ISSN 2074-2479



Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН

2018 № 15





ФИЦ Кольский научный центр РАН Геологический институт КНЦ РАН Кольское отделение РМО

Труды XV Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 100-летию со дня рождения д.г.-м.н. Е.К. Козлова

> 1-3 апреля 2018 г. Апатиты

Научный журнал Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН № 15, 2018

> Главный редактор д.г.-м.н., профессор Н.Е. Козлов

> > Редакционный совет

д.г.-м.н., профессор Ю.Л. Войтеховский, д.г.н., профессор В.А. Даувальтер, д.х.н. А.М. Калинкин, д.г.-м.н. Т.В. Каулина, к.г.-м.н. Л.М. Лялина, к.г.-м.н. А.В. Мокрушин, к.г.-м.н. С.В. Мудрук, к.г.-м.н. Т.В. Рундквист, к.г.-м.н. П.В. Припачкин.

Издается при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-20031-г)

ISSN 2074-2479

Адрес редакции: 184209, Ферсмана 14, г. Апатиты, Мурманская область тел. (81555)79646 E-mail: fersman@geoksc.apatity.ru

Электронная версия: http://geoksc.apatity.ru/index.php/fersmanall

© Коллектив авторов, 2018 © Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2018

Предисловие главного редактора

Уважаемые коллеги! В Геологическом институте КНЦ РАН при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, организационной и информационной – Кольского отделения Российского минералогического общества прошла ежегодная XV Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия, посвящённая 100-летию со дня рождения первого директора института д.г.-м.н. Е.К. Козлова. Первая часть конференции традиционно была приурочена к Дню геолога – 2-3 апреля 2018 года, экскурсионная часть сессии проходила с 4 по 7 июня 2018 года. Символично, что юбилейная сессия совпала с вхождением Геологического института в качестве обособленного подразделения в единую семью институтов недавно созданного Федерального исследовательского центра «Кольский научный центр Российской академии наук». Тем самым были восстановлены те организационные принципы, которые много лет тому назад были заложены Е.К. Козловым как Председателем Президиума Кольского филиала АН СССР и его соратниками. Долгое время они позволяли эффективно развиваться каждому институту, определяя тем самым благополучие всего филиала. Объединение институтов на новом качественном уровне должно дать новый импульс их согласованному развитию, организации крупных совместных проектов. Примером такого сотрудничества служит традиционная Ферсмановская научная сессия, которая отличается широким спектром геологических и смежных направлений научных исследований, отраженных в интересных и содержательных докладах: региональная геология, геофизика и геохимия (27 докладов); общая и генетическая минералогия, кристаллография (8); технологическая минералогия (2); геоэкология (14); человек в условиях Арктики (3); наука и образование в Арктическом регионе - проблемы геологии (5); стендовые доклады (17).

Всероссийский масштаб конференции обеспечили участники из 12 городов: Апатиты (ФИЦ КНЦ РАН, ПАБСИ КНЦ РАН, КоФ ФИЦ ЕГС РАН, АФ МГТУ, ОАО «Пана»), Воронеж (ВГУ), Екатеринбург (ИГГ УрО РАН, ИПЭ УрО РАН), Ковдор (ООО «Ковдорский ГОК»), Миасс (Институт минералогии УрО РАН), Москва (ГИН РАН, ГЕОХИ РАН, ГГМ РАН, ИГЕМ РАН, ИИЕТ РАН, ИО РАН, ИФЗ РАН, ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН, ИМГРЭ, МГУ, МГРИ-РГГРУ), Мурманск (ПГИ, ММБИ КНЦ РАН, МАГЭ, МАГУ, ООО «Огни Мурманска»), Петрозаводск (ФИЦ КарНЦ РАН, ИГ КарНЦ РАН), Санкт-Петербург (ИГГД РАН, ИИМК РАН, НИЦЭБ РАН, СПбГУ, СПГУ, ООО «Лаборатория свойств стекла»), Сыктывкар (ИГ КомиНЦ УрО РАН), Томск (ТГУ), Черноголовка (ИПХФ РАН). Международное участие обеспечено коллегами из Великобритании (Школа наук о Земле и Океане университета Кардифф), Дании (Геологическая служба Дании и Гренландии), Канады (Университет Квебека в Шикутими), Польши (Университет Марии Кюри-Склодовской, Польский геологический институт, Институт геологических наук ПАН), США (Стэнфордский университет). Сессию завершили обзорные выступления председателей секций и общая дискуссия по наиболее актуальным проблемам. В Труды ФНС вошли 130 статей.

Уверен, что предлагаемые вниманию читателей Труды Ферсмановской научной сессии будут полезны как геологам широкого профиля, аспирантам и студентам геологических и геофизических специальностей, так и широкому кругу специалистов в охватываемых областях знаний.

От имени оргкомитета благодарю всех участников конференции, авторов статей, представленных в журнал. Приглашаю всех принять участие в XVI Ферсмановской научной сессии 2019 г., которая состоится в Геологическом институте КНЦ РАН сразу после Дня геолога.

