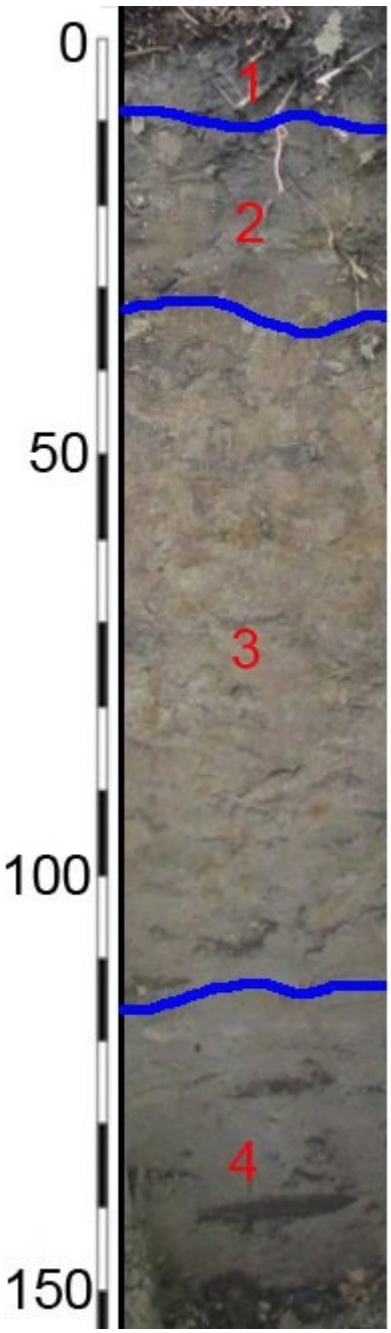


Рис. 3 Схема почвенного разреза.

Описание горизонтов к рис. 3:

1. *Дерновый сухой горизонт серо-коричневого цвета, супесчаный, мелкозернистой структуры, рыхлого сложения с органическими включениями, характер перехода к следующему горизонту – явный, мощность – 5-10 см.*
2. *Супесчаный увлажненный горизонт зеленовато-коричневого цвета, мелкозернистой структуры, уплотненного сложения с включениями органики и валунов, характер перехода к следующему горизонту – явный, мощность – 18-20 см.*
3. *Супесчаный увлажненный горизонт светло-коричневого цвета, мелкозернистой структуры, плотного сложения, присутствуют железистые подтеки, характер перехода к следующему горизонту – расплывчатый, мощность – 75-80 см.*
4. *Супесчаный влажный горизонт светло-коричневого (бежевого) цвета, мелкозернистой структуры, плотного сложения, мощность – более 40 см.*

В результате полевых работ в районе озёр Городище и Поганое были пробурены и описаны 4 скважины, заложены 2 шурфа, отобрано 15 проб донных отложений, 3 пробы планктонных организмов, 25 проб почвы, 10 проб листьев берёзы и побегов полыни в узлах сетки 500×500 м, а также отобраны пробы органов и тканей рыб. Отобранные пробы в лабораторных условиях будут подготовлены к анализу на содержание тяжелых металлов, металлоидов, органических веществ и фосфора (как основного элемента эвтрофикации). По результатам анализа будет проведена математическая обработка, картирование и разработаны рекомендации для дальнейших исследований и рационализации природопользования на территории национального парка «Смоленское Поозерье».

Список литературы

1. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Московская. Лист N-36-II. Объяснительная записка. Сост.: Епишкин В.П., Лехт Э.Е., Язова Э.А. М., 1977, 154 с.

Методика расчета морфометрических параметров для геолого-геоморфологической классификации долины р. Чуя (Горный Алтай)

Котлер С.А. [1,2]

[1] *Новосибирский государственный университет (НГУ), kotler.sofi@ya.ru*

[2] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН*

Цель данного исследования – провести типизацию долины р. Чуя (Горный Алтай) по особенностям геолого-геоморфологического строения на основе морфометрического анализа геоданных, полученных по цифровой модели рельефа (ЦМР) SRTM, топографическим картам и космическим снимкам (Landsat, Quickbird). Работа выполнена с использованием программного пакета ArcGIS 10.2.2. Для этого были выбраны наиболее показательные параметры: извилистость русла, ширина долины и уклон русла. Извилистость русла характеризуется двумя количественными показателями: суммарным углом отклонения русла внутри скользящего окна и суммарной длиной русла внутри скользящего окна. Ширина долины имеет также два количественных показателя – площадь средних террас внутри скользящего окна, построенная: 1) по SRTM (слабонаклонные участки рельефа); 2) по топокартам и космоснимкам (площадки низких и средних террас). Количественными показателями уклона русла реки являются перепады высот, посчитанные: 1) по SRTM; 2) по топокартам. Для этого в ArcGIS было оцифровано русло р. Чуя в виде последовательности точек с расстоянием между ними 20 м. В дальнейшем, для каждой из этих точек вычислялись вышеуказанные морфометрические показатели. Таким образом, на протяжении всей длины русло р. Чуя оказалось равномерно морфометрически охарактеризованным. После этого был проведён комплексный анализ по всем шести морфометрическим показателям, с целью разделения долины р. Чуя на отрезки, имеющие существенные статистические отличия.

Рассмотрим специфику построения каждого из морфометрических показателей. Для вычисления суммарного угла отклонения русла в QGIS импортировались точки линии русла. Затем при помощи алгоритма геообработки (автор – Пчельников Д.В., ИГМ СО РАН) вычислялся внутренний угол между каждыми двумя соседними отрезками; значение = 180 - «угол» присваивалось точке между отрезками. Для вычисления суммарной длины русла каждой точке присваивалось значение 20 м (равное расстоянию между ними).

Для выделения слабонаклонных участков долины по ЦМР строилась схема углов падения склона. Принято считать, что площадки террас имеют угол, не превышающий 5°, однако для ЦМР по SRTM из-за пространственного разрешения (размер пикселя 60х60 м) экспериментально установлено, что горизонтальным и слабонаклоненным участкам соответствуют углы от 0° до 7°. Морфометрический показатель площадок низких и средних

террас получен путём ручной оцифровки по детальным космоснимкам и топокартам р. Чуя по тыловым швам средних террас.

Далее проводились вычисления в скользящем окне. Под скользящим окном подразумевается окружность с заданным радиусом, которая перемещается по каждому пикселю сетки (растра) и вычисляет значения функции по показателям внутри окна. Радиус подбирался экспериментально, поскольку маленькие его значения не охватывают долину по ширине, а большие – «смазывают» результаты. Для итогового расчета морфометрических показателей в ArcGis строились плотностные сетки методом «плотность точек» с радиусом скользящего окна 1,5 км. Этот метод был выбран из-за того, что метод «плотность ядер» даёт значительные искажения и сглаживание результатов, что не позволяет использовать эту функцию для определения границ.

Для характеристики извилистости русла реки внутри скользящего окна суммировались: 1) значения углов отклонения русла и 2) длина линии русла. Ширина долины оценивалась путём расчета: 1) суммарной площади поймы, низких и средних террас, входящих в скользящее окно, и 2) площади слабонаклонных участков рельефа (суммирование пикселей схемы уклонов со значениями 0-7°). Для оценки уклона русла строилась плотностная сетка, учитывающая суммарную разницу абсолютных отметок высот.

Как отмечалось ранее, значения с каждой плотностной сетки присваивались точкам русла реки. В итоге, при объединении атрибутивных данных, все точки русла реки получили значения всех параметров.

Многопараметрический статистический анализ позволил получить следующие результаты. По ширине долины выделились 4 типа: I) узкая; II) средней ширины; III) расширенная; IV) широкая. По извилистости русла долина разделилась на 5 типов: 1) прямое, однорукавное; 2) слабоизвилистое, однорукавное 3) среднеизвилистое, однорукавное; 4) сильноизвилистое, однорукавное, со старицами; 5а) сильноизвилистое, многорукавное, имеющее главное русло и второстепенные протоки; 5б) сильноизвилистое, многорукавное, имеющее равнозначные протоки. Изменение уклона тальвега четко выделяет участки котловин и сужений долины. Также небольшие колебания уклона реки маркируют пороги и являются границами между участками, не сильно отличающихся морфометрическими параметрами.

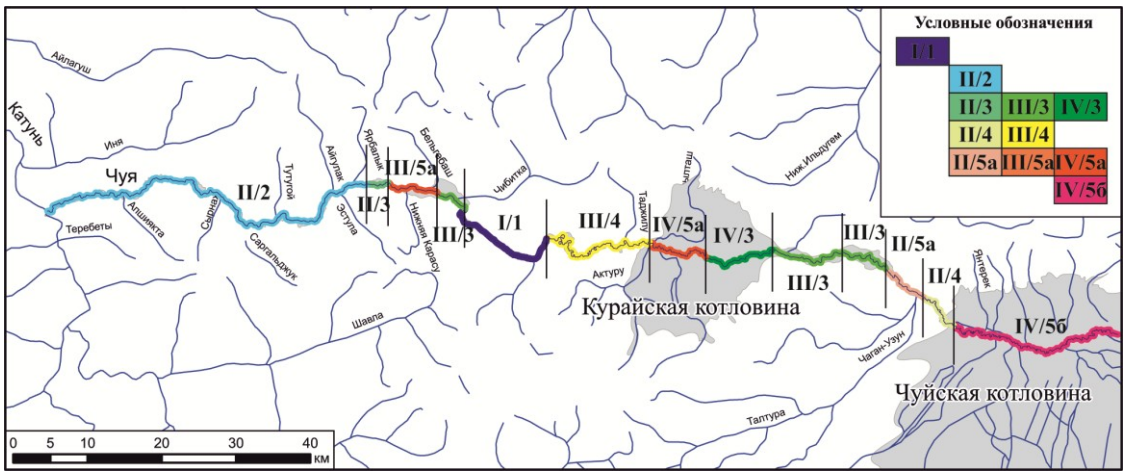


Рис. 1. Типизация долины р. Чуя по ширине долины и извилистости русла.

Комбинируя параметры и показатели мы выделили 13 участков, соответствующих 11-ти типам:

I/1. Узкая, каньонообразная долина с однорукавным спрямлённым руслом – участок «новой» Чуи, где река «выпилила» себе долину по зоне разлома. Уклон реки значительный, с большим количеством бурных порогов.

II/2. Долина средней ширины со слабоизвилистым однорукавным руслом. Участок от р. Ярбалык до устья р. Чуя. Возможно более детальное разбиение на подтипы, обусловленные тем, что Чуя проходит по нескольким разнонаправленным разломным зонам.

II/3. Долина средней ширины со среднеизвилистым однорукавным руслом. Участок от р. Бока до р. Ярбалык в позднем плейстоцене – голоцене был подпружен обвальными отложениями.

II/4. Долина средней ширины, русло сильноизвилистое, со старицами. Западное окончание Чуйской котловины, осложненное мелкоблоковыми малоамплитудными поднятиями, район р. Тыдтуярык.

II/5а. Долина средней ширины, многорукавное сильноизвилистое русло с неравнозначными протоками. Участок ниже р. Чаган-Узун, испытавший подпруживание Сукорским оползнем-обвалом.

III/3. Расширенная долина со среднеизвилистым однорукавным руслом, в троге на моренном цоколе. К данному типу относятся три участка в районах рек Куэхтанар, Тыдтугем и Чибитка.

III/4. Расширенная долина, русло сильноизвилистое, со старицами. Район ур. Баротал, где р.Чуя была подпружена Чибитским моренным комплексом.

III/5а. Расширенная долина, многорукавное сильноизвилистое русло с неравнозначными протоками. Участок, приуроченный к неотектоническому расширению долины р. Чуя, охватывает урочища Бельгебаш, Улары и Боки.

IV/3. Широкая долина со среднеизвилистым однорукавным руслом внутри Курайской межгорной котловины – восточная часть.

IV/5а. Широкая долина, многорукавное сильноизвилистое русло с неравнозначными протоками внутри Курайской межгорной котловины. Неотектонически опущенный фрагмент западной части, который представляет собой структуру пулл-апарт.

IV/5б. Широкая долина внутри Чуйской межгорной котловины, с сильноизвилистым многорукавным руслом с равнозначными протоками.

Диапазоны значений морфометрических показателей для разных типов долин приведены в таблице 1. Для характеристики извилистости выбран показатель угла отклонения русла, для характеристики ширины долины – показатель суммарной площади поймы, низких и средних террас. Данные нормированы на максимумы значений.

Таблица 1. Морфометрические характеристики типов долины.

	Ширина долины, %			
Извилистость русла, %	**I**	**II**	**III**	**IV**
1	3-14			
	4-7			
2		19-37		
		8-11		
3		19-37	38-69	87-100
		11-15	11-15	11-15
4		19-37	38-69	
		15-23	15-23	
5а		19-37	38-69	87-100
		33-65	33-65	33-65
5б				87-100
				92-100

Таким образом, гис-анализ геоданных, полученных по ЦМР, топокартам и космоснимкам, обеспечил выявление статистических закономерностей морфометрических

параметров и показателей для долины р. Чуя, что позволило выделить участки с разным типом геолого-геоморфологического строения. Полученный результат был верифицирован путём сравнения с данными полевых геолого-геоморфологических исследований (Зольников и др., 2015, 2016). Разработанная методика может быть использована для геологического картирования, палеогеографических и неотектонических построений.

Благодарности. *Автор благодарит научного руководителя д.г.-м.н. Зольникову И.Д. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00426 мол_а.*

Список литературы

1. *Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А.* Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь // Геология и геофизика. 2015. Т. 56 (8). С. 1483—1495.

2. *Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В.* Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т.57. № 6. С.1184-1197.

Исследование элементного состава холелитов методами ИСП-АЭС и ИСП-МС

Машина Е.В.

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

Известно, что организм человека чутко реагирует на любые негативные изменения в окружающей среде, что может стать причиной нарушения функционирования организма. Изучение элементного состава холелитов позволяет понять не только состав среды, в которой формировались данные объекты, но и может служить информативным маркером воздействия химических элементов на организм человека. Отклонение элементного равновесия в желчи может стать одним из факторов, приводящим к образованию желчных камней (Шелекетина, 1996). В связи с этим, в настоящей работе приведен элементный состав холестериновых (8 образцов) и пигментных (билирубиновые, 2 образца) холелитов, полученных от жителей Республики Коми, а также сравнительный анализ микропримесей с данными из публикаций (Omer, 2011; Пальчик и др., 2003; Kinani et al., 1984; Голованова, 2006). В качестве методов использовались масс-спектральный и атомно-эмиссионный (Elan-6100, Optima-4300 DV, ВИМС).

Выявлено (табл.), что основными элементами, содержания которых более 10^{-4} масс.% присутствующими в холестериновых холелитах, являются (в порядке убывания): Ca, Na, Mg, Al, K, Fe, Mn, Cu, Ti, Zn, Sr, Ba, Pb, Cr и Ni (см. табл.). В пигментных холелитах ряд средних концентраций элементов имеет иной порядок, так в них определены (в порядке убывания): Ca, Na, Mg, Cu, K, Mn, Fe, Al, Zn, Ti, Pb, V, Sr, Ag и Ba. Среди других присутствующих элементов в холелитах также обнаружены редкоземельные элементы (РЗЭ). Установлено, что кумуляция легких РЗЭ значительно выше, чем тяжелых, она составляют 85% для холестериновых и 89% для пигментных холелитов от суммы всех РЗЭ. В общем, для холелитов наибольшими концентрациями характеризуются La и Ce, а наименьшими Eu. Отмечается, что содержание ультрамикроэлемента – La в холестериновых камнях выше, чем микроэлементов Cd, Bi и Tl.

Таблица. Средние содержания элементов в холелитах (мкг/г)

Элемент	хол	пиг	Элемент	хол	пиг
Кальций	19788	64000	Сурьма	0.03	0.15
Натрий	1157	15500	Барий	3.25	4.6
Калий	126	1350	Торий	0.02	0.01
Магний	202	2950	Уран	0.04	0.01
Алюминий	190	170	Вольфрам	0.23	0.25
Кобальт	0.14	0.28	Таллий	0.03	0.52
Хром	1.45	0	Висмут	0.02	0.53
Медь	45.8	1950	Иттербий	0.040	0.016
Железо	100	640	Лютеций	0	0
Ванадий	0.32	31.5	Иттрий	0.223	0.075
Марганец	70	750	Лантан	0.486	0.210
Титан	30	48	Скандий	0	0
Цинк	13.92	161	Церий	0.418	0.130
Никель	1.37	1.7	Празеодим	0.034	0.013
Олово	1.02	1.01	Неодим	0.119	0.049
Кадмий	0.05	0.87	Самарий	0.045	0
Свинец	2.20	36	Европий	0.009	0.003
Серебро	0.2	4.6	Гадолиний	0.054	0.013
Галлий	0.081	0.081	Тербий	0.011	0
Рубидий	0.40	1.23	Диспрозий	0.071	0.019
Стронций	9.01	12.25	Гольмий	0.017	0
Цирконий	0.30	2.85	Эрбий	0.052	0.014
Ниобий	0.05	0.11	Тулий	0.0079	0

Примечание: хол – холестериновые холелиты; пиг – пигментные холелиты

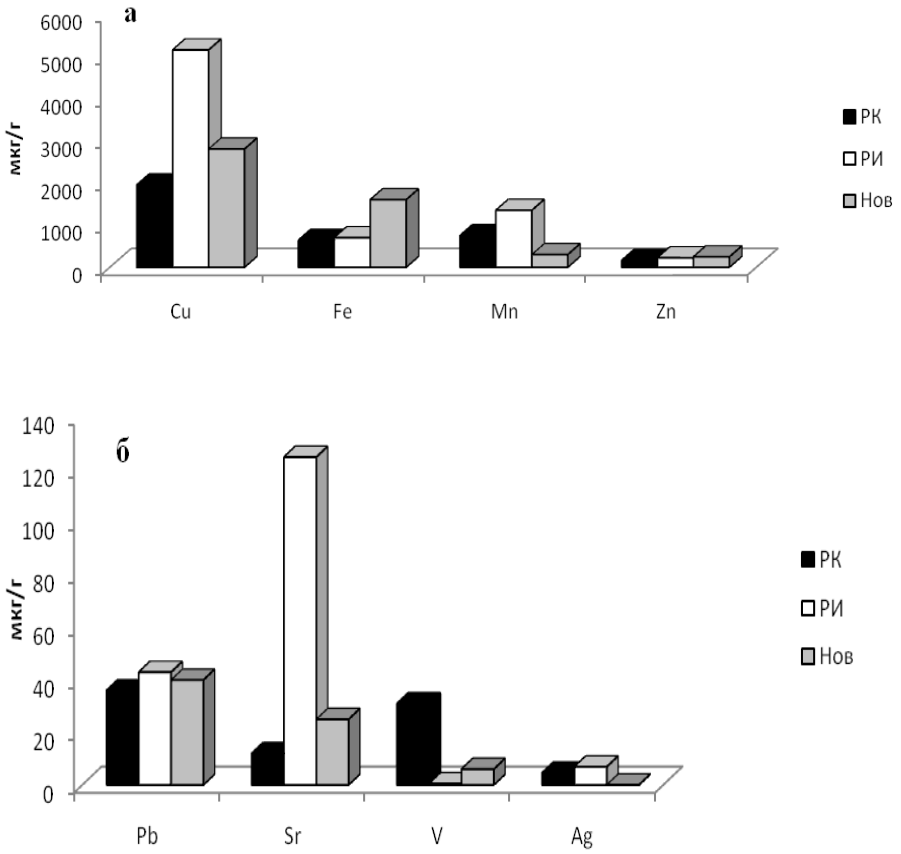


Рис. 1. Гистограммы распределения микроэлементов в пигментных холелитах: а – Cu, Fe, Mn, Zn; б – Pb, Sr, V, Ag. Сокращения: РК – Республика Коми; РИ – Республика Ирак; Нов – Новосибирск.

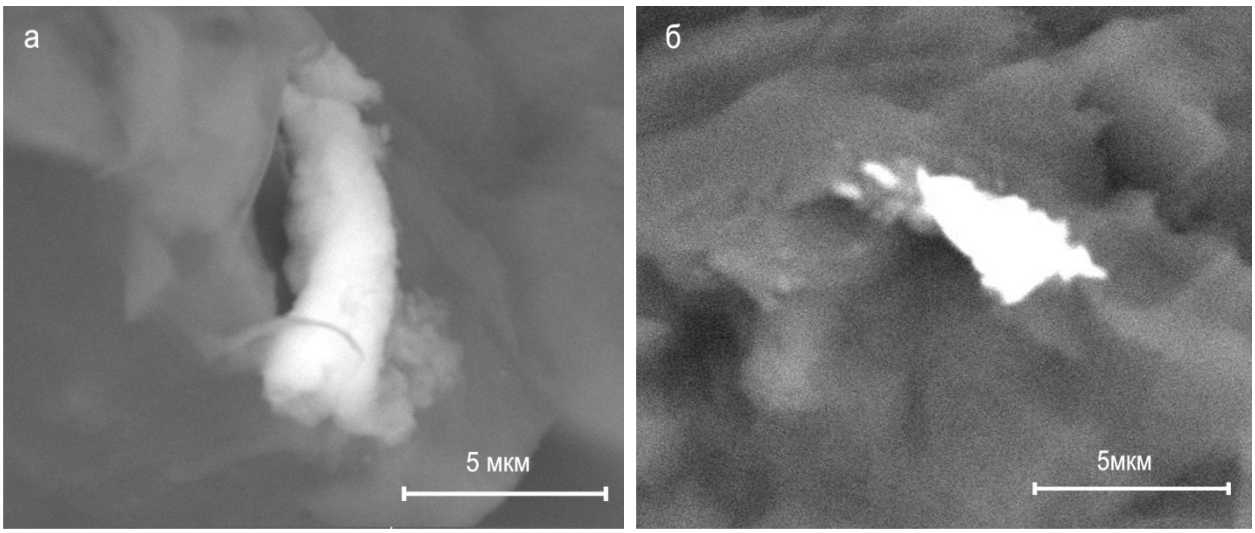


Рис. 2. Сульфат меди (а) и оксид меди (б). РЭМ-изображение в упруго-отраженных электронах.