Ферсмановская научная сессия, посвящённая 100-летию со дня рождения д.г.-м.н. Е.К.Козлова поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант 18-05-20031-г). От имени Оргкомитета и участников научной сессии выражаю фонду глубокую признательность.

Козлов Н.Е., д.г.-м.н., профессор директор ГИ КНЦ РАН

Секция 1. ИСТОРИЯ НАУКИ

Е.К. КОЗЛОВ – РУКОВОДИТЕЛЬ, УЧЕНЫЙ, СОЗИДАТЕЛЬ: К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ

Макарова Е.И.

Кольский научный центр РАН, Апатиты, makarova@admksc.apatity.ru

Евгению Константиновичу Козлову, чей 100-летний юбилей отмечает в 2018 г. научная общественность Кольского Севера, во многом выпало быть первым: первым ученым секретарем Кольского филиала АН СССР, первым директором института-первенца в структуре КФАН СССР – Геологического института. Е.К. Козлов стал главным «прорабом» строительства научной структуры КФАН при председателе Президиума КФАН СССР А.В. Сидоренко – в 1950-е годы за неполные десять лет появились еще три института и базовые подразделения для будущих институтов, и он же принял «эстафету» руководства КФАН СССР в 1961 г., когда академик А.В. Сидоренко получил направление на руководящую работу в Правительство СССР.

Как никакой другой из нашей славной галереи лидеров и организаторов кольской науки Е.К. Козлов подходит под определение «герой своего времени» – времени стремительного роста науки и ее значения в экономике страны и региона, пришедшего на смену восстановительной послевоенной пятилетке, времени искренней веры населения страны в свое светлое Будущее на базе «мира, равенства и дружбы народов СССР». Сегодня можно с уверенностью утверждать, что история послевоенной науки на Кольском Севере – строительство Академгородка в г. Апатиты и развитие структуры Кольского филиала Академии наук тесно связаны с трудовыми подвигами «команды» А.В. Сидоренко, в которой Е.К. Козлов по праву занимал место единомышленника, друга и надежного помощника. Кто же он, герой кольской науки 1950-1960 гг.?

Евгений Константинович Козлов, один из руководителей Геологического института КФАН СССР в 50-е годы, председатель Президиума Кольского филиала АН СССР в 1961-1970 гг., родился в семье рабочих в г. Твери 1 декабря 1918 г. Мать, Евдокия Михайловна, 1894 г. рождения, работала ткачихой на фабрике им. Ваганова. Отец Константин Степанович, 1894 г. рождения, в гражданскую войну служил в Красной Армии, после окончания которой трудился в вагонном депо г. Калинина рабочим. Он рано ушел из жизни – в 1935 г. на 41-ом году жизни, оставив троих детей на попечении жены, которая, несмотря на невзгоды, смогла вырастить и дать всем троим детям высшее образование. Так, дочь Зинаида (1916 г.р.) и младшая дочь Людмила (1926 г.р.), стали преподавателями Калининского педагогического института и средней школы в г. Калинине, а сын, Е.К. Козлов – ведущим ученым и руководителем крупного научного учреждения. Тогда, в год смерти отца, Е. Козлов только окончил девять классов средней школы №1 г. Калинина, экстерном он получил аттестат зрелости и сразу же поступил на математический факультет Ленинградского государственного университета, но вскоре перевелся на геолого-почвенный факультет, почувствовав свое призвание к геологии. Там он встретил друга и соратника – Иванова А.М., с которым связала его судьба на долгие годы совместной работы на Кольской базе АН СССР, а затем в Кольском филиале АН СССР. Учителями Е.К. Козлова были выдающиеся ученые – академики Левингсон-Лессинг Ф.Ю., Полканов А.А., профессора Курбатов С.М., Судовиков Н.Г. и др., давшие глубокие знания и возможность выбора в качестве основного направления деятельности – научную работу. Е.К. Козлов был одним из лучших студентов университета, получив за все время учебы только одну четверку – «Анализу силикатов». В 1941 г. Е.К. Козлов окончил с отличием Ленинградский государственный университет, получив диплом по специальности «Геохимия, минералогия» и направление на работу в Кольскую Базу АН СССР. Но работу отсрочила Великая Отечественная война: с июня 1941 по февраль 1946 гг. Е.К. Козлов служил в действующей армии в составе в 7-й воздушной армии Карельского фронта.

В 1946 г. Е.К. Козлов демобилизовался и сразу поступил в аспирантуру при кафедре петрографии ЛГУ и, закончив ее в 1948 г., 19 мая 1949 г. успешно защитил диссертацию на тему «Петрология массива Сопчи в Монче», став кандидатом геолого-минералогических наук. Вместе с ним на Монче-тундре работала аспирантка Кольской базы АН СССР Т.Н. Иванова. В 1946 г. на полевых работах на Монче они поженились, а в 1948 г. у них родилась дочь Наталья, продолжившая в дальнейшем династию семейства геологов. 20 декабря 1948 г. Е.К. Козлов был зачислен на работу в КБАН СССР в должности м.н.с. Начиная с 20 июля 1949 г., Е.К. Козлов периодически исполнял обязанности ученого секретаря, в том же году был утвержден в должности старшего научного сотрудника. В июле 1950 г. назначен на должность заведующего отделом геологии КФАН СССР.