По имеющимся данным распределение основных элементов жителей Ирака (Omer, 2011) в холестериновых камнях следующее Ca>Na>Mg>Fe>Cu>Mn>Cr>Sr, в пигментных камнях Ca>Na>Cu>Mg>Mn>Fe>Zn>Sr>Al>Pb>Ag. У населения Новосибирского региона установлено, что концентрирующимися микроэлементами в холестериновых холелитах являются Fe>Cu>Mn>Zn>Ti>Pb>Cr>Sr, в то время как в билирубиновых конкрементах Cu>Fe>Mn>Zn>Pb>Ti>Sr>Cr>V (Пальчик и др., 2003). У жителей Шотландии пигментный холелитиаз характеризуется присутствием (в порядке убывания) Ca,Na,Cu,K,Fe,Mg,Zn,Mn,Al,Ag,Cr (Kinani et al., 1984). Для проживающих в Омской области в холелитах основными являются тринадцать элементов Ca>K>Mn>Fe>Cu>Pb>Ti>Zn>V>Ni>Bi>Cr>Hg (Голованова, 2006). Таким образом, кальций является доминирующим элементом не зависимо от состава холелитов, а также от региона распространения холелитиаза. Установлено, что в исследованных нами образцах содержание Hg находится ниже предела обнаружения, тогда как в холелитах жителей Омска ее показатели составляют в среднем 4 мкг/г. Также замечено, что в отличие от холелитов жителей Республики Коми, у населения Ирака в пигментных образованиях отсутствуют Ba и V, в холестериновых камнях не фиксируются Ba, Ni, Al. Следует отметить, что концентрация Al в холестериновых желчных камнях населения Республики Коми лидирует по сравнению с другими микроэлементами и составляют в среднем 190 мкг/г. Исследователями (Omer, 2011; Пальчик и др., 2003) отмечается, что холестериновые камни содержат более низкие концентрации элементов в отличие от билирубиновых холелитов. В свою очередь последние, являются накопителями Cu, а также Mn, Fe, Zn, Pb, V, Sr, Ag, их кумуляция значительно может варьировать в патогенных образованиях у разных жителей (рис. 1). При этом, пигментные холелиты проживающих на территории Республики Коми отличаются значительными содержаниями V. Такой элемент как Cu, является доминирующим пигментного холелитиаза независимо от территории встречаемости. Предполагается, что появление в первую очередь меди, а также свинца и стронция в высоких концентрациях инициирует осаждение пигмента, образуя с ними билирубинаты (Пальчик и др., 2003). Авторами, изучавшими состав желчи пигментных желчных камней отмечается, что в ней обнаруживаются высокие содержания меди и железа (Запруднов и др., 2005). Изучение нами пигментных образцов методом аналитического сканирующего электронного микроскопа (JSM 6400) показало, что одними из самых распространенных металлических фаз в них, являются разнообразные соединения железа и меди присутствующие в форме сульфата меди, оксида меди (рис. 2), дисульфида железа с примесью марганца (пирит) и самородно-

металлических фаз состава (мас.%): Fe 76.14, Cu 4.75, Al 3.19, Zn 2.28 ; Fe 89.26, Ni 5.73, Mn 0.62; Fe 66.83, Ni 3.34, Si 0.51; Fe 69.02, Al 2.02; Fe 82.79, Ni 3.06; Cu 59.68, Zn 36.62, Pb 3.69; Cu 85.12, Ni 11.87, Cr 3.01; Cu 68.75, Ni 17.79, Fe 2.83; Cu 98.11(рис. 3, а-е).

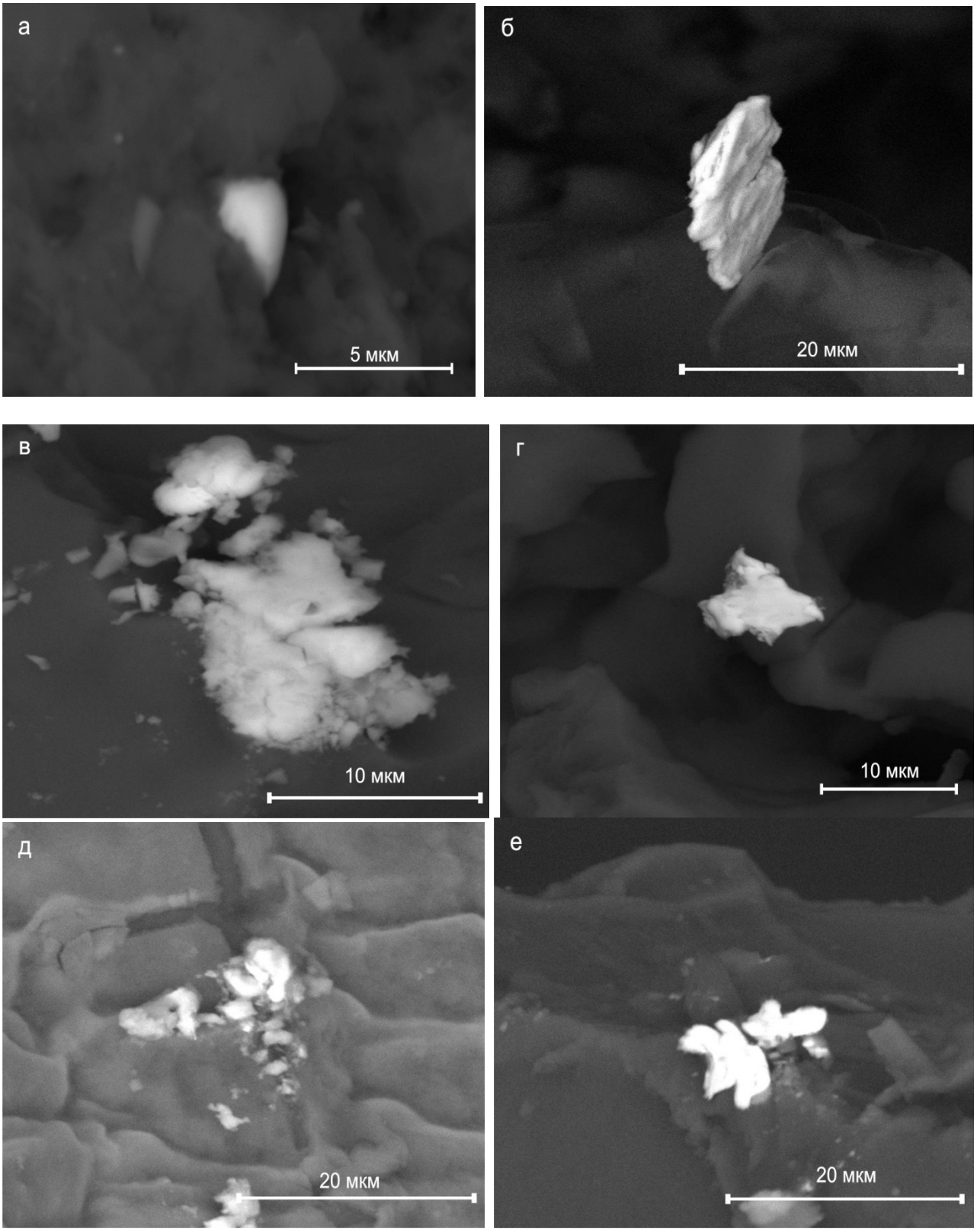


Рис. 3. Выделения металлических фаз состава: Fe-Cu-Al-Zn (а), Fe-Ni-Mn (б), Fe-Al (в), Cu-Zn-Pb (г), Cu-Ni-Fe (д), Cu (е). РЭМ-изображения в упруго-отраженных электронах.

Таким образом, установлено, что элементный состав холелитов проживающих в разных регионах характеризуется широкой вариацией. Тем не менее, кальций, является доминирующим независимо от состава холелитов, а также от территории распространения холелитиаза. Отличительными особенностями микропримесей в составе холелитов жителей Республики Коми по сравнению с другими регионами, являются высокая концентрация алюминия в холестериновых камнях и ванадия в пигментных конкрементах. Выявлено, что повышенные содержания меди отмечены в билирубиновых желчных камнях населения Республики Коми, что сопоставимо с литературными данными по Ираку и Новосибирска. Различные концентрации элементов в холелитах могут быть обусловлены рядом экзогенных факторов: местом проживания, пищевым рационом, приемом медицинских препаратов и использованием различных косметических средств.

Благодарности. *Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 15-18-5-5.*

Список литературы

1. *Голованова О.А.* Патогенные минералы в организме человека: Монография. – Омск: Изд-во ОмГУ, 2006. 400 с.

2. *Запруднов А.М., Царькова О.Н., Харитонова Л.А.* Содержание эссенциальных минеральных элементов в биологических объектах у детей с билирубиновым и холестериновым холелитиазом // Вопросы современной педиатрии. 2005. Т.4. №3. С. 29-33.

3. *Пальчик Н.А, Столповская В.Н., Мороз Т.Н., Колмагоров Ю.П., Леонова И.В.* Фазовый и микроэлементный состав желчных камней // Журнал неорганической химии, 2003, Т. 48. №12. С. 2080-2085.

4. *Шелекетина И.И.* Современные представления о генезе и принципах типирования желчных конкрементов // АМН Украины. 1996. Т.2. № 4. С. 631–643.

5. *Kinani A.T., Harris I.A, Watt D.E.* Analysis of minor and trace elements in gallstones by induction of characteristic ionising radiation // Phys. Med. Biol., 1984, Vol. 29, №2. P. 175-184.

6. *Omer L.S.* Quantitative analysis in (33) traces metals in human gallstones by ICP-AES // International Journal of Chemistry, 2011. Vol.3. №2. P. 105-110.

Рельеф и геологическое строение территории города Гомеля, Республика Беларусь

Моляренко В.Л.

Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины, аспирант

molyarenko-vova@bk.ru

Рельеф города и его окрестностей представлен пологоволнистой флювиогляциальной равниной, надпойменными террасами Сожа в правобережной части и низменной аллювиальной равниной в левобережной части. Наиболее высокие отметки характерны для северной части города. Наивысшая отметка – 144 м над уровнем моря, наименьшая – 115 м – урез воды реки Сож. Относительное превышение в пределах Гомеля составляют 10–15 м.

Основная часть территории Гомеля сформировалась в результате деятельности днепровского ледника и его талых вод. Значительные площади образовались под влиянием озерно-аллювиальных и аллювиальных процессов поозерско-голоценового возраста. В целом территория имеет слабовсхолмленный, местами волнистый или плоский рельеф.

В пределах территории города развита сильно размытая моренная равнина, приуроченная к правому борту долины р. Сож с абсолютными отметками 138–142 м. Относительные превышения составляют в среднем 5–10 м, увеличиваясь по правому борту долины реки до 15–20 м в результате овражно-балочного расчленения. Превышения равнины над урезом воды достигают 25–30 м. Рельеф моренной равнины мелкохолмисто-волнистый, осложненный термокарстовыми и суффозионными западинами.

С запада к моренной равнине примыкает флювиогляциальная (зандровая) равнина, сформированная талыми ледниковыми водами позднеднепровского возраста. Флювиогляциальная равнина занимает абсолютные высоты в интервале 132–138 м. Она

осложнена останцами моренной равнины, достигающими абсолютных отметок 139–141 м и представляющими собой холмообразные возвышения неправильной формы. Относительные превышения в пределах водно-ледниковой равнины составляют 3–7 м, а в местах останцов достигают 10 м.

Флювиогляциальная равнина осложнена термокарстовыми западинами и участками озерно-аллювиальной равнины поозерско-голоценового возраста, интенсивно заболоченными и заторфованными.

Геоморфологическое строение городских территорий играет значительную роль при разработке многих инженерных и градостроительных проектов.

В гидрогеологическом отношении находится на стыке северо-восточной части Припятского артезианского бассейна и западного склона Воронежского артезианского свода. В пределах зоны активного водообмена выделены следующие водоносные горизонты и комплексы: воды верхнечетвертичных и современных болотных и озерных отложений; водоносный горизонт современных аллювиальных отложений; воды спорадического распространения в пролювиально-делювиальных отложениях; водосный горизонт аллювиальных отложений первых надпойменных террас; водосный горизонт аллювиальных отложений вторых надпойменных террас; водоносный горизонт флювиогляциальных отложений времени отступания днепровского ледника; воды спорадического распространения в моренных отложениях днепровского оледенения; водоносный комплекс флювиогляциальных, аллювиальных и озерно-ледниковых отложений среднечетвертичного времени; водоносный комплекс палеогеновых отложений; турон – маастрихтский водоносный горизонт; альб – нижнесеноманский водоносный горизонт; водоносный комплекс отложений нижнего мела; водоносный горизонт оксфордский отложений верней юры.

Отнесение территории к той или иной категории зависит от характера рельефа местности, сопротивления грунтов сжатию, гидрогеологических условий, степени затопляемости, наличия заболачиваемости, оврагов, оползневых и карстовых явлений, характера почвы, условий проветривания и инсоляции, размыва берегов рек и водоемов.

В геологическом строении принимают участие (сверху – вниз) техногенные образования (thIV), представленные насыпными грунтами, состоящие из смеси песка, супеси, почв. Мощность может колебаться от 1,5 до 5 метров; моренные отложения (gIId), представленные красно-бурыми супесями, суглинками с включением гравия и мелкой гальки, могут встречаться прослои разнозернистых песков, мощность может достигать до 8 метров; нерасчлененный комплекс водно-ледниковых, аллювиальных и озерных отложений березинско-днепровского горизонта (flg, a,lIbr-IIdn) представленный песками мелкозернистыми и среднезернистыми, мощность может достигать 6 метров.

На отдельных участках изучаемой территории могут вскрываться отложения харьковской свиты палеогеновой системы (₽3hr), представленные суглинками. Вскрытая мощность может достигать 5,5 метров. Сопротивление сжатия грунтов может достигать 0,15–0,17 Мпа. Развитие оврагов на территории города Гомеля к настоящему времени прекратилось и они превратились в балки, по дну которых дренируется подморенный водоносный горизонт. Глубина балок достигает 18-20 и более метров. Склоны крутые, чаще задернованные. В результате хозяйственной деятеьльности человека формируются техногенно-обусловленные овраги. К их числу относятся придорожные формы линейной эрозии. Формирование промоин и рытвин интенсивно происходит на правобережном склоне долины реки Сож (Мележ, 2012; Моляренко 2016).

В целом для описываемой территории можно отметить, что почти на всех болотах болотообразовательные процессы в основном находятся в стадии регрессии – наблюдается уплотнение торфа. Однако в поймах рек Сож и Ипуть образование болот продолжается и в настоящее время.

Благодаря хорошей дренированности территории процессы торфонакопления протекают медленно. В среднем мощность торфа составляют 1–2 метра.

Для городских территорий процессы затопления не характерны. В периоды высоких уровней затоплению подвергаются пойменные левобережные участки долины реки Сож (деревня Якубовка, территория района «Новобелицкий», деревня «Давыдовка», деревня «Плесы», поселок «Севрюки», микрорайон «Залинейный»). Для территории города характерен процесс повышения уровня грунтовых вод, вплоть до подтопления жилых зданий и инженерных сооружений.

В долине реки Сож наблюдаются процессы развития речной боковой эрозии. Основным периодом их активизации является весеннее половодье (апрель-май). Наибольшие скорости размыва берегов наблюдаются в апреле, и составляют в среднем 0,1–0,5 м/год. В летние периоды развитие боковой эрозии практически не наблюдается.

В пределах города фиксируются отдельные оползневые склоны, из гравитационных процессов наиболее развит крип – медленное перемещение материалы на склонах под влиянием силы тяжести, в результате периодического изменения температур и влажности. Интенсивность процесса не превышает 2 мм в год.

Термокарстовые явления в пределах изучаемой территории не развиваются, однако на территории города (в северо-западной его части) наблюдается развитие и проявление суффозионных процессов.

В настоящее время за счет активного освоения территории поймы и надпойменных террас идет расширение городских площадей. Воздействие человека приводит к изменению природных систем, обусловливает возникновение новых техногенных форм рельефа, формируются новые техно-природные системы.

В пределах города Гомеля активно осваиваются потенциально «неблагоприятные земли». Интенсивно осваиваются территории в северо-восточной части города занятые болотными массивами, которые в последствие были осушены и произведен намыв аллювиального материала с целью последующего инженерного освоения.

Интенсивному техногенному воздействию подвержены элементы флювиальных систем, что приводит к изменению их гидрологического и гидродинамического режимов (Мележ, Павловский, 2012). В результате прослеживается изменение хода природных и природно-техногенных (инженерно-геоморфологических) процессов по цепочке катены: базисная поверхность (пойма) – склоновая поверхность (борта речной долины) – вершинная поверхность (плакоры).

Список литературы

1. *Мележ Т.А.* Районирование территории города Гомеля по проявлению инженерно-геологических процессов экзогенной геодинамики // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2012. Т. 5. № 2. С. 176–195.

2. *Моляренко В.Л.* Эколого-геоморфологическая оценка природно-техногенных процессов на территори города Гомеля // «Молодые – наукам о Земле»: материалы VIII Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. – Москва: МГРИ – РГГРУ, 2016. С. 316–318.

3. *Мележ Т.А., Павловский А.И.* Пространственно-временные изменения флювиальных систем в пределах урбанизированных территорий (на примере г. Гомеля) // Литосфера. 2012. №2. С. 68–74.

Результаты проведенного экологического обследования части территории Муринского парка (ограниченной Тихорецким и Северным пр., а также ул. Академика Байкова)

Навинкин А.П.[1], Подлипский И.И.[2], Зеленковский П.С.[3],
Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет,
[1]barneygibson@yandex.ru,[2]primass@inbox.ru,[3]geopavel@yandex.ru

Кафедрой экологической геологии весной 2016 г. проведен первый этап (рис. 1) комплексного обследования территории Муринского парка (участок 1Б – территория парка, расположенная между улицей Академика Байкова, Тихорецким и Северным проспектом). Парк был условно разделен на четыре участка и три очереди.

Методика проведенных исследований. На исследуемом участке 1Б был произведен отбор почв и донных отложений с целью анализа на содержание ряда тяжелых металлов – Ni, Zn, Cu, Pb, Cr и Sr. Количество точек опробования первого этапа – 49 шт. Схема расположения точек отбора проб (рис. 2)

Отбор проб почв производился методом «конверта» (сводная проба состоит из пяти точечных, которые отбираются по углам и центре квадрата с гранью 5×5 мм), а донных отложений точечным методом. Глубина отбора точечных проб 0-20 см массой до 0,2 кг.

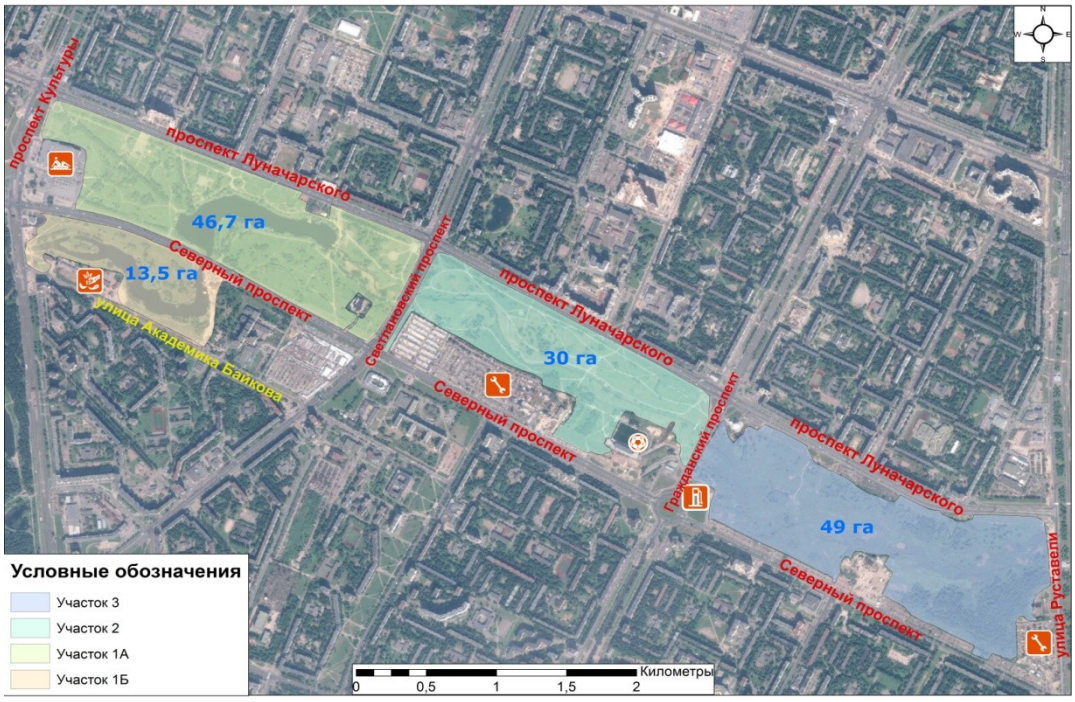


Рис. 1. Деление территории Муринского парка на участки исследования.

Собранные пробы высушиваются до воздушно-сухого состояния в коробочках в сушильном шкафу (пробы донных отложений в течение 8 дней, пробы почв в течение 3-5 дней). Для подготовки проб к элементному анализу необходимо размельчить высушенные пробы, выбрать включения и новообразования, которые представляют собой камни, корни растений, стекло и др. Далее, пробу растирают в ступке и просеивают через сито.

С помощью рентгенофлуоресцентного анализа мы определили содержание элементов I и II классов опасности для окружающей среды – тяжелые металлы: Ni, Zn, Cu, Pb, Cr и Sr.

Рис. 2. Расположение точек отбора проб почв и донных отложений.

Кроме того, для интегральной характеристики загрязнённости Муринского ручья применялось два индекса: Майера и Вудивисса (рис. 3). Метод Майера (ИМ) основан на том, что различные группы водных беспозвоночных приурочены к водоемам с определенной степенью загрязненности. Биотический индекс (БИ) Вудивисса отражает состояние водной экосистемы по зообентосу в баллах от 10 до 1.

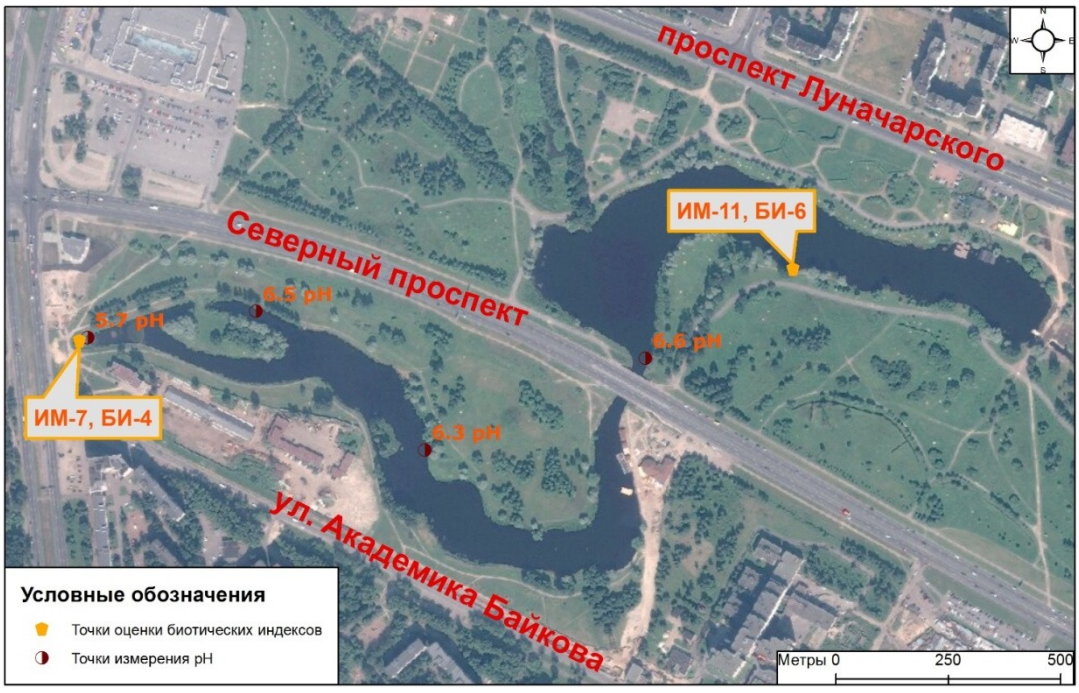


Рис. 3. Точки и результаты измерения pH и оценки биотических индексов (апрель 2016).

Результаты исследования. *По результатам анализа полученных данных было установлено, что основным тяжелым металлом, который находится в наибольших концентрациях, донных отложений является медь (рис. 4), а почв – цинк. На основании полученных данных и расчёта содержания тяжелых металлов была построена карта суммарного показателя загрязнения (рис. 5). Основное загрязняющее вещество в единственной точке, которая относится к категории загрязнения «умеренно опасная», является цинк (482 мг/кг).*

Как видно из карты (рис. 3), кислотность вод становится близко к нейтральной категории к середине Муринского пруда, что может свидетельствовать о наличии техногенного и/или природного загрязнения воды, например, органическим веществом, нефтепродуктами и др.

С другой стороны, в связи с тем, что воды в центральной части пруда приближаются к нейтральной среде, которая является более благоприятной для живых организмов (в том числе и болезнетворных, например, бактерии группы кишечной палочки), биологические индексы показывают улучшение качества сред (рис. 3, табл. 1).

Таблица 1. Оценка качества воды.

Качество воды	**Класс чистоты воды**	**Индекс Майера (ИМ*)***	**Биотический индекс (БИ)**
Очень чистая	1	22>	9-10
Чистая	2	17-21	7-8
Слабо загрязненная	3	11-16	5-6
Загрязненная	4	<11	3-4
Грязная	5		0-2

Заключение и рекомендации. Загрязнение распределено неравномерно, донные отложения исследуемой территории в западной части участка и в восточной части после «Северного» моста в наибольшей степени загрязнены. Основной поллютант – медь. Установленные участки загрязнения связаны с высокой транспортной нагрузкой по Тихорецкому и Северному пр., расположение аномалий вниз по течению связано с естественными процессами осаждения при уменьшении скорости течения.

Основной рекомендацией по установленному факту является запрет ловли рыбы вблизи пересечения Муринского ручья указанными транспортными магистралями, с другой стороны, установленная степень превышения содержания тяжелых металлов говорит о необходимости плановой расчистке русла и вывоза на захоронение донных отложений из областей с повышенным содержанием меди (рис. 4).

Возможное загрязнение вод Муринского пруда органическим веществом, установленное по косвенным факторам и не зарегистрированное результатами аналитических исследований позволяет дать рекомендацию местным жителям о вероятности фекального загрязнения и этой части Муринского парка (может быть за счет высокой нагрузки при выгуле домашних животных).

Что касается почво-грунтов, основным загрязняющим тяжелым металлом является цинк, установление происхождения аномалии которого не представляется возможным по настоящим данным. Можно предположить, что связано оно с рекреационной нагрузкой, а именно, захламлением этой части территории парка остатками мангалов, состоящих из оцинкованной стали. Данное предположение может быть подтверждено (или опровергнуто) результатами последующих этапов исследования.

В соответствии с положениями о парковых зонах и зеленых насаждениях общего и ограниченного пользования на территории Санкт-Петербурга необходимо сократить (исключить) подобную рекреационную нагрузку в виде несанкционированного разведения костров.

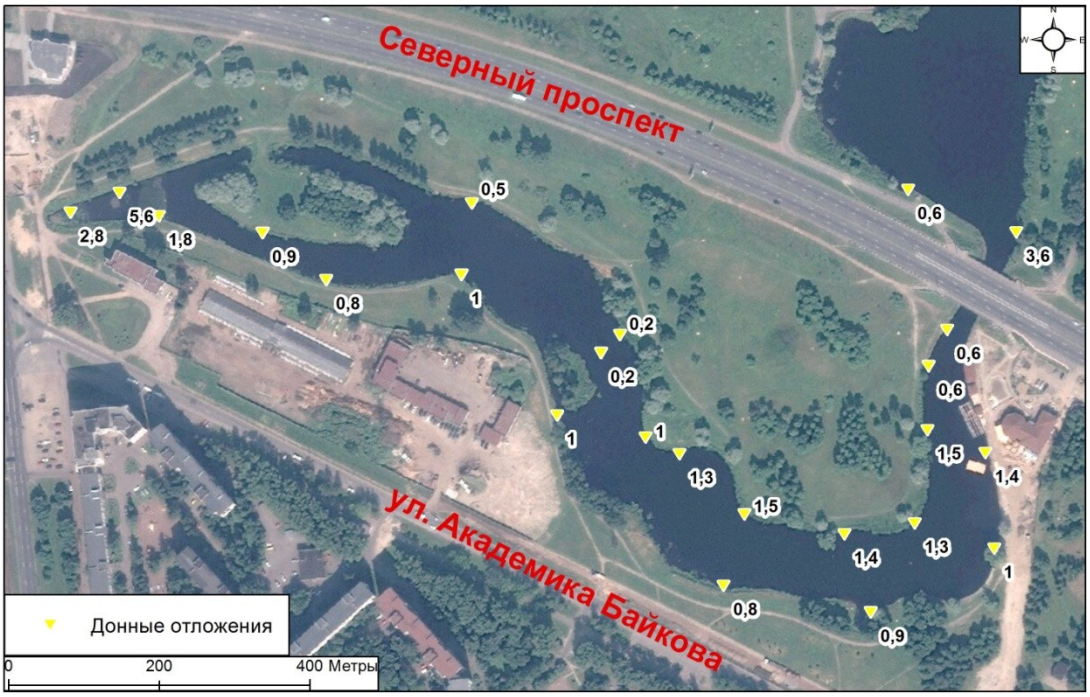


Рис. 4. Коэффициент концентрации меди в донных отложениях (апрель 2016).

Рис. 5. Суммарный показатель загрязнения территории (апрель 2016).

Список литературы

1. *Подлипский И.И.* Эколого-геологическая оценка парагенетических геохимических ассоциаций функциональных зон Санкт-Петербурга. / Инженерные изыскания. М., № 12, 2013, с. 46-52.

2. Нормы и критерии оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт Петербурга – региональный норматив разработан: ОАО «Ленморниипроект» по заказу Управления по охране окружающей среды мэрии Санкт-Петербурга. / Спб., 1996, с. 13

3. Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы СанПин 2.1.7.1287-03. «Санитарно-эпидемиологические требования к качеству почвы». / М., 2007, с. 9.

Геохимия 26-сантиметрового техногенного слоя донных отложений малого лесного озера в черте города Петрозаводска (Республика Карелия)

Новицкий Д.Г.[1, 2], Слуковский З.И.[1], Медведев А.С.[1]
[1]Институт геологии Карельского научного центра РАН, nov.dimka@mail.ru
[2] Петрозаводский государственный университет

Введение. Экология, как наука, начала формироваться еще во времена греческих философов, которые задумывались о том, что взаимодействие человека с окружающей средой может быть, как негативное, так и положительное (Петров, 1998).В масштабах планеты глобальные проблемы особо остро откладываются в памяти людей (один из примеров – авария на Чернобыльской АЭС). Поэтому важно понимать, что для борьбы с масштабными трудностями необходимо бороться не только с последствиями загрязнения окружающей среды, но и предотвращать неправильное использование природных ресурсов и осуществлять регулярный мониторинг окружающей среды. Для наибольшей эффективности данных мер важно концентрировать внимание на проблемах именно своего государства, экологическая обстановка которая местами может быть очень неблагоприятна.

Одной из задач наших исследований является фиксирование условий окружающей среды на примере малых водных объектов, в частности, городских озер(Слуковский, Медведев, 2015; Слуковский, 2015).На дне небольших рек и озер, расположенных в зоне промышленных и урбанизированных территорий, образуется своеобразный тип донных отложений, называемый техногенным илом (Янин, 2013). Данный тип пресноводных осадков отличается повышенным содержанием опасных для живых организмов веществ, в том числе тяжелых металлов, поступающих в водную среду из водосборной территории. При детальном изучении концентраций тяжелых металлов можно вести мониторинг состояния окружающей среды и проводить качественную оценку количественного антропогенного воздействия на экосистему всего города(Слуковский, Медведев, 2015).

В данном докладе приводятся результаты химического состава донных отложений озера Четырёхверстного, расположенного в юго-восточной части города Петрозаводска, в районе Ключевая.

Материал и методы исследования. Полевой отборпроводился22 марта 2016г. на озере Четырёхверстном (рис.1). Для получения наиболее точных результатов пробы донных отложения отбирались из центральной части озера в зоне аккумуляции, так как именно в этом районе происходит обильное накопление тонких фракций пресноводных осадков (Страхов, 1954).В результате проведения полевых работы на озере Четырехверстном было отобрано 13 образцов интересующего нас материала.

Рис. 1. Карта-схема расположения оз. Четырехверстного (г. Петрозаводск).

Для подготовки места отбора проб донных отложений использовалась пила-ледоруб. Прорубь выпиливалась достаточная для опускания в нее приборов (в том числе и пробоотборника Limnos) и отбора проб воды. При отборе проб поверхностного слоя донных отложений озера Четырехверстного использовался пробоотборник Limnos. Длина рабочей части составляет 60 см, с разделительными кольцами высотой 1 см каждое и диаметром 9,5 см. При помощи данного пробоотборника были отобраны пробы озерных осадков до глубины 26 см. После отбора образцов проб донные отложения поместили в холодильную сумку для дальнейших измерений и обработки в лаборатории. После просушки до воздушно-сухого состояния пробы подверглись лабораторному анализу.

Определение химического состава донных отложений было осуществлено при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра марки ARL ADVANT'X. Определение потерь при прокаливании (п.п.п. или LOI) проводилось при вычитании суммы всех определенных компонентов из 100 %-ной массы. Статистическая обработка выполнена при помощи программы MicrosoftOfficeExcel 2007. Для графической иллюстрации результатов использованы программы EasyCapture 1.2.0 и Inkscape 0.48.4.

Полученные данные химического анализа были обработаны методом корреляции Пирсона. Данный метод необходим для определения взаимной связи двух признаков при их изменчивости (Ивантер, Коросов, 2013). Так же были рассчитаны минимальные и максимальные значения концентраций изучаемых веществ и элементов, рассчитаны стандартные отклонения для всех элементов.

Результаты и их обсуждение. В результате, полученные данные были представлены в виде таблицы (табл.1). Данные тяжелые металлы неблагоприятно сказываются не только на существовании организмов в водной среде, но и непосредственно на вышестоящие пищевые цепочки. Повышенные содержания каких-либо тяжелых металлов может служить катализатором для образования более опасных соединений, которые в дальнейшем будут мигрировать по пищевой цепочке до человека. Приведенные значения содержания некоторых элементов могут свидетельствовать об геоэкологическом состоянии городского озера Четырехверстное. Для сравнения, среднее содержание цинка превышает в десятки раз ПДК, такой же характеристикой обладает и свинец, который так же превышает содержание допустимую концентрацию вдвое. В данном случае такое содержание цинка сказывается непосредственно на состояние здоровья экологической системы. Поступление ванадия обусловлено антропогенными выбросами вследствие работы Петрозаводской ТЭЦ. Присутствует так же превышение нормы содержания кобальта (в 4 раза).

Таблица 1. Статистические показатели изучаемых элементов в донных отложениях, мг/кг.

	Среднее значение	**Минимум**	**Максимум**	**Медиана**	**Ст. отклонение**
Cu	161,67	77,00	367,00	145,5	85,17
Zn	441,67	210,00	742,00	410,5	170,58
Mn	1286,33	906,00	2 300,00	1185,0	367,24
V	111,50	15,00	196,00	114,0	72,94
Sr	106,58	65,00	137,00	113,0	25,57
Pb	65,75	41,00	107,00	62,5	18,32
Cr	114,75	29,00	287,00	119,5	71,16
Ni	62,42	32,00	90,00	64,0	20,19
Co	26,33	0,00	41,00	29,0	11,66

При сравнении с данными фоновых значений 2013 года (табл.2), можно заметить рост концентрации тяжелых металлов в донных отложениях. Этому способствует непосредственно расширение строительства г.Петрозаводска. Отличие значений

концентраций тяжелых металлов в донных отложениях 2016г. с данными 2013г. характеризуются резким повышением концентраций ряда элементов.

Таблица 2. Фоновые содержание тяжелых металлов (мг/кг) в донных отложениях (данные 2013 года (Слуковский, Медведев, 2015)).

	Cu	**Zn**	**Mn**	**V**	**Pb**	**Cr**	**Ni**	**Co**
Фон	42,0	121,3	307	34,1	7,5	39,1	22,3	7,8

В таблице 3 представлена корреляционная матрица взаимоотношений тяжелых металлов в донных отложениях озера Четырехверстного. На ней выделены серым цветом элементы, коэффициенты которых превышают показатель 0,6 (тесный уровень корреляционной связи). К таким относятся ванадий, стронций, кобальт, никель, медь, марганец. Свинец в данной таблице не имеет ни с кем положительной корреляции, что может свидетельствовать о специфичной форме нахождения этого элемента в донных отложениях городского озера.

Таблица 3. Корреляционная матрица тяжелых металлов в донных отложениях оз. Четырехверстного.

	Cu	Zn	Mn	V	Sr	Pb	Cr	Ni	Co
Zn	0,19	1,00							
Mn	0,89	0,34	1,00						
V	0,53	-0,05	0,44	1,00					
Sr	0,55	0,09	0,52	0,93	1,00				
Pb	0,21	0,61	0,29	0,02	0,27	1,00			
Cr	0,20	0,44	0,13	0,63	0,52	0,21	1,00		
Ni	0,46	-0,04	0,39	0,94	0,92	0,12	0,62	1,00	
Co	0,39	0,11	0,49	0,79	0,91	0,38	0,42	0,87	1,00
LOI	-0,37	0,04	-0,27	-0,94	-0,85	0,16	-0,64	-0,87	-0,67

В донных отложениях озера Четырёхверстного отмечается отрицательная корреляция между содержанием кремния и железа ($R_{Si\text{-}Fe}$=-0,65 при $p<0,05$). Это хорошо отражено на графиках (рис. 2).

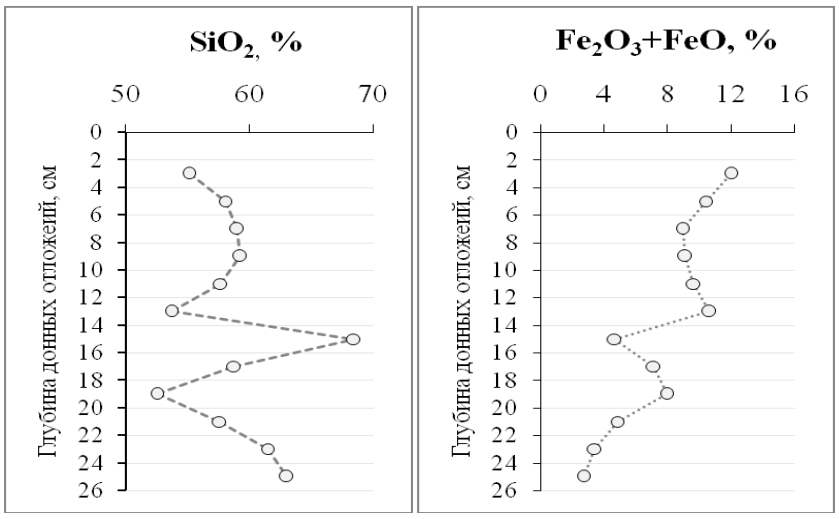


Рис. 2. Распределение содержание кремния и суммарного железа в техногенном слое донных отложений оз. Четырехверстного (первые 26 см).

Интересно отметить, что на глубине 14-16 см, происходит резкий «скачок» в сторону увеличения кремнезема и резкого уменьшения железа, после чего отмечается плавное уменьшение/увеличение обоих компонентов. Вероятно, это связано со сменой условий осадконакопления на дне малого городского водоема, сопровождавшейся отмиранием значительного количества диатомовых водорослей и, как следствие, отложением их кремнистых створок на дне озера.

С увеличением глубины (рис.3), отмечается уменьшение содержания таких элементов, как V (от 168 мг/кг до 15 мг/кг), Cr (120 и 29мг/кг). Подобной тенденцией обладают так же Co (концентрация которого на глубине в 0,26 падает до 0), Mn, Sr, Zn, содержание которых уменьшается почти в 2 раза с глубиной, что также может говорить об увеличении поступления в донные отложения данных компонентов, в результате техногенного воздействия на водный объект.

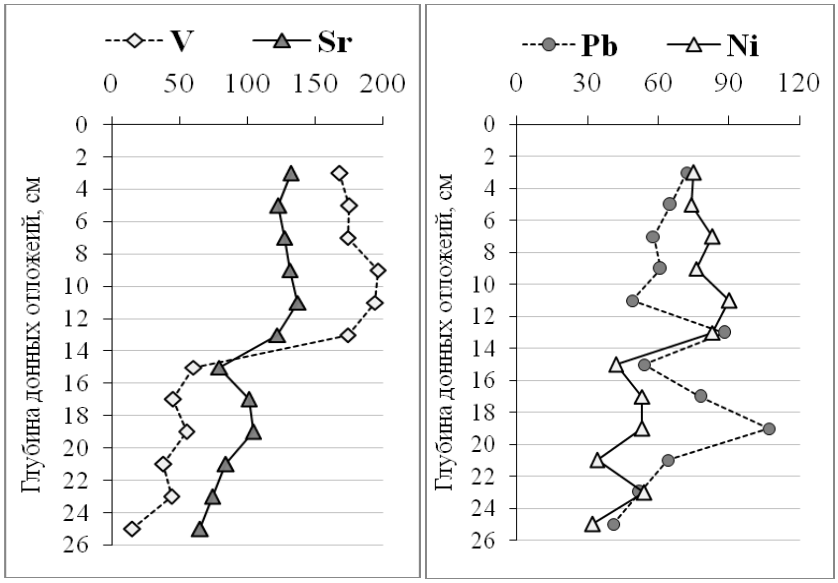


Рис. 3. Распределение микроэлементов в техногенном слое донных отложений озера Четырехверстного (первые 26 см)

Согласно графикам на рисунке 3, концентрации Pb и Ni в донных отложениях изученного городского озера изменяются довольно слабо. Средняя концентрация свинца в отложениях – 65,5 мг/кг, никеля – 62 мг/кг. Если учесть, что на глубине от 20 до 26 см, происходил плавное распределение, то с приближением к поверхности содержание свинца возрастает, что свидетельствует о тенденции к увеличению концентрации этого элемента. Такой же тенденцией обладает и никель, средние показатели более глубоких концентраций и менее отличаются приблизительно в два раза.

Выводы. Таким образом, в результате геоэкологических исследований донных отложений озера Четырехверстного, расположенного в черте города Петрозаводска, было установлено, что содержание в поверхностном слое озерных осадков кобальта в четыре раза выше нормы, а цинк и свинец превышают содержания ПДК грунтов в десятки раз. При сравнении полученных данных с фоновыми значениями 2013года наблюдается изменение в сторону роста концентраций тяжелых металлов. Наибольшие концентрации V,Sr,Pb,Ni приходятся на приповерхностный слой донных отложений, а с глубиной происходит уменьшение содержания этих элементов. В дальнейшем планируется продолжение данных исследований и наблюдение за дальнейшими изменениями состояния изучаемого городского водоема.

Благодарности. *Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00026 мол_а.*

Список литературы

1. ГН 2.1.7.2041-06 «Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве». http://allsnips.info/docs/46/46714/index.htm

2. *Ивантер Э.В., Коросов А.В.* Элементарная биометрия. Петрозаводск: Изд-во ПетрГУ, 2013. 110с.

3. *Петров К.М.* Общая экология: Взаимодействие общества и природы: Учебное пособие для вузов. – СПб: Химия, 1998. 352 с.

4. *Страхов Н.М.* Образование осадков в современных водоемах / Н.М. Страхов, Н.Г. Бродская, Л.М. Князева, А.Н. Разживина, М.А. Ратеев, Д.Г. Сапожников, Е.С. Шишова. М.: АН СССР, 1954. 276 с.

5. *Слуковский З.И., Медведев А.С.* Вертикальное распределение микроэлементов в донных отложениях малого озера в условиях урбанизированной среды //Вода: Химия и Экология. № 3. 2015. С. 77-82.

6. *Слуковский З.И.* Геоэкологическая оценка состояния малых рек крупного промышленного города по данным о содержании тяжелых металлов в донных отложениях // Метеорология и Гидрология. №6. 2015. С. 81-88.

7. *Янин Е.П.* Техногенные речные илы (вещественный состав, геохимические особенности, экологическая оценка). – М.: ВИНИТИ, 2013. 196 с. (Экологическая экспертиза, 2013, № 1, с. 2–196)

Проблема обращения с отходами бурения в удаленных районах

Пастухова В.А.[1], Подлипский И.И.[2]

Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра экологической геологии

[1]pastoukhova@mail.ru, [2]primass@inbox.ru

В нашей стране, как и во всем мире, с каждым годом все отчетливее прослеживается тенденция постепенного смещения добычи нефти и газа с суши на море. Потенциальные запасы углеводородного сырья на шельфе северных морей России оцениваются очень высоко, и на сегодняшний день, с учетом развития технического потенциала, совершенно очевиден тот факт, что активная эксплуатация открытых и перспективных месторождений не за горами.

Добыча любых полезных ископаемых сопровождается образованием разного рода отходов. Процесс бурения нефтегазовых скважин подразумевает образование производственных отходов, таких как буровой шлам, буровые сточные воды и буровые технологические жидкости. Все вышеперечисленные типы характеризуются высоким содержанием разного рода поллютантов, самыми опасными из которых являются тяжёлые металлы и нефтепродукты.

В арктической зоне нашей страны выделено 27 «импактных» районов, 16 из которых – в морях и прибрежной зоне (Моргунов, 2006). «Импактные» районы характеризуются серьезной трансформацией естественного геохимического фона, загрязнением всех компонентов окружающей среды и существенному повышению заболеваемости населения. Главную роль в формировании «импактных» территорий играет промышленность. Она оставляет на хрупких экосистемах северных районов неизгладимый след и в обозримом будущем такое положение вещей грозит нам экологической катастрофой. При этом, добыча углеводородного сырья, как наиболее перспективного, стоит на первом месте среди потенциальных источников риска. Из этого следует, что уже сегодня поиск решения проблемы минимизации антропогенной нагрузки при добыче полезных ископаемых является необходимым.

Буровые шламы – характерные отходы при всех видах буровых работ. Они представляют собой измельченную горную породу, выбуренную в процессе прохождения ствола скважины и вынесенную на поверхность с циркулирующей промывочной жидкостью. Их химический и гранулометрический состав может сильно варьироваться в зависимости от литологических особенностей горных пород, проходимых скважиной, бурового раствора,

режима бурения и оборудования для отделения и очистки шлама. С экологической точки зрения при морском бурении наиболее значимой характеристикой бурового шлама, помимо дисперсности, является наличие в его составе нефтепродуктов и токсичных элементов (наиболее опасные токсиканты – тяжелые металлы).

В зависимости от глубины, диаметра ствола, особенностей проходимой породы и типа бурения объем бурового шлама может меняться в широких пределах (от 500 до 1000 т на каждую скважину). В процессе бурения шлам постоянно поступает в процессе бурения и удаляется в толщу воды со средней скоростью от 0,2 до 2,0 $м^3$/ч (Патин, 2001). Среди основных негативных последствий сброса шлама в море можно выделить:

1. Повышение мутности воды и, как следствие, нарушение жизнедеятельности планктонных и бентосных организмов-фильтраторов;
2. Интоксикация бентосных организмов при сбросах токсичных нефтесодержащих шламов;
3. Физическое воздействие на донные организмы, изменение условий их существования;
4. Необратимые перестройки видовой структуры донных сообществ при длительных сбросах.

На сегодняшний день в области обращения с отходами бурения на море существует ряд альтернативных, хотя и редко реализуемых вариантов:

1. Закачка шламов в отработанные скважины и глубоколежащие пласты, а также их перекачка и сброс в удалении от места бурения;
2. Обезвоживание, спекание или иные методы обработки шламов с последующим складированием и транспортировкой на берег;
3. Транспортировку необработанного шлама на берег.

Вышеперечисленные варианты применяют, как правило, в особо уязвимых морских районах, либо при обращении с нефтесодержащими шламами (более 10 г нефти на 1 кг шлама) (Патин, 2001).

Транспортировка буровых отходов на берег в сравнении со сбросом в толщу воды является более экологически грамотным подходом при правильном подходе к их дальнейшей утилизации или переработке.

Проблема обращения с отходами бурения в удаленных районах с неразвитой инфраструктурой (в том числе при добыче на шельфе) на сегодняшний день стоит очень остро и сводится не только к экологическим аспектам, а, зачастую, к экономическим. Решением вышеописанной проблемы может являться физико-химическая технология переработки буровых отходов, основанная на принципе «нулевого сброса».

Технология заключается в использовании свойств минеральных систем на основе глин или глинистых пород, алюмосиликаты которых, подвергшись интенсивному щелочному гидролизу в присутствии ионов щелочноземельных металлов, преобразуются в высокодисперсную минерально-матричную систему, характеризующуюся предельным неравновесным состоянием и повышенной сорбционной емкостью. В процесс регенерации этой системы при введении в минеральную матрицу отходов из их состава вовлекаются химически активные загрязнители, особенно ионогенной группы, и соединения, поляризующиеся в поле зарядов минеральной матрицы. Результатом этого процесса является образование новой равновесной минеральной системы. Такие поллютанты, как тяжелые металлы и металлоиды играют роль центров образования новой равновесной структуры. В процессе образования ювенильной минеральной среды происходит частичная дегидратация минеральных комплексов с выделением свободной воды. Этот процесс, по существу, воспроизводит природные процессы литогенеза в дисперсных минеральных средах (например, в осадках в ходе их диагенетического преобразования и формирования осадочных пород). При переработке отходов, содержащих в своем составе в достаточном количестве глинистые минералы (например, буровые шламы), процесс гидролиза

алюмосиликатов и образование новой минеральной системы осуществляется за счет введения в перерабатываемую массу отхода минеральных комплексообразующих добавок (далее МКД). Последние представлены микрочастицами алюмосиликатных минералов, модифицированных ионами щелочноземельных металлов (Кнатько, 1989).

Таким образом, физико-химическая сущность описанной технологии преобразования отходов бурения состоит в искусственном воспроизводстве природных процессов минералообразования. В отличие от традиционного экобетонирования, в описанном методе капсулизация экотоксикантов происходит в результате протекания химических реакций, которые встраивают экотоксиканты в структуру вносимых алюмосиликатов.

Образуемый при переработке искусственный материал является строительным материалом аналогичным грунтобетону – грунт укрепленный техногенный (ГУТ), и, в зависимости от проектных характеристик, соответствует ГОСТ 23558-94, СНиП 2.05.02-85, СНиП 3.06.03-85, СНиП 3.02.01-87. Его санитарно-гигиенические характеристики соответствуют МУ 2.1.674-97 «Санитарно-гигиеническая оценка стройматериалов с добавлением промышленных отходов» (Кнатько, 1989).

ГУТ предназначен для устройства оснований, нижних слоев покрытий автомобильных дорог и аэродромов, а также может использоваться как грунт обратной засыпки при планировочных работах, сооружении откосов и земляных валов (вне зон застройки территории зданиями с постоянно проживающим населением, дошкольных и образовательных учреждений). С учетом конкретных условий эксплуатации сооружений и на основании испытаний материал может быть использован для устройства гидроизоляционных конструктивных слоев и механических геохимических барьеров, например, при рекультивации шламохранилищ, оборудовании и рекультивации полигонов для хранения отходов и т.п. Таким образом, ГУТ можно использовать непосредственно на месте для рекультивации шламового амбара и промплощадки. Это особенно важно для удаленных районов, где вывоз продуктов утилизации нецелесообразен из экономических соображений, а использование его при рекультивации позволит не только снизить экологические риски, но и сократить затраты на размещение и захоронение крупнотоннажных опасных отходов.

Список литературы

1. Кнатько В.М. Теория синтеза неорганических вяжущих веществ в дисперсных грунтах: Учеб.пособие. Л.: Ленинградский ун-т, 1989. 92с.;

2. Моргунов Б.А. Методология учёта экологического фактора в процессе выработки стратегии устойчивого развития арктической зоны России // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. - СПб., 2006.

3. Патин С.А. Нефть и экология континентального шельфа. – М.: Изд-во ВНИРО, 2001. – 247с.

Поздне- и послеледниковая история реки Свирь: отражение в георадарных образах

Павловская Е.А.[1], Потапович А.А.[2]

[1]Санкт-Петербургский Государственный Университет, pavlovskaia.elena@gmail.com

2Северо-Западное ПГО, potapowitch.aleksei@yandex.ru

Геологическая история реки Свирь в позднем плейстоцене – голоцене очень тесно связана с ключевыми палегеографическми событиями регионального масштаба, главными из которых являются прорыв вод из Онежского приледникового озера в ладожский плес Балтийского ледникового озера (БЛО) с последующим формированием современной речной сети, а также трансгрессивно-регрессивные перемещения береговых линий разновозрастных ладожских палеобассейнов. Следы этих событий очень четко выражены в рельефе и особенностях геологического строения плейстоцен-голоценовой толщи в нижнем течении реки Свирь от ее устья до г. Лодейное Поле (Шитов, 2007). В то же время, как отмечал еще

К.К. Марков (Марков, 1949), в этом районе береговые линии разновозрастных палеобассейнов, например – Балтийского ледникового озера и позднеголоценовой ладожской трансгрессии – имеют одинаковые высотные отметки, и распознавание их только на основе изучения современного рельефа не всегда возможно. Поэтому для выявления геологических тел, связанных с тем или иным палеогидрологическим событием и реконструкции последовательности этих событий, необходимо знание особенностей погребенного рельефа, а также формы и характера залегания стратифицированных толщ. Этот подход может быть реализован на основе использования геолого-геофизических методов.

Фактическим материалом для настоящей работы послужили результаты геолого-геофизических исследований на нескольких модельных объектах – Лахтинском заливе, который является участком древнего русла р. Свирь, перегороженным гигантским береговым валом (косой?), связанным с одной из голоценовых трансгрессий ладожского палеобассейна, а также на акватории малых озер, расположенных на различных высотных отметках в окрестностях г. Лодейное Поле. Эти исследования включали электротомографию, сейморазведку КМПВ, а также георадиолокацию, и проводились под руководством В.И. Кашкевича в рамках научно-исследовательской практики по четвертичной геологии Института наук о Земле СПбГУ на учебно-научном полигоне базы «Свирь» в сентябре 2015 г. (Лахтинский залив) и в феврале 2016 г. (со льда на малых озерах Цыганское, Глухое и Рыбье). Геологическая часть исследований была проведена в 2012–2013 гг. при полевых работах подпорожского отряда тематической комплексной партии ОАО "Севзапгеология" под руководством А.А. Потаповича, в ходе которых на акватории Лахтинского залива торфяным буром были пройдены 7 скважин. По образцам из них получены 6 ^{14}C-датировок. На акватории озер Цыганское, Глухое и Рыбье скважинами была пройдена толща иловых отложений мощностью до 6 м и получены 4 ^{14}C-датировки (лаборатория СПбГУ, Х.А. Арсланов).

Наиболее информативным геофизическим методом оказалась георадиолокация, которая проводилась с использованием георадара «ОКО-2» с антенной АБ-150 (частота 150 МГц), время развертки – 800 и 1600 нс. Георадарный профиль на участке «Лахтинский залив» общей протяженностью 815 м проходил по гребню берегового вала (см. рис. 1). Результатом обработки георадиолокационных данных в программе GeoScan32 стал георадарный профиль, отличающийся высокой детальностью волновой картины и исключительно высокой глубинностью (см. рис. 2). На озерах Цыганское, Глухое и Рыбье общая протяженность георадарных профилей превышает 5900 м.

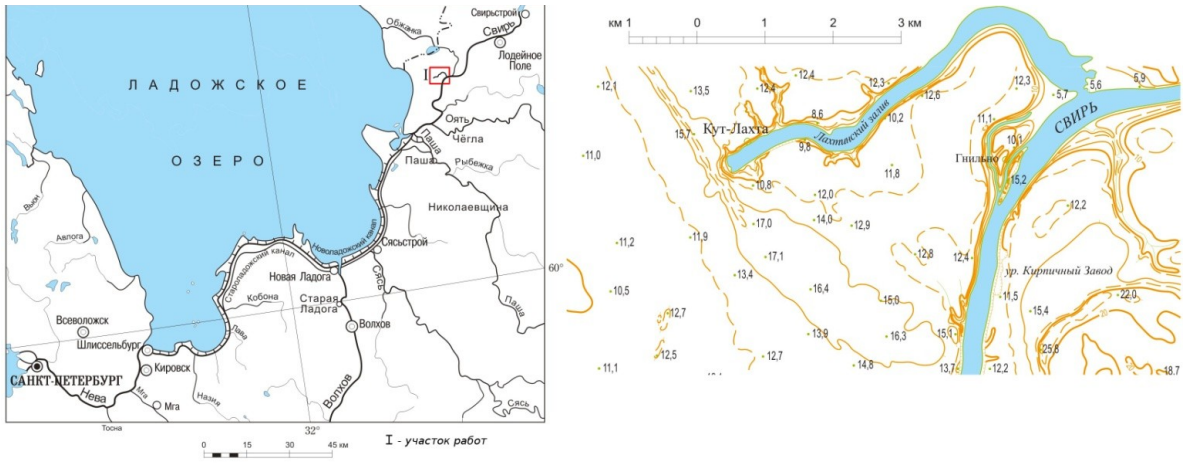


Рис. 1. Местоположение района работ и рельеф участка «Лахтинский залив».

Геологическая интерпретация проводилась на основе критериев М.Л. Владова и А.В. Старовойтова (Владов, Старовойтов, 2004). Выделение георадарных комплексов

проводилось путем анализа физических взаимоотношений между осями синфазности отраженных волн и различий в волновой картине, которые соответствуют крупным несогласиям в кровле и в подошве комплекса. Затем проводилась детализация волновой картины путем анализа конфигурации осей синфазности отраженных волн, интенсивности осей синфазности (амплитуда отражений), частотного состава записи, протяженности осей синфазности и скорости распространения волны с последующим выделением радарных фаций/субфаций внутри комплекса. Расчет глубины залегания границ геологических тел, соответствующих тому или иному комплексу, фации или субфации производился на основе определения диэлектрической проницаемости среды с помощью инструмента «Гипербола».

По профилю участка «Лахтинский залив» было выделено 7 георадарных комплексов, 23 фации и 25 субфаций, которые образуют закономерные сочетания, допускающие их палеогидрологическую интерпретацию. Эти сочетания мы будем именовать образами.

В основании разреза на всем протяжении радарного профиля «Лахтинский залив» фиксируется непроницаемое для электромагнитных волн геологическое тело, кровля которого полого понижается с севера-запад на юго-восток от +8 до +5 м абсолютной высоты. Вероятно, это тело соответствует осташковскому тиллу, перекрытому ленточными глинами БЛО. В этих отложениях выработана древняя, ныне полностью погребенная долина палео-Свири шириной около 200 м, тальвег которой находится на отметках минус 7 – минус 8 м абс. высоты.

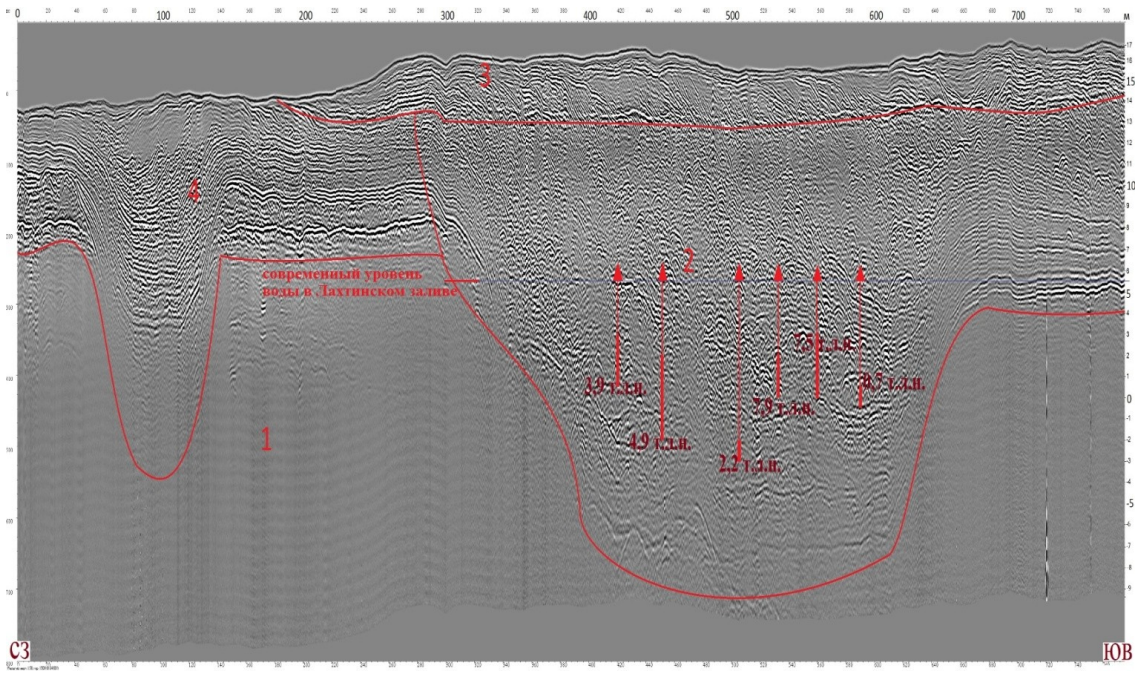


Рис. 2. Георадарный профиль участка «Лахтинский залив».
1 — осташковский тилл, перекрытый ленточными глинами Балтийского ледникового озера,
2 — образ трансгрессивного заполнения и смещения палеорусла р. Свирь,
3 — образ проградирующего берегового вала (косы),
4 — проблематичные отложения.

Образ трансгрессивного заполнения и смещения палеорусла р. Свирь в юго-восточном направлении при повышении базиса эрозии с образованием последовательно прислоненных друг к другу толщ выражен на радарограмме в виде многочисленных наклонных отражающих границ, сходящихся в юго-восточной части вреза (см. рис. 3). Он отчетливо прослеживается с 300-ого м профиля и до его окончания (протяженность более 470 м) на абсолютных отметках от минус 8 до +14 м. Очевидно, этот образ отражает развитие одной из

трансгрессивных фаз Ладожского озера, причем наиболее обоснованным представляется его связь с позднеголоценовой ладожской трансгрессией, хотя такой интерпретации несколько противоречит возраст основания иловой толщи Лахтинского залива, для которой получены шесть ^{14}С-датировок, древнейшие из которых – 7550 ± 110 ВР (ЛУ-6981) и 7870 ± 140 ВР (ЛУ-7215).

С 190-ого м и до конца профиля (протяженность более 580 м) на отметках около 13 м абс. высоты фиксируется хорошо выраженная базальная поверхность. Выше нее (13 – 17 м абс. высоты) наблюдаются прислоненные друг к другу клинформы, внутри которых фиксируются наклоненные к юго-востоку, то есть в направлении движения берегового вала (косы), отражающие границы (см. рис. 4). Сопоставив такую волновую картину с данными, полученными непосредственно на обнажениях на на правом берегу р. Свирь в урочище Калач, можно предполагать, что клинформы сложены косослоистыми песками, то есть описанная волновая картина соответствует образу проградирующего аккумулятивного тела – берегового вала или косы. Венчает разрез на протяжении всего профиля протяженный облекающий покров малой выдержанной мощности, повторяющий очертания современного рельефа, представленный, вероятно, эоловыми отложениями с развитым на них современным почвенным покровом.

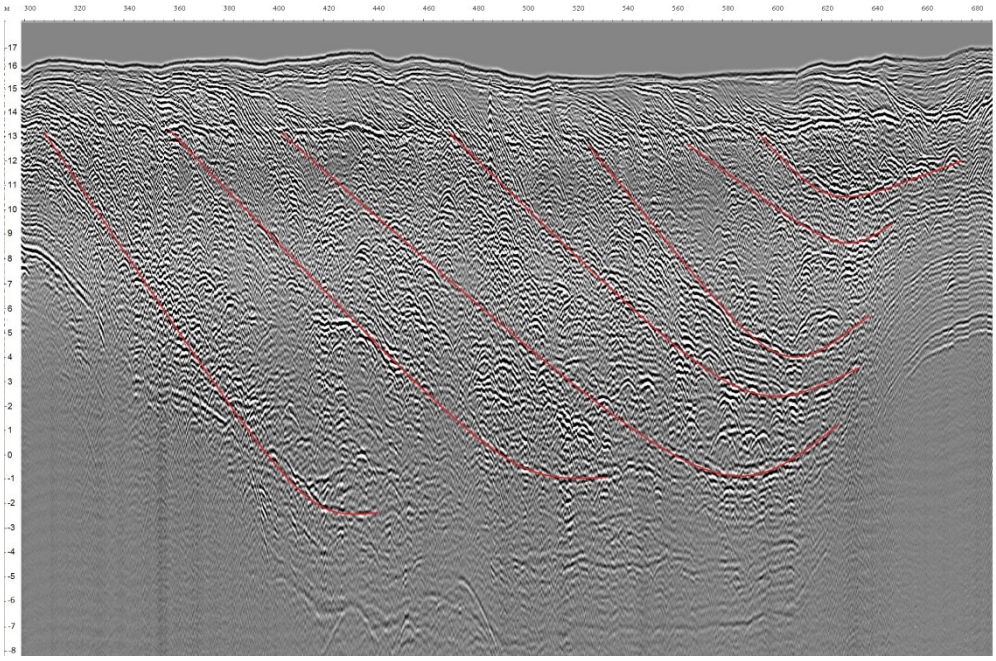


Рис. 3. Образ трансгрессивного заполнения и смещения палеорусла р. Свирь.

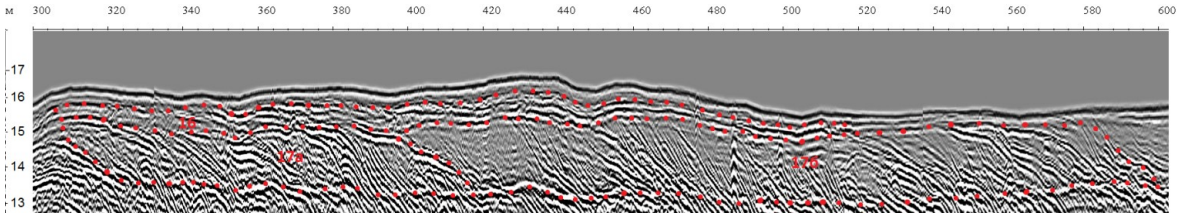


Рис. 4. Образ проградирующего берегового вала (косы) – прислоненные клинформы косослоистых песков.

Благодарности. *Авторы выражают благодарность М.В. Шитову, В.И. Кашкевичу и М.П. Кашкевич за поддержку и помощь в работе.*

Список литературы

1. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. М: Издательство МГУ, 2004. - 153 с.

2. Марков К.К. Послеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера // Вопросы географии. Выпуск 12. 1949. с. 213-220.

3. Шитов М.В. Голоценовые трансгрессии Ладожского озера. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Санкт-Петербург, 2007. - 16 с.

Стратиграфия и геохронология голоцена Кольского региона (обзор современного состояния проблемы)

Распутина М.В.1, 2, Корсакова О.П.2

[1]Центральная городская публичная библиотека им. В.В. Маяковского, marina-rasputina@mail.ru

[2]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Кольский научный центр Российской академии наук

Голоцен является наиболее молодым стратиграфическим подразделением геологической летописи Земли. Термин был введен на III Международном Геологическом конгрессе в 1885 году для обозначения хронологического интервала, соответствующего потеплению, которое началось после окончания последнего ледникового периода. До этого для его обозначения использовались термины «новейший», или «современный» («Recent»), или «постледниковый» («Post-Glacial»), которые часто употребляются и сейчас. В настоящее время и в мировой практике, и в Общей стратиграфической шкале квартера России голоцен (Holocene) официально определен как отдел/эпоха (Series/Epoch) четвертичной системы/периода (System/Period) (Карта четвертичных образований территории РФ, 2013; Mangerud et al., 1982; Gibbard et al., 2005; Walker et al., 2012;). Он охватывает последние 11.7 тысяч лет, которые отсчитывают до 2000 года (b2k – before AD 2000) (Walker et al, 2009).

Вопросы стратиграфического/геохронологического деления голоцена активно поднимаются и обсуждаются в рамках международных стратиграфических комиссий. В настоящее время мировой научной общественностью активно обсуждается подразделение голоцена на нижний/ранний, средний и верхний/поздний подотделы/суб-эпохи (Subseries/Subepoch), которые назывались бы именами новых глобальных стратотипов (Walker et al., 2012). Предлагаемые стратотипы нижнего/раннего и среднего подотделов/суб-эпох находятся в ледяных кернах центральной части Гренландии и сопоставляются соответственно с Гренландской (Greenlandian) и Норсгрипской (Northgrippian – по аббревиатуре названия проекта по бурению Гренландского ледника North Greenland Ice Core Project - NorthGRIP) стадиями голоцена. Для среднего голоцена рассматривается также дополнительный глобальный стратотип его границы в спелеотемах пещеры Gruta do Padre, Бразилия. При этом для нижней границы голоцена предлагается рубеж 11700 лет b2k, для нижней границы среднего голоцена - 8200 лет b2k, причем нижняя граница среднего голоцена в ледниковом керне NorthGRIP1 определена на глубине 1228,67 м и датирована возрастом 8236 лет b2k. Предлагаемый стратотип границы верхнего/позднего подотдела/суб-эпохи находится в сталагмитах одной из пещер на северо-востоке Индии и соответствует Мегхалайской (Meghalayan, по названию Мегхалайского плато, где расположена пещера) стадии голоцена. Возраст нижней его границы при этом соответствует 4200 календарных лет до настоящего времени, т.е. до 1950 года.

Стратиграфия и геохронология голоцена Кольского региона опирается главным образом на биостратиграфию, в первую очередь на палиностратиграфию, отражающую чередование теплых и холодных фаз. В существующих работах его периодизация традиционно проводится по хронозонам, выделенным для северной Европы в соответствии с палинологическими зонами Блитта-Сернандера (пребореал, бореал, атлантик, суббореал и субатлантик), границы которых датированы радиоуглеродным (14C) методом. Стадию

голоцена на их основе принято подразделять и на три подстадии (Mangerud et al. 1974): - раннюю, объединяющую пребореал (PB) и бореал (B) (10.000–8.000 14C лет назад (л.н.)); - среднюю, включающую атлантик (AT) и суббореал (SB) (8000–2500 14C л.н.); - позднюю, соответствующую субатлантику (SA) (с 2500 14C л.н.). В отечественных работах при исчислении возраста событий все еще широко используются именно 14C даты (14C л.н.), хотя мировая практика предполагает оперировать календарным возрастом, который определяется посредством процедуры калибровки с применением калибровочных шкал (Reimer et al., 2009), например, CalPal (http://c14.arch.ox.ac.uk) или OxCal (http://calib.qub.ac.uk).

Палинологические зоны Блитта-Сернандера обусловлены климатическими фазами потеплений и похолоданий, которые в разных регионах могут иметь разный возраст. Кроме того, растительность разных районов с разной инерцией реагирует на изменения климата, а именно изменения в растительности определяют последовательность палинологических зон. Для Кольского региона такая формальная североевропейская периодизация и хронометрия может быть приемлемой, но в других районах временные границы зон (фаз) и подстадий, могут существенно отличаться.

Современные климатические палеореконструкции и основанная на них палиностратиграфия голоцена опираются на объективный (полу)количественный подход при оценке спорово-пыльцевых данных. Это экологический подход, который включает в себя метод биомизации (Prentice et al., 1996; Prentice, Webb, 1998), основанный на соотнесении конкретных растительных таксонов, составляющих спорово-пыльцевые спектры, к определенным функциональным типам растений (ФТР, или PFT). Для этого используются измеряемые свойства растений, связанные с их жизнеспособностью и имеющие значение для их адаптационных возможностей, например, размеры растения, морфология и анатомия листьев, фенологические показатели, показатели биоклиматической выносливости и др. Сама процедура выделения ФТР основана на математических методах обработки таких количественных данных (дендрограммы, кластерный анализ, нейронные сети, матричная алгебра).

В мировой практике интерпретации палинологических данных, от которой в конечном итоге и зависят биостратиграфические результаты, широко проводят и реконструкции количественных показателей климата (годового количества осадков, средней температуры самого теплого и самого холодного месяца и т.п.). Для этого применяют аналоговые методы, например, метод лучших современных аналогов (best modern analogue – BMA) (Overpeck et al., 1985; Guiot, 1990), который предполагает использование мировых баз палинологических данных, например, EPD (European Pollen Database), и методов математического моделирования. В отечественной практике также проводят количественные реконструкции палеоклимата при помощи информационно-статистического метода, разработанного В.А. Климановым (1976). В основу этого метода положена математическая связь субфоссильных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями.

Палиностратиграфия голоцена Кольского региона базируется на работах Р.М. Лебедевой, Э.И. Девятовой, Е.С. Малясовой, Н.А. Первунинской и др. (Лебедева, Первунинская, 1973; Лебедева, 1977, 1984; Лебедева и др. 1987, 1989; Елина и др., 1995; Кременецкий, Патык-Кара, 1998 и др.). В их работах были установлены основные критерии палиностратиграфии голоценовых осадков региона, особенности палиноспектров в разных районах, выделены фазы развития растительности в голоцене. До сих пор в отечественной практике палинологических исследований голоценовых отложений Кольского региона именно эти установленные показатели являются реперными при биостратиграфическом расчленении голоцена (например, Семенова и др., 2002; Корсакова и др., 2016; Elina et al., 2010). В своих работах исследователи в основном использовали подход, когда выводы делались на основе субъективных оценки и интерпретации ископаемых палинологических спектров.

В отношении Кольского региона ни определение биомов на основе выделения ФТР, ни количественные реконструкции палеоклимата пока не нашли широкой реализации. Проведены количественные палеоклиматические реконструкции для отдельных районов: с использованием метода Климанова - для Хибинского (Ващалова, Климанов, 1987) и Ловозерского (Елина и др., 1995) массивов; с применением аналогового метода - для центральной часть Кольского региона на примере оз. Чуна (Solovieva, Jones, 2002), для баренцевоморского побережья в районе оз. Ярнишное (Snyder et all., 2000). Много внимания уделялось вопросам, связанным с миграцией северной границы леса и развитием высотной поясности (Kremenetski et al., 1997; MacDonald et al., 2000; Wolfe et al., 2003; Seppä et al., 2008). Следует отметить, что в указанных работах при геохронологическом расчленении голоцена обычно используется его разделение на ранний, средний и поздний, а не в соответствии с палинологическими (климатическими) фазами Блитта-Сернандера.

Выводы. Обзор современного состояния проблемы показал, что для Кольского региона первоочередными вопросами стратиграфии и геохронологии голоцена являются: - подразделение голоцена на основе количественных методов интерпретации данных, в том числе и валидных данных ^{14}C и другого датирования, корреляция региональных подразделений с подотделами/суб-эпохами глобальных стратотипов; - выделение функциональных типов растительности, определение биомов при интерпретации палинологических данных с применением аналоговых методов.

Список литературы

1. *Ващалова Т.В., Климанов В.А.* Количественные климатические реконструкции в Хибинах как аналоги климата будущего // Вестник МГУ. Серия География. 1987. №1. С. 84–88.
2. *Елина Г.А., Арсланов Х.А., Климанов В.А. и др.* Растительность и климатохронология голоцена Ловозерской равнины Кольского полуострова (по спорово-пыльцевым диаграммам бугристо-топяного болота // Бот. Журн. 1995. Т. 80. №3. С. 1–16.
3. *Климанов В.А.* К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вест. МГУ, Сер. геогр. 1976. № 2. С. 92–98.
4. К*рементцкий К.В., Патык-Кара Н.Г., Горячкин С.В.* Палиностратиграфия и геохронология голоценовых озерно-болотных отложений Кольского полуострова в голоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 87–96.
5. *Корсакова О.П., Колька В.В., Толстоброва А.Н. и др.* Литология и поздне-послеледниковая стратиграфия донных отложений из котловин изолированных бассейнов побережья Белого моря (на примере малого озера из района поселка Чупа, северная Карелия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Том 24. № 3. С. 81–101.
6. *Лебедева Р.М., Первунинская Н.А.* О растительности Верхнепонойской депрессии и верховий рек Вороньей и Иоканьги в позднечетвертичное время // Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Л.: Наука. 1973. С. 134–141.
7. *Лебедева Р.М.* Палинологические уровни в голоценовых отложениях Кольского полуострова и их абсолютная хронология // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск: Изд-во Кар. филиала АН СССР. 1977. С. 29–39.
8. *Лебедева Р.М.* История развития растительности северо-востока Балтийского щита в антропогене // Природа и хозяйство Севера. Вып. 12. Мурманск: Кн. Изд-во. 1984. С. 25–29.
9. *Лебедева Р.М., Каган Л.Я., Иванова Л.В.* Биостратиграфические исследования голоцена Кольского полуострова // Природа и хозяйство Севера. Выпуск 15. Мурманск: Кн. Изд-во. 1987. С. 8–11.
10. *Семенова Л.Р., Савельева Л.А., Арсланов Х.А. и др.* Стратотип голоценовых отложений на Кольском полуострове (г. Апатиты) // Материалы Третьего Всероссийское совещания по изучению четвертичного периода 2-8 сентября 2002 г. Смоленск. Смоленск: Ойкумена. 2002. Т.2. С. 62–63.
11. Стратиграфический кодекс России. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. 95 с.
12. *Elina G.A., Lukashov A.D., Yurkovskaya T.K.* Late Glacial and Holocene palaeovegetation and palaeogeography of Eastern Fennoscandia Helsinki The Finnish Environmental Institute, Helsinki. 2010. 304p.
13. *Gibbard P.L., Smith A.G., Zalasiewicz J. et al.* What status for the Quaternary? // Boreas. 2005. 34. P 1–6.
14. *Guiot J.* Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology // Elsevier. Science Publishers BV, Amsterdam 80. 1990. P. 49–69.
15. *Kremenetski C.V., Vaschalova T., Goryachkin S. et al.* Holocene pollen stratigraphy and bog development in the west of the Kola Peninsula, Russia // Boreas. 1990. 26. P. 91–102.

16. *Lebedeva R.M., Kagan L.Y., Nikonov S.V.* Climatological study of the Holocene deposits of the Kola Peninsula. Annual Report on the Programme Evolution of Biosphere // Kola Science Centre, Geological Institute: Apatity. 1989. P. 9–26.
17. *MacDonald G.M., Gervais B.R., Snyder J.A. et al*. Radiocarbon dated Pinus sylvestris L. wood beyond tree-line on the Kola Peninsula, Russia // Holocene. 2000. 10 (1). P. 143–147.
18. *Mangerud J., Birks H.J.B, Jäger K.D.* Chronostratigraphical Subdivision of the Holocene // Striae. 1982. 16. P. 1–110.
19. *Overpeck J.T., Webb III.T., Prentic I.C.* Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilary coefficient and the method of modern analogs // Quaternary Research. 1985. Vol. 23. P. 87–108.
20. *Prentice I.C., Guiot J., Huntley B. at al.* Reconstructing biomes from palaecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // Climate Dynamics. 1996. Vol. 12. P. 185–194.
21. *Prentice L.C., Webb T.III.* BIOME 6000: reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records // Journal of Biogeogaphy. 1998. P. 997–1005.
22. *Seppä H., MacDonald G.M, Birks H.J.B.* Late-Quaternary summer temperature changes in the Northern-European tree-line region // Quaternary Research. 2008. 69. P. 404–412.
23. *Snyder J.A., MacDonald G.M., Forman S.L.* Postglasial climate and vegetation history, north-sentral Kola Peninsula, Russia: pollen and diatom records from Lake Yarnyshnoe-3 // Boreas. 2000. Vol. 29. P. 261–271.
24. *Solovieva N., Jones V.J.* A multiproxy record of Holocene environmental changes in the central Kola Peninsula, northwest Russia // J. Quaternary Sci. 2002. Vol. 17. P. 303-318.
25. *Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O. et al.* Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // Journal of Quaternary Science. 2009. 24. P. 3–17
26. *Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S. et al.* Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // Journal of Quaternary Science. 2012. 27. P. 649–659.
27. *Wolfe B.B., Edward T.D.W., Jiang H. et al*. Effect of varying oceanicity to early- to mid-Holocene palaeohydrology, Kola Peninsula, Russia: isotopic evidence from treeline lakes // The Holocene. 2003. 13. P. 153–160.
28. *Застрожнов А.С., Минина Е.А., Шкатова В.К. и др. (ред.)* 2013. Карта. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. Масштаб 1:2 500 000. ФГУП «ВСЕГЕИ».

Эколого-геохимический мониторинг состояния оз. Сапшо и пос. Пржевальское (Национальный парк "Смоленское Поозерье"): методика

Терехова А.В.[1], Попова Е.А. [1], Зеленковский П.С. [1], Подлипский И.И. [1], Хохряков В.Р.[2]
[1]Санкт-Петербургский государственный университет, olina2108@mail.ru, [2]Национальный парк «Смоленское Поозерье»

В 2014-2016 гг. на территории национального парка (НП) «Смоленское Поозерье» сотрудниками кафедры экологической геологии Санкт-Петербургского государственного университета совместно с администрацией НП проводятся работы по комплексной эколого-геохимической оценке состояния водосборных территорий и акваторий крупнейших озер национального парка. В частности, были исследованы донные отложения центральной группы озер и оз. Сапшо, находящейся в рекреационной зоне парка на территории экстенсивного природопользования (окрестности пос. Пржевальское) (рис 1).

Рис. 1 Расположение центральной группы озер и оз. Сапшо (пос. Пржевальское).

В 2014 году были проведены масштабные рекогносцировочные работы, в процессе которых было отобрано 33 пробы донных осадков по сети 200×200 м, 26 проб – вдоль северного берега озера, более 10 проб поверхностной, придонной вод и воды из основных притоков, а также семь проб планктона (Кононова и др., 2015; Подлипский и др., 2015; Кононова и др, 2016*)*. Также были отобраны пробы почв возле полигона ТБО пос. Пржевальское по трем профилям, состоящим из 8 пикетов каждый (сеть 200×200 м). Почвенные пробы отбирались методом конверта (Подлипский, Жабриков, 2016; Подлипский, 2014).

В дальнейшем в лабораторных условиях был изучен гранулометрический состав проб, а также проведен рентгенофлуоресцентный анализ для определения содержания тяжелых металлов в донных осадках и почвах. Полученные данные были статистически обработаны, посчитан суммарный показатель загрязнения для почв и построены соответствующие схемы и карты.

Было решено продолжить изучение объекта и в дальнейшем (в виде ежегодного мониторинга и пробоотбора донных осадков), так как он подвергается достаточно сильной антропогенной нагрузке (относительно высокие концентрации тяжёлых металлов обнаружены только в северной части озера в непосредственной близости посёлка), поэтому в 2015 году сеть точек пробоотбора была уплотнена, а по периметру озера взяты почвенные пробы.

В ходе исследований предыдущих лет были получены следующие результаты:

1) на территории, прилегающей к полигону ТБО, не было выявлено загрязнений по таким элементам как Pb, As, Ni, Cu. Были обнаружены локальные очаги превышения концентрации Cr в почвах и донных отложениях, что предположительно связано с его миграцией из мест захоронения ТБО.

2) для проб донных осадков были получены данные о концентрациях таких элементов как Ca, Pb, V, Ti, Sr, Zr, Cr, Mn, Fe, Zn, Rb, Co. В большинстве проб обнаруживались незначительные превышения фоновых значений (примерно в 1,5 раза) по Pb и Mn, а также в 4-6 раз по Zn, Cr, Co.

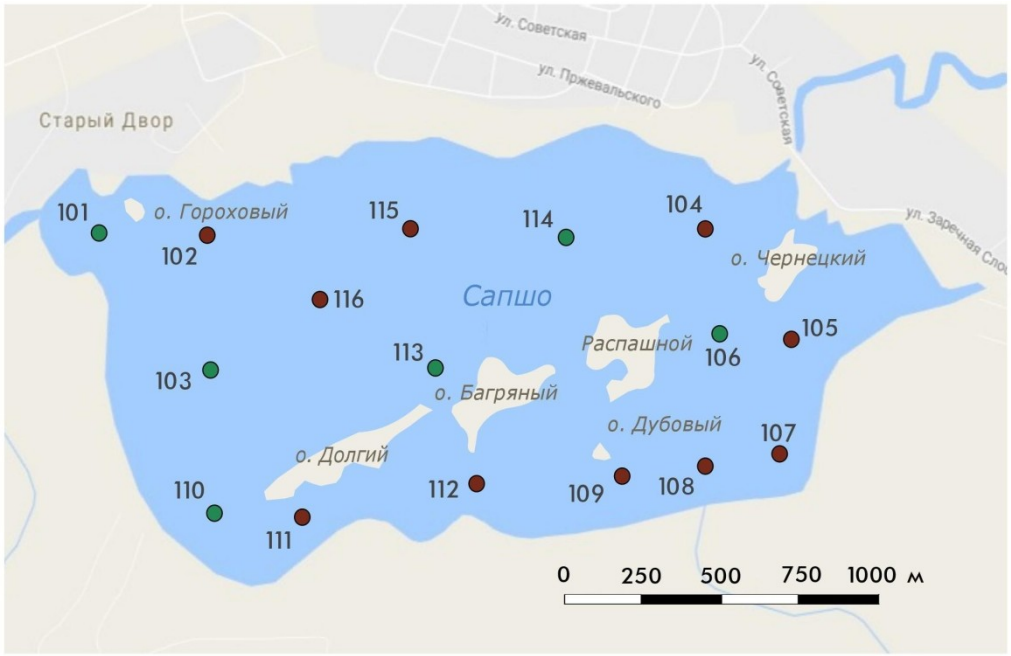
3) расчеты суммарного показателя загрязнения Z_C выявили точки с повышенным содержанием Sr и Zr, что предположительно связано с расположением всей Смоленской области в целом в зоне «чернобыльского следа».

4) на основании проделанных работ был сделан вывод об удовлетворительном состоянии полигона ТБО в районе поселка Пржевальское и отсутствии его значимого негативного влияния на водные объекты в рекреационной зоне национального парка.

В 2014-2015 гг. на территории национального парка сотрудниками кафедры также проводились исследование с целью установления фоновых концентраций таких элементов как S, K, Ca, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Zr, Mo, Cd, Sb,W, Pb, Th,U, Rb, Sr, Y в почвах «Смоленского Поозерья» (Подлипский И.И. и др., 2015). Определение фоновых концентраций элементов и соединений на изучаемой территории является очень важной задачей, которая должна предварять любые эколого-геохимические работы.

Центральная группа озер и оз. Сапшо находятся вблизи зоны экстенсивного природопользования (пос. Пржевальское), то есть в области с сильным антропогенным воздействием, поэтому очень важно продолжать работы по мониторингу изменений компонентов природной среды данного района.

В августе 2016 года был проведен сбор материалов для дальнейшего исследования территории в ходе учебно-производственной практики. Целью данной работы является эколого-геохимическое исследование почвогрунтов и донных отложений центральной группы озер и оз. Сапшо в районе пос. Пржевальское.



Условные обозначения:

точки отбора проб донных осадков

точки отбора проб донных осадков и планктона

Рис. 2 Расположение точек отбора проб донных осадков в акватории оз. Сапшо в 2016 г.

Задачи работы. Для более детального эколого-геохимического исследования данной территории, а также ее дальнейшего мониторинга в ходе полевых работ 2016 года необходимо было: 1) детализировать и расширить сеть литогеохимической съемки почв; 2) уплотнить сеть отбора проб донных отложений; 3) отобрать пробы воды для дальнейшего анализа планктона.

С 9 по 11 августа 2016 года было отобрано 16 проб донных отложений из озера Сапшо, 6 проб воды, 100 почвенных проб, пробурено 6 скважин глубиной 3-4 м с описанием строения грунтов и отбором проб.

Методика отбора проб. Донные отложения отбирались параллельно в береговой зоне (пять проб, три из которых отобраны в ручьях, впадающих в озеро) и по сетке 300×300 м (рис. 2) с помощью дночерпателя Ван-Вина в объёме приблизительно 800 мл в тканевые мешки. В шести точках были взяты пробы воды на анализ содержания планктона путём фильтрования 100 л воды, взятой из поверхностного слоя озера (объём пробы – примерно 0,1 л).

Почвенные пробы при площадной литогеохимической съемке отбирались по регулярной сетке с шагом 1000×1000 м методом «конверта». По сравнению с предыдущими годами сеть пробоотбора была расширена и теперь охватывает практически всю территорию в окрестностях озера Сапшо и поселка Пржевальское.

Для геологического описания грунтов, а также отбора проб были пробурены 6 скважин глубиной 3-4 м. При бурении скважины каждый метр делалось геологическое описание грунта (гранулометрический состав, цвет, влажность, включения, плотность) и отбиралась проба. В ходе описаний также фиксировалось появление водоносного горизонта. Точки отбора почвенных проб и места бурения скважин обозначены на рис. 3.

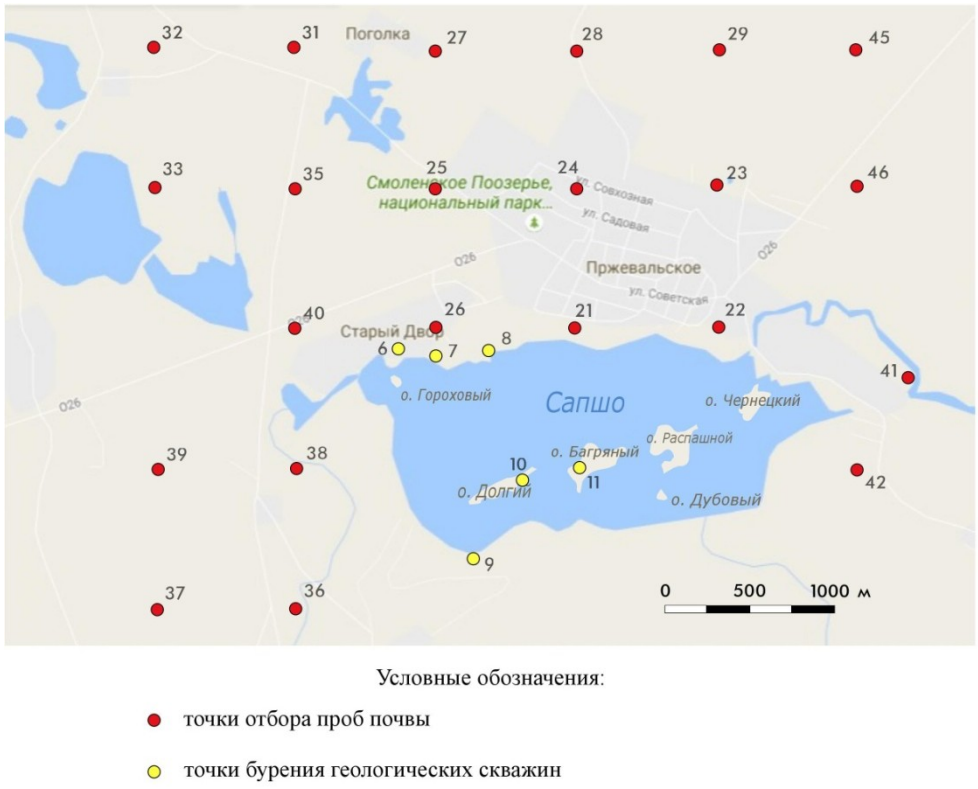


Рис. 3. Расположение точек отбора проб почв и бурения скважин (2016 г.)

Практически вся территория национально парка покрыта ледниковыми отложениями валдайского надгоризонта (средняя мощность слоя 15-20 м). Морены в основном представлены красновато-коричневыми грубыми суглинками и супесями, содержащими включения в виде валунов, гравия и гальки кристаллических и метаморфизованных горных пород. В таблице 1 представлена схема с описанием грунтов одной из скважин (№16.01.08).

Таблица 1. Описание грунтов скважины

Глубина от поверхности	Описание грунта
1 м	Мелкозернистый песок ржаво-коричневого цвета, влажноватый, обнаружены включения органики
2 м	Среднезернистый песок тёмно-коричневого цвета с включениями гранитного щебня (≈5%)
3 м	Песок среднезернистый светло-коричневого цвета с включениями гранитного гравия (≈5%)

Результаты и выводы. В ходе полевых работ 2016 года сеть пробоотбора почв значительно расширилась и охватила практически всю территорию центральной части национального парка «Смоленсоке Поозерье» в районе озера Сапшо и пос. Пржевальское.

Впервые на данном полигоне были сделаны описания геологических скважин, на основании которых будут построены вертикальные профили гранулометрического состава грунтов исследуемого района.

В лабораторных условиях отобранные пробы будут подготовлены к анализам на тяжелые металлы, металлоиды и органические вещества. Все полученные данные будут использованы для комплексного эколого-геохимического мониторинга и оценки состояния природной среды данного района национального парка.

Кроме того, данные о содержании тяжелых металлов в исследованных пробах могут дополнить полученные ранее результаты для дальнейшего определения фонового содержания элементов в почвах национального парка «Смоленское Поозерье».

Список литературы

1. *Кононова Л.А., Зеленковский П.С., Подлипский И.И.* Методика проведения эколого-геологической оценки состояния донных отложений озера Сапшо (национальный парк «Смоленское Поозерье») / Материалы XV межвузовской молодежной научной конференции «Школа экологической геологии и рационального недропользования». СПб.: Изд-во СПбГУ, 2015, с. 52-57;
2. *Кононова Л.А., Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р.* Расчёт коэффициента суммарного загрязнения в почвах и донных отложениях рекреационной зоны национального парка «Смоленское Поозерье» / Материалы XVI межвузовской молодежной научной конференции «Экологические проблемы недропользования». СПб.: Изд-во СПбГУ, 2016, с. 260-262;
3. *Подлипский И.И.* Методика эколого-геологической оценки территории полигона бытовых отходов (пос. Пржевальское, Смоленская область) / Материалы IV международных чтении памяти Н.М. Пржевальского: «Творческое наследие Н.М. Пржевальского и современность». Смоленск: Изд-во «Манжета», 2014, с. 120-123;
4. *Подлипский И.И., Жабриков С.Ю.* Разработка концепции обращения с отходами на природных территориях особой охраны (на примере национального парка «Смоленское Поозерье») // Экология и промышленность России. М.: Изд-во ЗАО «Калвис», Т. 20, №10, 2016, с. 2-9;
5. *Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Кононова Л.С.* Эколого-геохимическая оценка состояния компонентов водной среды особо охраняемых природных территорий на примере национального парка «Смоленское Поозерье» // Материалы «VII молодежный конгресс по итогам практик». М., 2015, с. 177-177.

Распространение морского бассейна и характер поднятия на северо-западе Кольского региона в поздне- и послеледниковое время

Толстобров Д.С., Колька В.В.

Геологический институт КНЦ РАН, tolstobrov@geoksc.apatity.ry

Введение. Территория северо-востока Фенноскандинавского щита является классическим районом изучения изменений положения береговой линии моря, связанных с неотектоническими движениями земной коры. Изучением неотектонических движений и перемещением береговой линии занимались Рамсей В., Таннер В., Горецкий Г.И., Полканов А.А., Лаврова М.А., Никонов А.А., Кошечкин Б.И. и др. Ими исследовались поднятые древние береговые образования для реконструкции положения береговой линии и количественной оценки неотектонических перемещений. При этом возраст образования береговых форм рельефа (береговые валы, террасы) получить было сложно, а порой и невозможно. Без точного датирования затруднена корреляция одновозрастных береговых форм в разных частях побережья, что привело к различным интерпретациям амплитуды и характера поднятия территории Кольского региона. Появление в конце XX в. новой методики изучения перемещения береговой линии (Donner et al., 1977), которая основана на изучении фациальной последовательности в разрезах донных отложений озер изолированных от морского бассейна, дало толчок для дальнейших исследований на территории Кольского региона. Используя данный метод, изучение изменения положения Баренцева моря в поздне- и послеледниковое время проведено как на территории России, так и в северной Норвегии. В последнее время проведены работы по изучению донных осадков озерных котловин в пределах Туломской и Лоттинской депрессий, результаты которых позволили определить масштабы проникновения моря вглубь континента и последовательность его регрессии (Толстобров и др., 2016; Толстобров, Толстоброва, 2015). На основании всех данных, отражающих положение морской границы, проведено моделирование распространения морского бассейна на северо-западе Кольского региона и построены схемы изобаз поднятия земной поверхности в поздне- и послеледниковое время, анализ которых рассматривается в настоящей работе.

Материалы и методы. Реконструкции положения береговой линии моря в разные временные интервалы голоцена с учетом поднятия территории выполнены в результате

модельных построений с использованием всех имеющихся экспериментальных данных по перемещению береговой линии (ее высотных характеристик, привязанных во времени) и ГИС-технологий, предназначенных для интерполяции уровенных поверхностей. Для этого, с использованием программ MapInfo, Surfer, Global Mapper, построены цифровые модели современной земной поверхности и поверхности поднятия территории, произошедшего в течение заданного временного интервала.

При реконструкции распространения морских бассейнов и создания схем изобаз поднятия северо-западной части Кольского региона в позднеплейстоцен-голоценовое время были использованы данные: 1) диаграмм поднятия земной поверхности по профилю р. Тулома – Кольский залив (Толстобров и др., 2016) и по профилю в долине р. Лотта (Толстобров, Толстоброва, 2015); 2) графиков перемещения береговой линии Баренцева моря (Corner et al., 1999; 2001; Donner et al., 1977; Snyder et al., 1997; Romundset et al., 2011) и Белого моря (Колька, Корсакова, 2010; 2012; Колька и др., 2013; Евзеров и др., 2010); 3) радиоуглеродные данные континентальных и морских осадков (Арсланов и др., 1974; Елина и др., 2000 и др.).

Модельная реконструкция перемещения береговой линии Баренцева моря и схемы изобаз поднятия территории северо-запада Кольского региона были построены для временных интервалов 10000, 9000, 8000, 7000, 6000 ^{14}C лет т.н. (рис. 1). Каждая линия на рисунке 1 показывает амплитуду поднятия земной поверхности относительно современного уровня моря за указанный промежуток времени.

Результаты. Согласно построенной модели за 10000 ^{14}C лет т.н. наибольшее поднятие, величина которого составила более 120 м, испытала юго-западная часть изученной территории (верховья рек Лотты и Ноты). В северо-восточном направлении происходит уменьшение амплитуды поднятия до 30 м. Отметим, что в западной части изобазы поднятия идут субширотно, вдоль береговой линии, а после Кольского залива меняют направление на субмеридианальное, при этом линии начинают пересекать береговую линию практически под прямым углом (рис. 1А). Вероятно, такое характер поднятия обусловлен рисунком деградации последнего ледникового покрова, т.е. изобазы поднятия как бы оконтуривают границы ледника.

В это время морские воды проникали вглубь континента по освободившимся ото льда долинам рек. Морские воды доходили до истоков рек Туломы, Паз и проникали вглубь континента по рекам Печенга, Западная Лица, Ура. По последним исследованиям (Толстоброва и др., 2016) морские воды могли проникать по долине р. Кола до Имандровской депрессии. Однако при реконструкции распространения морских бассейнов (рис. 1А) показать такое проникновение по Кольской депрессии не получилось. Морские воды проникали здесь вверх по долине на 30 км. Это связано либо с отсутствием хронологических данных по положению морской границы в пределах р. Кола, либо проникновение морских вод до Имандровской депрессии проходило ранее. На западе внутренние части (Лоттинская и Ноттинская депрессии) территории в это время были еще покрыты ледниковым покровом (рис. 1А).

В интервале времени 9000 ^{14}C лет т.н. характер поднятия в общих чертах остался прежним, только в восточной части исследуемого района изобазы поднятия пересекают береговую линию под меньшим углом, чем на схеме для 10000 ^{14}C лет т.н. (рис. 1Б). В это время (9000 ^{14}C лет т.н.) территория северо-западной части Кольского региона полностью освободилась ото льда и морские воды могли проникать вглубь континента по Лоттинской и Ноттинской депрессиям. Но следующие причины препятствовали проникновению морских вод вглубь континента: 1) большое количество пресноводной воды поступавшей в пределы Лоттинской и Ноттинской депрессий из-за интенсивного таяния ледникового покрова; 2) узкий пролив с небольшой глубиной. Уровень моря в истоке р. Тулома находился на высотной отметке около 65 м, а порог стока из оз. Нотозеро равен около 50 м, таким образом, глубина пролива составляла 15 м, которая в последующем только уменьшалась. Как видно из

модельной реконструкции (рис. 1Б) 9000 ^{14}C лет т.н. в верховье долины р. Туломы ширина пролива составляла всего лишь 0.7 км. Таким образом, из-за поступления большого количества талой воды и небольшого соединения внутриконтинентального бассейна с морем, осолонение вод не происходило. По долине р. Колы в результате реконструкции установлено, что морские воды могли проникать на 20 км вверх по течению, примерно до района пос. Шонгуй.

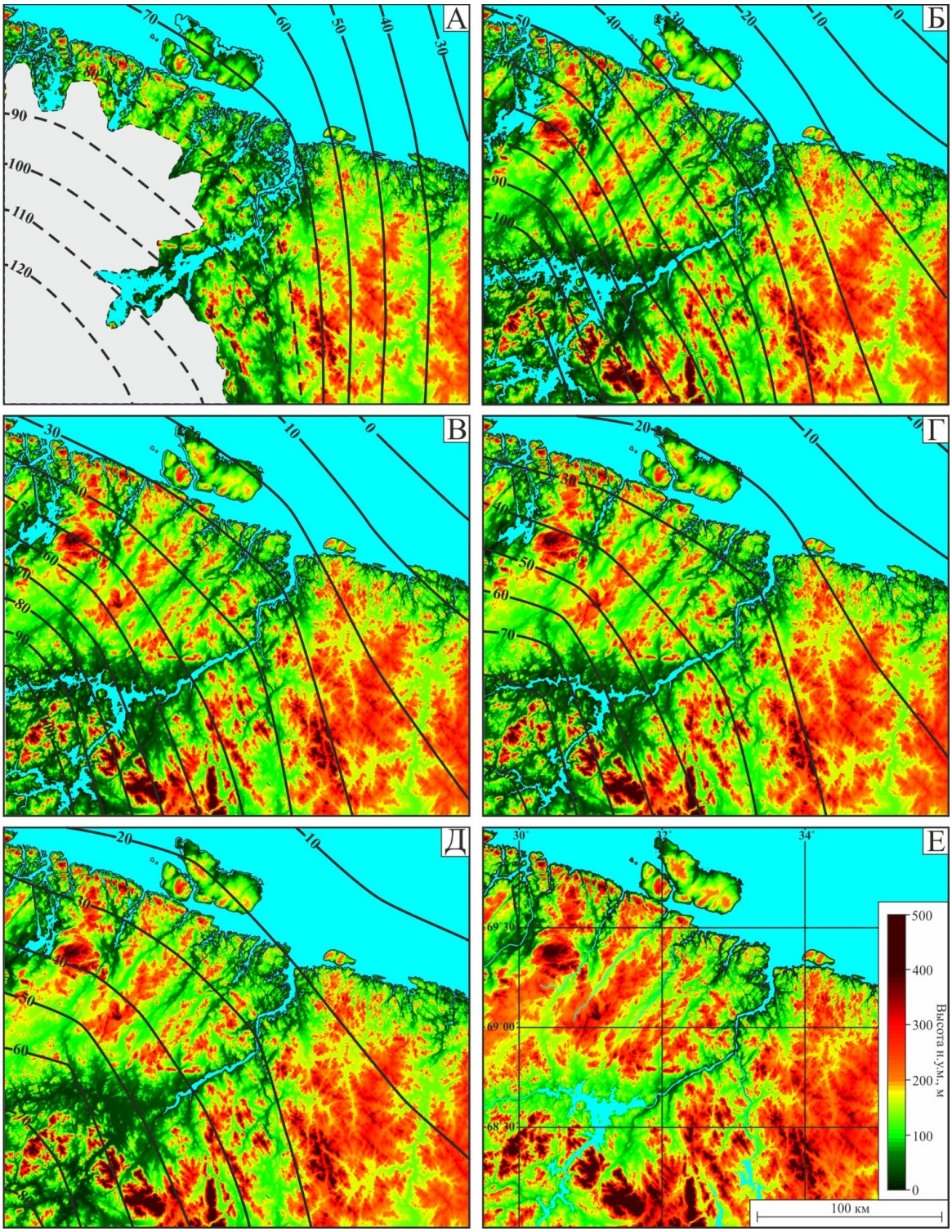


Рис. 1. Модельная реконструкция положения береговой линии Баренцева моря и схемы изобаз поднятия территории северо-запада Кольского региона за 10000 (А), 9000 (Б), 8000 (В), 7000 (Г), 6000 (Д) ^{14}C лет т.н. и современный рельеф (Е).

Характер поднятия в интервале времени 8000 – 6000 ^{14}C лет т.н. в западной части остается прежним. В восточной части района исследования изобазы поднятия меняют своё направление на юго-восточное (рис. 1В-Д). Также в восточной части отмечается уменьшение контрастности поднятия по сравнению с западной частью района исследования, что отражено в увеличении расстояния между изобазами. На реконструкциях для времени 8000, 7000 и 6000 ^{14}C лет т.н. на побережье изобаза поднятия со значением 20 м остается практически на одном месте. В это время в пределах Баренцева моря развивается трансгрессия моря – тапес.

В результате скорости поднятия земной коры и уровня моря в интервале времени 8000–6000 ^{14}C лет т.н. в некоторых районах равны, а в некоторых отмечается даже погружение (например, районы пос. Дальних Зеленцов, п-ов Нордкин). Во внутренних частях континента наоборот отмечается интенсивное поднятие земной поверхности. За время трансгрессии тапес здесь поднятие земной поверхности составило более 20 м. Около 7000 ^{14}C лет т.н. бассейн в долине р. Лотта отделился от морского бассейна, и далее его развитие проходило независимо от колебания уровня моря. В результате более интенсивного поднятия западной части бассейн в Лоттинской и Ноттинской депрессиях постепенно уменьшался, разделялся на систему более мелких водоемов и к настоящему времени оз. Нотозеро является (в данный момент преобразовано в водохранилище) останцем этого крупного водоема.

За последующие 6000 ^{14}C лет т.н. происходило постепенное поднятие земной поверхности. Юго-восточная часть территории поднялась за это время примерно на 70 м, а северо-восточная примерно на 10 м.

Заключение. На основании новых и ранее опубликованных данных с использованием ГИС были построены новые схемы изобаз поздне- и послеледникового поднятия земной поверхности и прослежено распространение морского бассейна на северо-западе Кольского региона. Наибольшее поднятие более 120 м за голоцен испытала юго-западная часть исследуемой территории. Со временем характер поднятия земной поверхности в западной части района исследования остается практически неизменным, в то время как в восточной части происходит переориентировка направления изобаз поднятия с почти меридионального на юго-восточное.

Благодарности. *Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-05-00311-а.*

Список литературы

1. *Арсланов Х.А., Кошечкин Б.И., Чернов Б.С.* Абсолютная хронология осадков поздне- и послеледниковых морских бассейнов на Кольском полуострове // Вестник ЛГУ. Геология – география. 1974. №12. С. 132–138.

2. *Евзеров В.Я., Колька В.В., Корсакова О.П., Николаева С.Б.* Реконструкция палеоэкологических обстановок позднего плейстоцена – голоцена в Кольском регионе // Строение и история развития литосферы (ред. Леонов Ю.Г.). М.: Paulsen. 2010. С.489-503.

3. *Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К.* Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петразоводск. 2000. 241с.

4. *Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.Д.* Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба. Известия Российской Академии Наук. Серия географическая. 2013а. № 1. С. 73–88.

5. *Колька В.В., Корсакова О.П.* Возраст археологических объектов – каменных лабиринтов и относительное перемещение береговой линии Белого моря в позднеледниковье и голоцене. Известия Русского географического общества. 2010. Т. 142. № 1. С. 52–63.

6. *Колька В.В., Корсакова О.П.* Применение геологических методов для датирования каменных лабиринтов на побережье Белого моря. Вестник МГТУ. 2012. Т.15. №2. С.349–356.

7. *Толстобров Д.С., Колька В.В., Толстоброва А.Н., Корсакова О.П.* Опыт хронологической корреляции береговых форм рельефа голоценового моря в депрессии реки Тулома и Кольском заливе // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. №1/1. С.142–150.

8. *Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н.* Неотектонические движения на северо-западе Кольского региона (долина р. Лотта) // Материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-

корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С.146–148.

9. *Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Колька В.В., Корсакова О.П.* История развития озера Осиновое (Кольский регион) в поздне-постледниковое время по материалам диатомового анализа донных отложений // Труды Карельского научного центра РАН. 2016. Серия Лимнология. №5. С.106–116.

10. *Corner G.D., Yevzerov V. Ya., Kolka V.V., Moller J.J.* Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // Boreas. 1999. Vol. 28. №1. P. 146–166.

11. *Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya, Moller J.J.* Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. P.153–175.

12. *Donner J., Eronen M., Jungner H.* The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. Vol. 31. P. 103–128.

13. *Romundset A., Bondevik S., Bennike O.* Postglacial uplift and relative sea level changes in Finnmark, northern Norway // Quaternary Science Reviews. 2011. Vol.30. P.2398–2421.

14. *Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A.* Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // Boreas. 1997. Vol. 26. P. 329–346.

Стратиграфия и особенности формирования донных отложений изолированных бассейнов северо-восточной части Фенноскандинавского щита (по литологическим и диатомовым данным)

Толстоброва А.Н., Корсакова О.П.

Геологический институт КНЦ РАН, alexeeva@geoksc.apatity.ru

Проведено литологическое, микропалеонтологическое и хронометрическое (радиоуглеродное датирование) изучение стратифицированных донных отложений, формирующих фациально разнородные осадочные толщи в изолированных котловинах двух малых озер, расположенных в разных геолого-геоморфологических ситуациях – на побережье Белого моря и во внутренней части Кольского региона.

Безымянное озеро с абсолютной отметкой 81.5 м н.у.м. находится на беломорском побережье в северной Карелии в районе пос. Чупа. Методом диатомового анализа изучен 41 образец. В осадках озера обнаружено 272 вида и разновидностей диатомовых створок.

В осадках *слоя 1* субфоссильных диатомовых водорослей не обнаружено, что можно объяснить суровыми условиями приледникового водоема. Единичные створки и обломки створок, относимых к мезогалобам, полигалобам и галофилам, установлены в *слое 2*. Относительно большее видовое разнообразие характерно для кровли *слоя 3*, здесь доминируют мезогалобы (55% от общего числа видов), в основном за счет бентосного вида *Gomphonema pseudoexiguum* Sim., присутствуют полигалобы (до 12%) и галофилы (18%). В осадках *слоев 4-5* преобладают мезогалобы, количество которых уменьшается вверх по разрезу, при этом количество галофилов и индифферентов наоборот увеличивается, что позволяет говорить о некотором опреснении позднеледникового морского бассейна. Опреснение могло быть вызвано большим количеством талой воды в конце позднего дриаса согласно датировке 10400±105 ^{14}C л.н. (рис. 1). Состав диатомовой флоры соответствует солоноватоводному неглубокому водоему. В *слое 6* увеличиваетя количество морских видов (25.5%), достигающих здесь своего пика. Это свидетельствует о морских условиях седиментации. Для осадков *слоя 7* характерно резкое сокращение морских (0.5-16%) и солоноватоводных видов (14-43%), а преобладают - пресноводные (46-70%). Причем здесь происходит поочередное увеличение и уменьшение содержания пресноводных и морских видов. По диатомовым данным накопление этих осадков происходило в изолирующемся от основного бассейна мелководном водоеме, в который во время приливов поступала морская вода. В *слое 8*, накопление которого согласно датировке 9812 ± 57 ^{14}C л.н, происходило во второй половине пребореала диатомеи-полигалобы не выявлены. Мезогалобы составляют около 1.5% в нижней части интервала, в верхней - полностью исчезают. Олигогалобы

составляют 96-100%, при этом вверх по разрезу происходит уменьшение галофилов и увеличение индифферентных видов. Среди галофилов преобладают - *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) W. and R. и *Pseudostaurosira subsalina* (Hust.) Morales, а среди индифферентов - *Staurosira venter* (Ehrb.) Kobayasi, *Fragilaria construens* (Ehrb.) Hust., *Fragilaria brevistriata* (Grun.). При сравнении с нижележащими осадками здесь уменьшается количество видов-алкалибионтов, появляются индифференты, а в нижней части присутствуют ацидофилы. Отложения данного интервала накапливались уже в отделившемся от моря мелководном водоеме. В нижней части *слоя 9* отмечено уменьшение количества галофилов и увеличение индифферентов. Однако в средней части этого интервала отмечено резкое увеличение галофилов (больше 60%) в основном за счет планктонного вида *Cyclotella distinguenda* Hust., что говорит об увеличении водности бассейна, и также обнаружен мезогалоб *Mastogloia elliptica* (Ag.) Cleve. Здесь же отмечено увеличение бореальных видов, что может свидетельствовать о некотором повышении температуры воды в озере. Состав диатомовой флоры соответствует пресноводному озеру с несколько повышенной минерализацией воды. Согласно датировке 8240 ± 120 ^{14}C л.н., полученной на границе *слоев 9-10*, это происходило в бореальное время. К кровле *слоя 9* и в осадках *слоя 10* происходит значительное увеличение (до 35–45%) количества галофобов. Индифференты составляют около 45-60%. Отмечено увеличение ацидофилов и индифферентов, причем ацидофилы занимают доминирующее положение. По диатомовым данным осадки *слоя 10* накапливались в условиях континентального пресного водоема, в котловине которого интенсифицировались процессы заболачивания, что характерно и для современного состояния рассматриваемого озера.

На беломорском побережье на примере изученного озера выделены литолого-стратиграфические единицы ЛСЕ (рис. 1), которые в качестве стратогенов образуют осадочную последовательность в котловинах изолированных бассейнов (Корсакова и др., 2016). Показано, что на побережье Белого моря стратиграфия фациально разнородных толщ в изолированных водоемах связана с двумя региональными трансгрессивно-регрессивными циклами изменения относительного уровня моря – с позднеледниковой и голоценовой морскими трансгрессиями. Нижняя часть глинисто-песчано-алевритистой толщи, последовательно сложенная пресноводными и солоноватоводными отложениями приледникового водоема ЛСЕ 1 (*слой 1*) и ЛСЕ 2 (кровля *слоя 1* и *слои 2-3*), а также морскими позднеледниковыми осадками ЛСЕ 3 (*слои 4-5)*, формировалась в ходе позднеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии. Верхняя часть этой кластогенной толщи, образованная в изолированных котловинах на разных этапах голоцена в зависимости от высотного положения на береговом склоне, представлена прибрежными морскими осадками ЛСЕ 4а (*слой 6*) и осадками отчленяющегося водоема-залива ЛСЕ 5а (*слой 7*). Органогенной сапропелевой толще, непосредственно перекрывающей отложения морского бассейна и отчленяющегося залива, соответствуют стратогены, представленные голоценовыми осадками меромиктического озера ЛСЕ 6 (*слой 8*), пресноводными отложениями водоема береговой зоны моря ЛСЕ 7а (базальная часть *слоя 9*), отложениями пресноводного водоема с повышенной минерализацией воды ЛСЕ 8 (средняя часть *слоя 9*), образовавшимися во время максимального развития голоценовой морской трансгрессии, и современными озерными осадками ЛСЕ 9 (верхняя часть *слоя 9* и *слой 10*), накапливавшимися в завершающие фазы голоцена в условиях побережья.

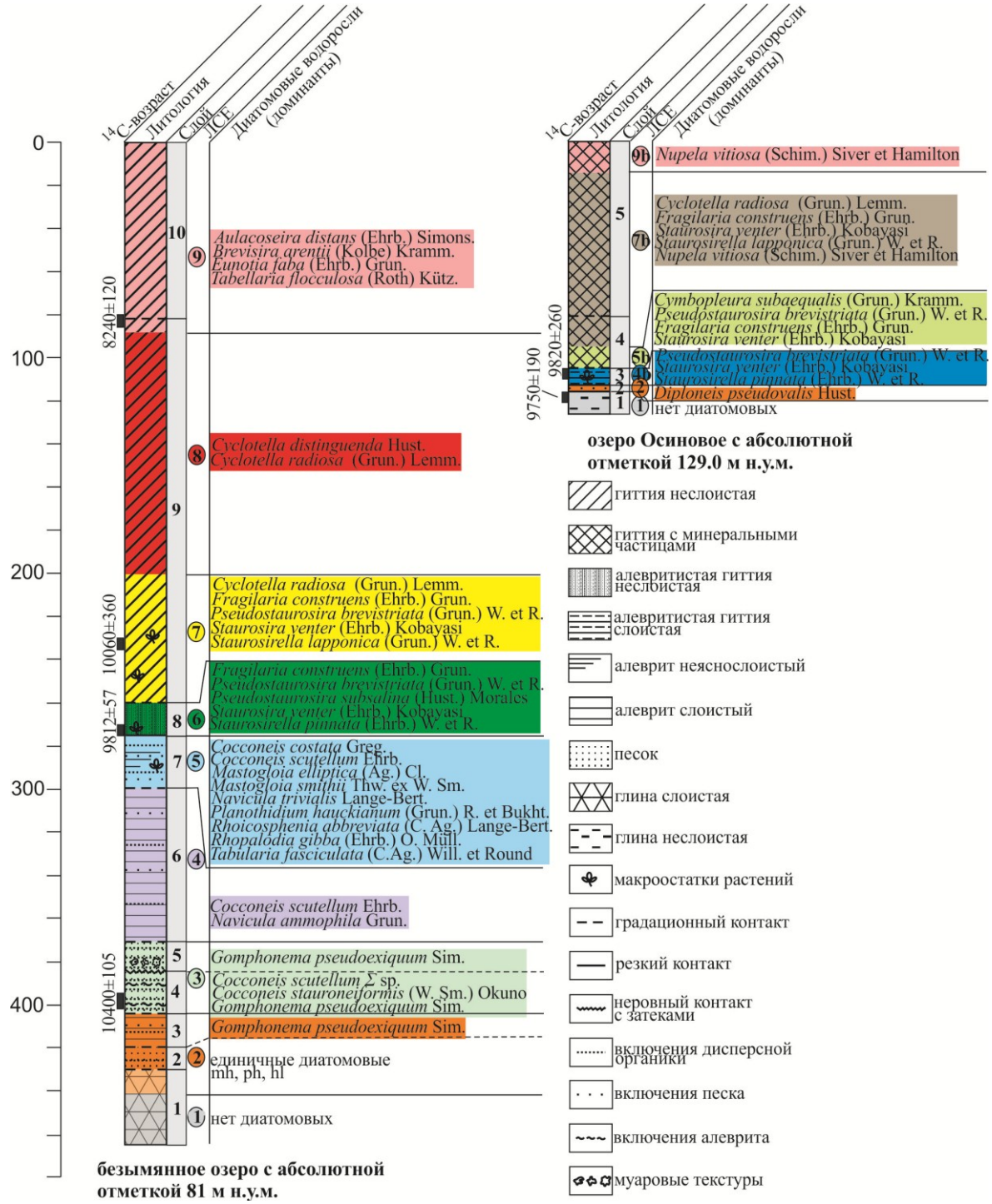


Рис. 1. Типы установленных литолого-стратиграфических последовательностей донных отложений на примере двух озер, расположенных на побережье Белого моря и во внутренней части Кольского региона.

Озеро Осиновое с абсолютной отметкой 129.0 м н.у.м. в пределах внутренней части Кольского региона и приурочено к северо-западному побережью Экостровской Имандры. Диатомовый анализ был выполнен для 18 образцов. В разрезе представлена богатая и разнообразная диатомовая флора, было обнаружено 145 таксонов диатомовых водорослей.

В глинах *слоя 1* диатомовых водорослей не обнаружено, что возможно свидетельствует о накоплении осадков в суровых условиях приледникового водоема. Для глин *слоя 1* была получена датировка 9750±190 ^{14}C л.н. В осадках *слоя 2* обнаружено только два

алкалифильных вида - галофил *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) Williams et Round, обитающий в обрастаниях, и донный мезогалоб *Diploneis pseudovalis* Hust. в соотношении 10:90, соответственно. Видимо формирование соответствующих осадков происходило в неглубоком солоноватоводном бассейне.

В осадках *слоя 3* основную массу составляют «пионерные» алкалифильные диатомеи обрастаний, представленные индифферентами *Fragilaria construens* (Ehrb.) Grun., *Pseudostaurosira brevistriata* (Grun.) Williams et Round, *Staurosira venter* (Ehrb.) *Kobayasi* и галофилом *Staurosirella pinnata*, причем содержание последней резко увеличено (82%) в нижней части интервала. Эти таксоны являются показателем «нарушенных» условий окружающей среды, они первыми заселяют водоемы на начальных этапах развития, могут существовать в суровых арктических условиях с низким уровнем проникновения света, в которых другие виды развиваться не могут, характерны для позднеледниковых пресноводных осадков (Grönlund, Kauppila, 2002). Исчезновение солоноватоводных видов и увеличение пресноводных свидетельствуют о прекращении связи с морским бассейном. Согласно датировке 9820±260 ^{14}C л. н. из верхней части *слоя 3* отделение данного озера от более крупного осолоненного бассейна произошло в середине пребореального времени.

В базальной части *слоя 4* происходит резкое увеличение концентрации диатомей при общем увеличении таксономического разнообразия, что говорит о значительном увеличении продуктивности водоема. Доминирующий комплекс составляют виды-индифференты из родов *Fragilariforma, Staurosira, Staurosirella и Pseudostaurosira*. Наблюдается увеличение планктонных видов до 11%, которые представлены видами рода *Cyclotella* spp. По показателям pH так же, как и в нижележащих осадках, преобладают алкалифилы. В верхней части *слоя 4* и в нижней части *слоя 5* отмечено увеличение планктонных диатомей (12-29%). Кроме видов рода *Cyclotella* появляются виды рода *Aulacoseira*. При этом вверх по разрезу увеличивается и содержание донных форм (10-32%). Становится более богатым и состав видов-обрастателей, появляются представители рода *Eucocconeis, Achnanthidium, Psammothidium*, увеличивается разнообразие среди видов из родов *Cymbella, Eunotia, Gomphonema*. Увеличение планктонных видов говорит о том, что водоем на данном этапе был относительно глубоким с достаточно прозрачной водой, что позволяло активно развиваться и донным диатомеям. Кроме того, в осадках этой зоны происходит перестройка комплексов диатомовых водорослей по отношению к pH среды, что отражается в увеличении количества индифферентных (19-42%) и ацидофильных видов (5-13.5%). По отношению к солености доминируют виды-индифференты (61-84%), увеличивается суммарное количество галофобов (9-31%) по сравнению с нижележащими осадками. Такие изменения (повышение водности, изменение pH среды, изменение галобности) вероятно указывают на отделение оз. Осинового от палео-Имандры. Таким образом, состав диатомовой флоры соответствует начальному этапу развития оз. Осинового, как самостоятельного водоема.

В самой кровле разреза (верхние 15 см *слоя 5*) отмечено небольшое увеличение содержания донных видов. В качестве доминанта здесь выступает один вид – *Nupela vitiosa* , среди субдоминантов - *Aulacoseira valida* (Grun.) Kramm., *Cyclotella radiosa* (Grun.) Lemm., *C. rossi* Håkans., *Eunotia diodon* Ehrb., *Sellaphora laevissima* (Kütz.) D.G.Mann, *Staurosira venter*. Как и в подстилающих осадках, доминируют индифференты (65-72%), вторую по численности группу слагают галофобы (22.5-28.5%). В этой части разреза возрастает содержание ацидофилов (до 16%), представленных *Frustulia rhomboides* (Ehrb.) D. T. и видами родов *Eunotia* и *Brachysira*, что указывает на естественную ацидофикацию озера.

В отличие от побережья Белого моря, в пределах внутренней части Кольского региона море не имело столь значительного влияния. Поэтому на примере оз. Осинового, была выделена другая последовательность ЛСЕ (рис. 1). Развития озера началось с приледникового водоема ЛСЕ 1 (*слой 1*). Затем, в результате проникновения морских вод в пределы Имандровской депрессии в котловине озера формировались осадки солоноватоводного приледникового бассейна ЛСЕ 2 (*слой 2*). Связь палеоводоема с морем,

судя по мощности отложений и данным радиоуглеродного датирования, была кратковременной, после отчленения палео-Имандры от морского бассейна, здесь соответственно накапливались пресноводные осадки крупного водоема ЛСЕ 4b (*слой 3*), т.е. палео-Имандры. Далее при воздымании земной поверхости оз. Осиновое отделилось от палео-Имандры и стало развиваться как самостоятельный водоем, соответственно в котловине последовательно накапливались голоценовые осадки водоема, изолирующегося от крупного пресноводного бассейна ЛСЕ 5b (базальная часть *слоя 4*) – осадки изолированного водоема береговой зоны ЛСЕ 7b (верхняя часть *слоя 4* и нижняя *слоя 5*) – осадки современного озера ЛСЕ 9 (верхняя часть *слоя 5*).

Выводы.

1. Выполнено литолого-стратиграфическое изучение донных отложений двух озер, расположенных в разных геолого-геоморфологических ситуациях (на побережье Белого моря и во внутренней части Кольского региона).

2. Набор выделенных ЛСЕ, характерный для котловин изолированных бассейнов, а также возраст и вещественный состав слагающих их осадков зависят от конкретной геолого-геоморфологической, тектонической, палеогеографической ситуаций в разных районах северо-востока Фенноскандинавского щита.

3. Установлено два типа последовательностей. Первый тип ЛСЕ 1-2-3-4a-5a-6-7a-8-9 характерен для донных отложений озер, расположенных на побережье Белого моря. Второй тип ЛСЕ 1-2-4b-5b-7b-9 выделен в донных отложениях озер в пределах внутренней части Кольского региона.

4. Литолого-стратиграфическое расчленение осадочных последовательностей, формирующихся в котловинах изолированных бассейнов, имеет корреляционное значение для выявления неотектонических и палеогеографических особенностей в развитии разных частей северо-восточной Фенноскандии.

Благодарности. *Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-05-00311-а.*

Список литературы

Корсакова О. П., Колька В. В., Толстоброва А. Н., Лаврова Н. Б., Толстобров Д. С., Шелехова Т. С. Литология и поздне-постледниковая стратиграфия донных отложений из изолированных бассейнов побережья Белого моря (на примере малого озера из района поселка Чупа, северная Карелия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2016, том 24, № 3. С. 81-101.

Grönlund. T., Kauppila T. Holocene history of Lake Soldatskoje (Kola Peninsula, Russia) inferred from sedimentary diatom assemblages // Boreas, 2002. Vol. 31. P. 273–284.

Морфология и происхождение пещер возвышенности Соканлинна (Выборгский район Ленинградской области)

Хлебалин И. Ю.[1], Агапов И. А.[2]

[1] ООО «АРДЖЕЙСИ», hlebalin@bk.ru

[2] Русское географическое общество, agapov_ilya@mail.ru

Территория Ленинградской области бедна пещерами естественного происхождения. Большинство из них – более 20 отдельных полостей суммарной длиной 440 м (Agapov, 2012) – относятся к суффозионным и расположены на Главном девонском поле. Поэтому очень интересны природные полости, находящиеся в северной части Карельского перешейка в толще гранитов – горных пород, не подверженных суффозионному и карстовому процессам.

Исследования пещер возвышенности Соканлинна проводились членами Русского географического общества (РГО) в 2010-2016 гг. За это время были произведены топографические работы (рис. 1) и структурно-геологические исследования. Для визуализации результатов структурно-геологических исследований (рис. 2) использована программа StereoNet.

Скальный массив Соканлинна расположен в 0,8 км северо-западней пос. Красный Сокол (Выборгский район Ленинградской области) рядом с границей с Финляндией. В переводе с финского языка название массива "Гора крепость Сока" (Sokanlinnavuori). В районе развит структурно-денудационный холмисто-грядовый рельеф, сформированный, главным образом, в последнюю стадию Великого четвертичного оледенения. Площадь основной части массива около 5000 м^2 (50х100 м). Абсолютная высота вершины около 43 м над уровнем моря и 25 м над окружающей местностью. Массив представляет собой типичный "бараний лоб", имеющий вертикальную стенку с юго-восточной стороны и наклонную, сглаженную наступающим ледником с северо-западной. На поверхности массива наблюдается хорошо выраженная штриховка, ориентированная по азимуту 140°. Скальный массив слагают плагио-микроклиновые грубопорфировидные граниты Выборгского гранитного массива (Киселев, 1997) с массивной текстурой.

Пещеры первой группы находятся на участке гранитного массива длиной 30 м и шириной 15 м, расположенном в юго-восточной части возвышенности. В эту группу входят четыре пещеры (рис. 1). Длина пещер составляет соответственно: 1 – 20 м; 2 – 32 м; 3 – 14 м; 4 – 6 м. Таким образом, суммарная длина пещерной системы составляет 72 м.

В историческом плане наиболее примечательна 1-я пещера (рис. 1) Согласно преданиям в нее могло вместиться до 100 человек. Пещера названа за ее крестообразную в плане форму – Крестно-церковная (*Ristikirkoksi*). Возможно, что пещера использовалась как временная церковь или часовня во время военной опасности. Такое использование пещер известно на территории Финляндии (Kejonen, 1997). Более подробно местный фольклор, связанный с пещерами, проанализирован в статье, опубликованной авторами в «Вестнике комиссии по псевдокарсту» (Agapov et al., 2016). Пещера, через систему небольших колодцев имеет малозаметный выход в верхней части массива.

Вторая пещера (рис. 1) интересна тем, что имеет один наклонный и несколько вертикальных выходов в виде колодцев, выходящих на поверхность массива. В первой и второй пещере наблюдаются вогнутые стены, которые образовались за счет эрозионного воздействия талых вод ледника с абразивным материалом. Наиболее отчетливо это проявлено во второй пещере.

Граниты, слагающие скальный массив разбиты трещинами, среди которых преобладают три системы (рис. 2): субвертикальные северо-западного простирания 317°∠90°, субвертикальные северо-восточного простирания 37°∠78° и пологие и субгоризонтальные 69°∠7°. Преобладающая ориентировка установлена при статистической обработке замеров элементов залегания трещин в программе StereoNet.

Таким образом, пещеры этой группы образовались при раскрытии тектонических трещин и сравнительно небольшом эрозионном воздействии талых ледниковых вод с абразионным материалом.

Ближайшая пещера со стенами такого типа – Högbergetin – расположена к Ю-З от Хельсинки (Kesäläinen et al., 2015). Длина этой пещеры около 7 м. Она также имеет вогнутые стены. Ее возраст – более 11 000 лет.

В районе четвертой пещеры, находятся завалы крупных глыб и блоков гранита. Там, возможно, находятся полости, не имеющие выхода на дневную поверхность.

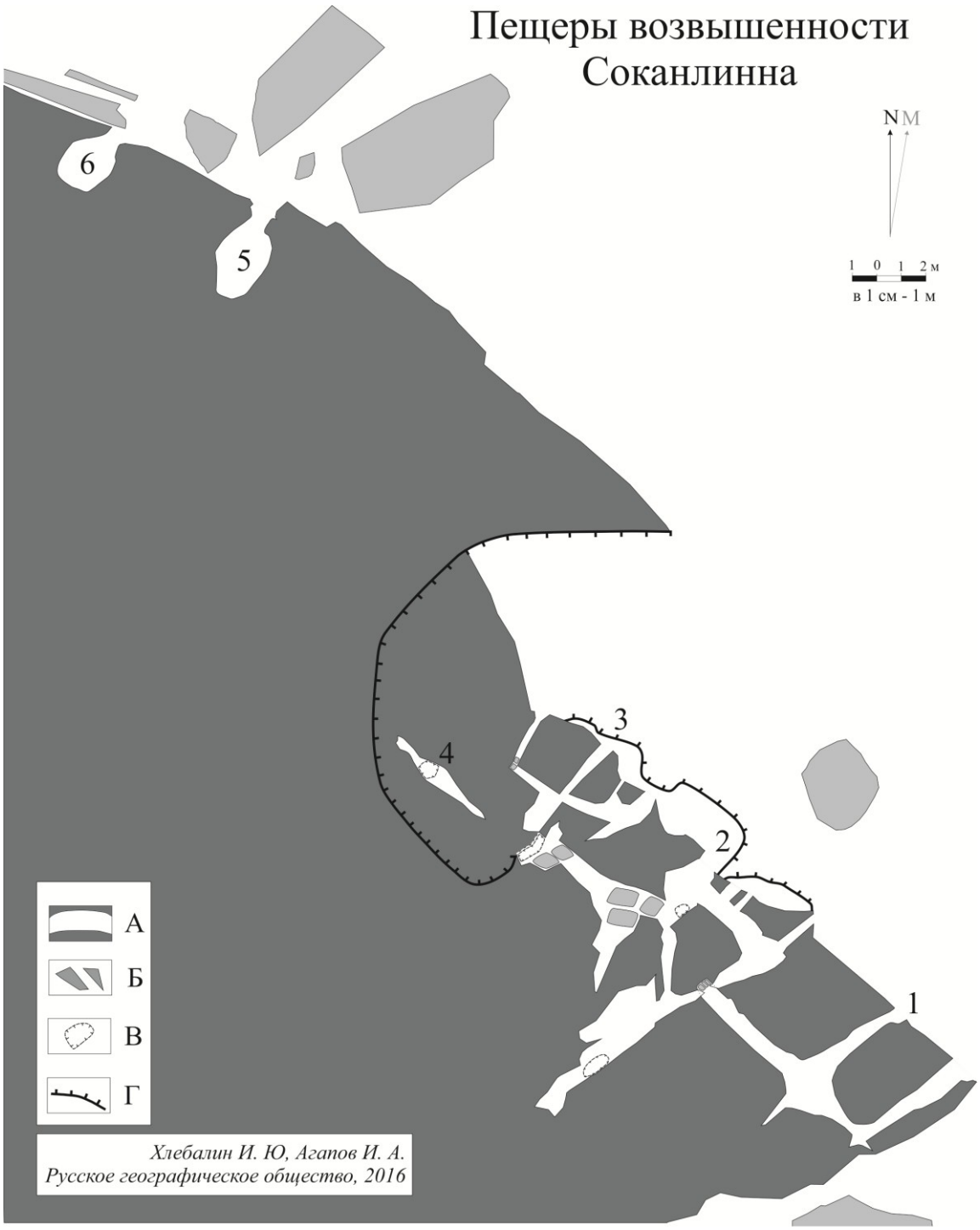


Рис. 1. Пещеры возвышенности Соканлинна (Хлебалин И. Ю., Агапов И. А,2016) Условные обозначения: А – полости пещер в гранитах, Б – отдельные глыбы, В – вертикальные полости (колодцы), Г – обрывы. 1-6 – номера пещер (в тексте).

Пещеры второй группы находится в 20 м северо-западней пещер первой группы (рис. 1). Она состоит из двух пещер, которые называются по-фински *hiidenkirnua*, «маслобойки хийси» (Simonen, 1951). Это наиболее интересные по генезису пещеры, аналогов которых нам не известно. В «Suomen Luolat», наиболее полной монографии, посвящённой природным пещерам Финляндии, подобных объектов не описано (Kesäläinen et al., 2015). На территории России аналоги также неизвестны.

Пещеры представляют собой две полости длиной 4 и 3 м, яйцеобразной, овоидной формы. Они находятся на расстоянии около 6 м друг от друга. Пещеры имеют близкую морфологию, но отличаются размерами. Входы в полости узкие. По упавшим гранитным плитам, лежащим рядом с пещерами, видно, что входные лазы в пещеры раньше были длиннее примерно на 1 м.

Вход в пещеру № 5 находится на высоте около 100 см от земли в вертикальной стенке гранитного массива. Высота входа 140 см, ширина 65 см. Длина – 20-30 см. Полость за входным проемом в плане овоидная с наклоном вверх. Длина по наклонному полу около 400 см. Общая высота от низа входа до верха свода в дальней (верхней) части пещеры 270 см. Поперечное сечение полости также овоидное с высотой по центру 215 см и шириной 170 см (рис. 1).

Вход в пещеру № 6 (рис. 1) находится на высоте 60 см от земли в вертикальной стенке гранитного массива. Высота входа 130 см, ширина 65 см. Длина – 30 см. Полость за входным проемом в плане овоидная с наклоном вверх. Длина по наклону около 300 см. Высота в районе входа 165 см. Общая высота от низа входа до верха свода в дальней (верхней) части пещеры около 210 см. Поперечное сечение полости овоидной формы с высотой по центру 180 см, шириной 190 см. Справа от входа в полость находятся два отслаивающихся блока с вертикальными расщелинами.

Северо-западная часть возвышенности Соканлинна разбита субвертикальными трещинами, по которым заложены полости пещер. Преобладают трещины двух систем (рис. 2): северо-западного простирания 118°∠88° и северо-восточного простирания 205°∠89°.

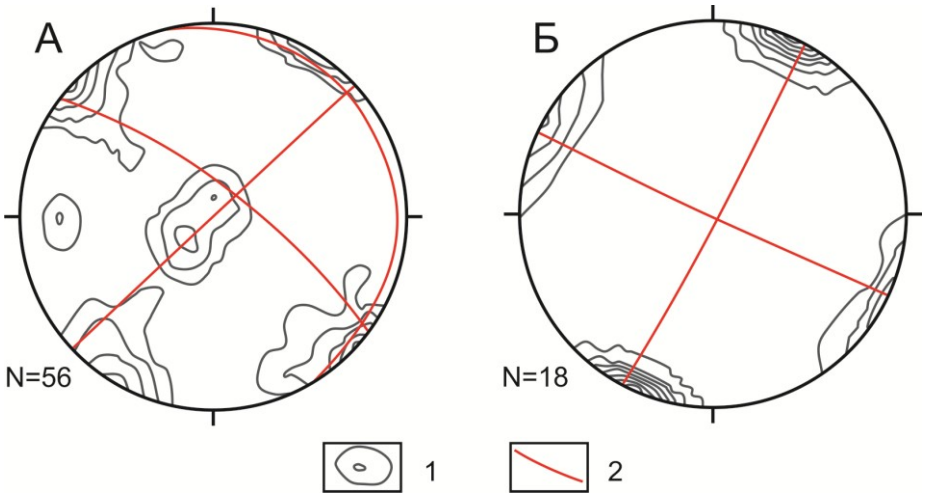


Рис. 2. Стереографические проекции (нижняя полусфера) элементов залегания трещин отдельности в гранитах. А – юго-восточная часть массива (пещеры первой группы), Б – северо-западная часть массива (пещеры второй группы). Условные обозначения: 1 – изолинии плотности распределения проекций полюсов, 2 – статистически полученная – аппроксимация ориентировки системы трещин.

Пещеры имеют природное происхождение и, вероятно, образовались при эворзионных, эрозионных и кавитационных процессах – воздействии абразивной смеси воды с песком и вращении крупных обломков гранита напорным воздействием талых ледниковых вод. При этом морфология пещер контролируется развитой в массиве трещиноватостью. Особенность пещер в том, что они имеют восходящее вверх направление в дальней части. При этом вход в полость достаточно узкий. Это отличает их от большого количества (более 5000 шт.) ледниковых выбоин – эворзионных «водобойных» котлов распространенных в Финляндии, которые имеют форму блюдца, колодца, навеса или ниши, образованных водопадами.

Группа авторов (Потравнов и др., 2015) считают, что данные пещеры имеют искусственное происхождение и были созданы с помощью выжигания, при разведении костра и охлаждении стен водой. Эта версия не имеет доказательств. Следов температурного воздействия на стены не выявлено. Использование пещер человеком в качестве тайника, кладовки для съестных припасов или бани, как считают данные авторы, также не обосновано.

Массив Соканлинна с его уникальными пещерами, конечно, необходимо сохранить, ему надо присвоить статус памятника природы. Для этого необходимо провести его доизучение, составить Паспорт и принять соответствующее постановление в администрации Ленинградской области. Нами предложены границы будущего памятника, включающие не только сам гранитный массив, но и прилежащий ледниковый ландшафт с озером. Оформление памятника природы планируется осуществить в будущем году.

Таким образом, описаны две группы природных пещер в гранитном массиве Соканлинна, представляющие большой научный и экскурсионно-туристический познавательный интерес. Из семи изученных пещер две являются уникальными, имеющими форму овоидов, сформированных напорными ледниковыми водами при эворзионных, эрозионных и кавитационных процессах. Необходимо придать этому массиву с пещерами статус геологического памятника природы, а также организовать экскурсии для ознакомления с этим интереснейшим объектом. Сейчас мы проводим работу для осуществления этих планов.

Благодарности. *Авторы выражают огромную благодарность участникам полевых исследований: С. В. Пинчуку, В. В. Рожкову, О. Ю. Лумповой, Л. Даниловой, М. А. Пантелейкову, А.В. Козлову, Д. Н. Бадяеву за помощь в обследовании пещер. Председателю Комиссии спелеологии и карстоведения Русского географического общества Ю. С. Ляхницкому за научное руководство и обсуждение результатов работ.*

Список литературы

1. *Киселев И. И., Проскуряков В. В., Саванин В. В.* Геология и полезные ископаемые Ленинградской области. СПб, 1997. 197 с.

2. *Потравнов А. Л., Хмельник Т. Ю., Мирошниченко П. О.* Подземелья Северо-Запада России: Научно-популярное издание. Книга для путешественников. – СПб: изд-во «Амфора», 2015 – сс. 141-144.

3. *Agapov I. A.* Natural caves of the North-West of Russia. The use of caves in human culture // Proceedings of the 13th National Congress of Speleology – pp. 63-67.

4. *Agapov I.A., Khlebalin I.Y., Lyakhnitsky Y.S.* Caves of the Sokanlinna granite massif, Vyborg District (Leningrad Region, Russia). Pseudokarst Commission Newsletter № 26, Krakow, 2016 pp. 15-22.

5. *Kejonen A.* On Finnish caves // Symposium 4: Exploration and Speleology, Proceedings of the 12lh International Congress of Speleology. Switzerland - Volume 4. 1997. pp. 93-98.

6. *Simonen S.* Antrea: Antrean ja Vuoksenrannan kuntien muistojulkaisu.Helsinki: Kustantaja, 1951. 601 p., pp. 570-571.

7. *Kesäläinen T., Kejonen A., Kielosto S., Lahti S., Salonen V.-P.* Suomen Luolat. Helsinki: Salakirjat, 2015, 432 pp., p. 150.

Экология пещер: пути сохранения и рационального использования

Юричев А.Н.

Томский государственный университет, juratur@sibmail.com

Вопросы экологической безопасности пещер в настоящее время крайне слабо освещены как в теоретическом, так и в практическом отношении. Данное обстоятельство уже сейчас приводит к значительным потерям качества подземных объектов, широко использующихся для массового экскурсионного посещения. Эти потери могут быть

медленными и незаметными, но возможны и катастрофически быстрые необратимые изменения.

Пещеры, формируясь в течение длительного геологического времени, являются результатом естественного развития карста в комплексе с другими экзогенными геологическими процессами. Геологическая среда обладает наибольшей инерцией к внешним стрессам в сравнении с большинством других компонентов природной среды, но изменения, наступившие при суммарном воздействии таких стрессов, как правило, относятся к числу необратимым и выражаются в резком изменении периферического состояния среды: осушением либо переувлажнением, промерзанием либо таянием и т.д.

Воздействия на пещеры, приводящие к значительным изменениям их основных качественных характеристик можно разделить на естественные и антропогенные. Природные воздействия связанны, преимущественно, с климатическими флуктуациями современного периода, ритмами солнечной и космической активности. Антропогенные воздействия связаны как с использованием человеком самих пещер, так и хозяйственной деятельностью в пределах водосборов, питающих пещеры (вырубка леса, пожары, распашка земель, выемка строительного грунта, замусоривание территории с поверхности и т.д.). При непосредственном воздействии человека на пещеры наблюдается рост плесени на запыленных в зимний период стенах, разрушение многолетних льдов, как от механического, так и от теплового воздействия, аккумуляция бытового мусора, оставляемого небрежными экскурсантами, исчезновение популяций летучих мышей (рис. 1).

Рис 1. Антропогенное воздействие на пещеры: глиняное творчество, пещера Большая Орешная, Красноярский край (слева), вызженные сажей стены подземного зала и надписи краской на них «Бродвей», «Ура», «Таня», «Вера» и др., пещера Баджейская, Красноярский край (справа)

В настоящее время при освоении закарстованных территорий, необходимо выявление, изучение и сохранение эталонных карстовых пещер, несущих большую информационную нагрузку (геологическую, гидрогеологическую, археологическую и естественно-историческую) и являющихся уникальными объектами значительной эстетической ценности (подземные залы, галереи, реки, озера, водопады, наледи, карбонатные натеки, уникальные кристаллы, редкие формы флоры и фауны). Однако решение задач, связанными с рациональным использованием пещер, невозможно достичь одними организационными или запретительными мерами государства: заповедный режим не может полностью исключить несанкционированных посещений пещер группами неорганизованных туристов. Необходима продуманная эколого-просветительская работа со студентами и школьниками, индивидуальная работа с группами спелеологов, как способ воздействия на общественное

сознание. При этом необходимо привлечение последних на ряду со специалистами геологического и экологического цикла к научно-исследовательской и рекультивационной работе.

Использование пещерных объектов в экскурсионных целях должно начинаться лишь после предварительного детального изучения всех мобильных компонентов, формирующих состояние пещерной среды, с паспортизацией последних. Впоследствии такой экологический паспорт установит допустимый уровень антропогенной нагрузки на карстовый объект и будет являться основой для контроля качества подземного пространства. Допускается, что для ряда пещер необходимо будет установить особый режим «полного покоя», что позволит обеспечить их сохранность и продолжение исследования в будущем с применением более совершенных методов, оборудования и средств.

Таким образом, решение задач рационального использования и охраны пещер возможно лишь при комплексном подходе к этой проблеме, с использованием полного перечня критериев оценки возможных рисков. Выработать такие критерии можно только в случае тщательного сбалансированного подхода к проблеме, обеспечивающего интересы государства и всех заинтересованных сторон.

Оглавление

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Алферова Т.Ю., Алферов В.В. Выявление пространственно-временных соотношений процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления отложений доманико-турнейского нефтегазоносного комплекса западного борта гряды Чернышева……..... 5
Бабкина А.Д., Петров С.В. Особенности формирования рудного титаномагнетит-ильменитового парагенезиса……..... 6
Дмитриева А.В. Рудно-геохимическая специализация неоархейского умереннощелочного (санукитоидного) магматизма Центральной Карелии……..... 9
Ефименко О.С., Ефименко С.А., Макаров Д.В. Повышение информативности ядерно–геофизических технологий контроля за вещественным составом руд в ТОО «Корпорация Казахмыс»……..... 13
Еременко Е.Г., Петров С.В. Особенности минерализации благородных металлов в зоне гипергенеза жильных сульфидных руд массива Ниттис, Мончегорский плутон….. 17
Колесник А.Ю., Пестриков А.А. О находке самородного олова в вендских конгломератах структуры Ветреный Пояс……..... 21
Кузнецова Ю.А. Этапы создания геологической модели распределения полезного компонента в среде MineScape……..... 24
Мансуров Р.Х. Крупнообъемные золотоносные минерализованные зоны послойной сульфидной вкрапленности карлинского типа на восточном склоне Енисейского кряжа 26
Мирошникова Я.А., Мартынов Е.В. К вопросу о происхождении пород южного обрамления расслоенного мафит-ультрамафитового Мончегорского плутона (Кольский полуостров)……..... 30
Пронина Н.В., Лужбина М.С. Мацеральный состав и степень преобразованности органического вещества доманиковых отложений Тимано-Печорского бассейна……... 32
Русина А. С., Петрова А.В. Тальк-карбонатные породы Черновского месторождения в Сысертской провинции (Средний Урал)……..... 34
Санникова И.А., Ступакова А.В., Большакова М.А. Оценка углеводородного потенциала доманиковых отложений Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна методом бассейнового моделирования……..... 38
Шаповалова М.О., Шелепаев Р.А., Толстых Н.Д., Калугин В.М. Вещественный состав перидотит-габбрового массива Орцог-Ула и связанного с ним Cu-Ni-ЭПГ оруденения (Западная Монголия)……..... 42
Шмакова А. М., Шевчук С. С. Особенности минералов Пижемского титанового месторождения (Средний Тиман)……..... 46
Товпенец Т.Ю. Исследования миграционного шунгита методом рамановской спектроскопии……..... 48
Чащин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Месторождения малосульфидных платинометальных руд Мончегорского рудного района (Кольский полуостров, Россия) 50

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

Канева Т.А. Реконструкция палеогеодинамической обстановки формирования верхнедокембрийских магматических образований северо-западного Пай-Хоя…..... 57
Казанцева М.И., Саватенков В. М. Возможность оценки возраста колумбит-танталитовой минерализации Sm-Nd методом……..... 59

Максимов О. А. Два этапа высокобарного метаморфизма в архейских эклогитах Беломорского подвижного пояса (Гридинская структура)……..... 61
Матреничев А.В. Гетерогенность мантии 2,1 млрд лет назад в южной части Карельского кратона (Северное Приладожье)……..... 64
Парфенов А.В., Лебедев В.А. Вулканостратиграфия лав Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ) на основании сопоставления изотопных K-Ar, геохимических и стратиграфических данных..... 67
Ситкина Д.Р., Кузнецов А.Б., Смирнова З.Б. Pb-Pb возраст карбонатных пород забитской и агарингольской свит осадочного чехла Тувино-Монгольского массива….. 70
Стешенко Е.Н., Баянова Т.Б., Дрогобужская С.В. Абсолютный возраст и распределений REE в цирконе из метагаббро Кандалакшского палеопротерозойского габбро-анортозитового массива…….. 72
Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Шахмурадян А.Р. U-Pb датирование шорломита из щелочного интрузивного комплекса Африканда (Кольская щелочная провинция)…..... 75
Федоров Н.В. Черносланцевые и карбонатные отложения позднего девона – среднего карбона на острове Личутина архипелага Новая Земля……..... 76

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

Акимова Е.Ю., Груздов К.А.Аномальный изотопный состав кислорода в корундовых метасоматитах Северной Карелии как результат фракционирования изотопов во флюиде по механизму термодиффузии……..... 83
Алентьев Ю.Ю. Техногенные натечные образования и факторы их формирования в финских оборонительных сооружениях времен Зимней и Второй мировой войны…..... 86
Ашихмин Д.С., Мельник А.Е., Королев Н.М., Сироткин А.Н. Геохимические особенности оливина, клинопироксена и стекла из карманов плавления в ксенолитах мантийных перидотитов, арх. Шпицберген……..... 90
Злобин А.А. Геохимические критерии определения ареалов расселения красных водорослей (*Rodophita*) в позднеюрском палеобассейне севера Западной Сибири (акватория Карского моря)……..... 91
Компанченко А.А., Волошин А.В., Базай А.В. V-Ti оксиды в колчеданных рудах Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион……..... 95
Конышев А.А., Зубков Е.С. Оценка содержания фтора во флюиде Li-F гранитов Салминского плутона……..... 97
Королев Н.М., Никитина Л.П. Термобарометрия мантийных эклогитов: актуальные проблемы и единый подход к оценке PT-параметров на примере ксенолитов из трубки Катока (С.-В. Ангола)……..... 101
Королев Н.М., Никитина Л.П., Зинченко В.Н., Мельник А.Е., Ашихмин Д.С. Этапы преобразования мантийных эклогитов: данные по ксенолитам из трубки Катока…..... 104
Козулина Т.В. Химический состав и условия образования амфиболов из щелочных интрузий Центрального Сангилена (Юго-Восточная Тува)……..... 106
Красоткина А.О., Мачевариани М.М. , Королев Н.М., Макеев А.Б., Скублов С.Г. Nb-рутил из рудопроявления Ичетью (Средний Тиман)……..... 109
Перовский И.А. Сорбционно-селективные свойста натриевого титаносиликата (со структурой ситинакита)……..... 113
Семихина Е.В. Петрология плагиогранитов зоны Рюпдален в офиолитовом комплексе Люнген, Северная Норвегия……..... 116
Сидоров М.Ю., Компанченко А.А., Чернявский А.В., Базай А.В., Савченко Е.Э. Вторичные минералы в сульфидных проявлениях участков Салла-Куолаярвинской структуры, Кольский регион……..... 119

Сироткина Е.А., Бобров А.В., Бинди Л., Ирифуне Т. Хромсодержащие фазы в мантии Земли (по результатам экспериментов в модельной системе SiO_2–MgO–Cr_2O_3 при 10–24 ГПа)…… 120
Фомина Е.Н. Систематика изотопов углерода графита Кейв……..... 123
Черемазова Е.В. Минералогия шлиховых концентратов на участке Au-Sb рудопроявления Агихонкийо (Центрально-Иберийская Зона, Испания)……..... 127
Юричев А.Н. Моделирование физических и геодинамических условий формирования ультрамафитов Харчерузского блока массива Сыум-Кеу……..... 131
Якимов Т.С., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л. Петрология и геодинамика вендских плагиогранитоидов джидинской зоны……..... 134

ГЕОФИЗИКА И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Беляев П.Ю. Рельеф и четвертичные отложения Ладожского озера по результатам многоканального сейсмоакустического профилирования в 2014–2015 гг……..... 139
Дейнес Ю.Е. Геофизические поисковые признаки купольных залежей шунгитоносных пород (на примере Хмельозерской синклинали Онежского синклинория)…… 140
Изотова В.А., Панкратова К.В. Изучение вибрационного поля на территории Васильевского острова Санкт-Петербурга с целью оценки состояния геологической среды……..... 143
Мельников В.Н., Миллер А.А. Изучение мнимой и реальной компоненты в частотной области метода вызванной поляризации……..... 147
Рундквист О.В. Гравиметрия в изучении глубинного строения земной коры: краткий обзор……... 151

ГЕОЭКОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Артемьева А.А., Шадчинов С.М., Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Первичные результаты полевых работ по описанию растительных сообществ береговой зоны оз. Дго (национальный парк «Смоленское Поозерье»)……..... 159
Ефремова У. С. Радиоактивность аргиллитов копорской свиты (диктионемовых сланцев) и оценка их воздействия на экологическую обстановку в районе Дудергофских высот Ленинградской области……..... 161
Зернов О.И., Зеленковский П.С., Подлинский И.И., Хохряков В.Р. Методика комплексной эколого-геологической съемки территории части водосборной площади озера Дго (национальный парк «Смоленское Поозерье»)…..... 162
Карпухина Н.В., Колька В.В. Особенности образования ленточных глин в верхней части палеодолины р. Обдех……..... 164
Копылова В.И., Ефремова У.С., Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хосряков В.Р., Тиличко Д.Ю. Комплексная эколого-геологическая оценка района озер Городище и Поганое национального парка «Смоленское Поозерье»…… 166
Котлер С.А. Методика расчета морфометрических параметров для геолого-геоморфологической классификации долины р. Чуя (Горный Алтай)……..... 170
Машина Е.В. Исследование элементного состава холелитов методами ИСП-АЭС и ИСП-МС…..... 173
Моляренко В.Л. Рельеф и геологическое строение территории города Гомеля, Республика Беларусь……..... 177
Навинкин А.П., Подлипский И.И., Зеленковский П.С. Результаты проведенного экологического обследования части территории Муринского парка (ограниченной Тихорецким и Северным пр., а также ул. Академика Байкова)..... 180

Новицкий Д.Г., Слуковский З.И., Медведев А.С. Геохимия 26-сантиметрового техногенного слоя донных отложений малого лесного озера в черте города Петрозаводска (Республика Карелия)……..... 184
Пастухова В.А., Подлипский И.И. Проблема обращения с отходами бурения в удаленных районах……..... 188
Павловская Е.А., Потапович А.А. Поздне- и послеледниковая история реки Свирь: отражение в георадарных образах……..... 190
Распутина М.В., Корсакова О.П. Стратиграфия и геохронология голоцена Кольского региона (обзор современного состояния проблемы)……..... 194
Терехова А.В., Попова Е.А., Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Эколого-геохимический мониторинг состояния оз. Сапшо и пос. Пржевальское (Национальный парк "Смоленское Поозерье"): методика……..... 197
Толстобров Д.С., Колька В.В. Распространение морского бассейна и характер поднятия на северо-западе Кольского региона в поздне- и послеледниковое время…..... 201
Толстоброва А.Н., Корсакова О.П. Стратиграфия и особенности формирования донных отложений изолированных бассейнов северо-восточной части Фенноскандинавского щита (по литологическим и диатомовым данным)……..... 205
Хлебалин И. Ю., Агапов И. А. Морфология и происхождение пещер возвышенности Соканлинна (Выборгский район Ленинградской области)……..... 209
Юричев А.Н. Экология пещер: пути сохранения и рационального использования…….. 213

Научное издание

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Материалы XXVII молодёжной научной школы-конференции,
посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова

Технический редактор В. Ю. Жиганов

Подписано к печати 12.09.2016
Формат бумаги 60x84 1/8.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура Times/Cyrillic
Усл. печ. л. 23.25. Заказ № 27. Тираж 100 экз.

Российская Академия Наук

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Кольский научный центр Российской академии наук
184209, Апатиты, Мурманская область, ул. Ферсмана, 14

Российская Академия Наук
КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Геологический институт
184209, Мурманская область, г.Апатиты, ул.Ферсмана, 14

Официальный сайт конференции: http://discoverkola.com/kratc2016/

ISBN 978-5-91137-326-9

РИО
КНЦ