В 1950 г. в Кольский филиал АН СССР направлен А.В. Сидоренко – сначала на должность зам. председателя КФАН СССР, а после кончины председателя Филиала академика Д.С. Белянкина в



Козлов Е.К.

1952 г. – на должность председателя Президиума КФАН СССР. Оба бывшие фронтовики и геологи по профессии, А.В. Сидоренко и Е.К. Козлов сразу нашли общий язык в общем для них деле, и в спорте, и в различных общественных мероприятиях. 18 апреля 1952 г. на заседании Президиума КФАН СССР под председательством А.В. Сидоренко Е.К. Козлов был утвержден на должность первого директора Геологического института, которую занимал 10 лет – вплоть до нового назначения в 1961 гг. на должность председателя Президиума КФАН СССР. В июне 1952 г. у Е.К. Козлова родился сын Николай, продолживший путь отца в геологии, став его достойным преемником в науке, управленческой работе и сфере образования. Н.Е.Козлов прошел путь от младшего научного сотрудника до доктора наук, от заведующего лабораторией до директора Геологического института ФИЦ КНЦ РАН. Н.Е. Козлов, как и его отец, подарил стране двух геологов-сыновей, продолживших геологическую династию уже в третьем поколении.

К 1961 г. Геологический институт сформировался, как крупное региональное подразделение Академии наук, имеющее в своем составе 9 лабораторий и ряд вспомогательных подразделений. При постоянной поддержке председателя Президиума КФАН А.В. Сидоренко на базе подразделений Геологического института за неполные 10 лет в Филиале были созданы: институт Химии и технологии редких элементов и минерального сырья (1957); Горный институт (1960); Полярный геофизический институт(1960) и «базовые» подразделения для организации в отдаленном будущем других ныне действующих научных подразделений. К общему списку созданных институтов в структуре КФАН следует добавить Мурманский морской биологический институт, в 1958 г. преобразованный из МБС, присоединенной к Филиалу в 1953 г., а также Полярно-альпийский ботанический сад-институт, получивший статус института позднее (1966).[2, л.].

Возглавив в 1961 г. Президиум КФАН СССР, Е.К. Козлов не оставил важнейшее дело своей научной деятельности по изучению петрологии Мончегорского никеленосного плутона. На осно-

ве полученных им данных были составлены рекомендации по направлению разведочных и поисковых работ в Мончегорском районе, которые использовались при составлении программ и перспективных планов поисково-разведочных работ на Кольском полуострове и которыми руководствовались геолого-разведочные организации. Е.К. Козлов опубликовал свыше 30 научных работ, в том числе 2 монографии; был научным руководителем многих аспирантов и соискателей на звание ученой степени, которые впоследствии стали кандидатами наук и ведущими учеными. В июне 1973 г. Е.К. Козлов успешно защитил докторскую диссертацию, но чтобы выполнить задуманное, ему пришлось отказаться от руководства Кольским филиалом. В своем обращении к Президенту АН СССР академику М.В. Келдышу от 23 февраля 1971 г. он обосновал свое решение так: «Глубокоуважаемый Мстислав Всеволодович! Последние двадцать лет мне приходится сочетать большую научноорганизационную работу с научно-исследовательской. Десять лет я руководил Геологическим институтом, а с 1961 г. – Кольским филиалом АН СССР. Проверка в феврале 1971 года ... комиссией Президиума АН СССР КФАН и его институтов показала, что научная и хозяйственная деятельность Филиала находятся в хорошем состоянии. За десять лет - с 1961 по 1971 год численность сотрудников Филиала выросла в три раза, основные фонды увеличились в четыре раза. Только за последнюю пятилетку 1966-1977 гг. Кольский филиал получил такое же развитие как за тридцать лет – с 1930 по 1960 гг. Все это потребовало от меня как от руководителя напряженной работы по организации служб, строительства и научной деятельности институтов Филиала... Сейчас для меня настал такой период, когда все силы надо сосредоточить на научных исследованиях... Поэтому убедительно прошу не представлять меня для избрания на должность председателя Президиума ...КФАН СССР на период 1971-1974 гг... Одновременно прошу выделить ... штатную единицу в ГИ зав. лабораторией петрографии, которой я руковожу двадцать лет на общественных началах, будучи директором ГИ, а затем председателем Президиума Филиала. Если возможно, прошу предоставить мне творческий отпуск на шесть месяцев для подготовки докторской диссертации...» [1, л. 149-150].

26 июля 1971 г. завлаб Е.К. Козлов ушел в творческий отпуск, позволивший завершить свой многолетний научный труд. Но годы напряжения взяли свое – через 10 месяцев после получения диплома доктора геолого-минералогических наук Е.К. Козлов ушел из жизни в возрасте всего 55 лет. В свидетельстве о смерти указаны четыре вполне смертельных диагноза, связанные с сердечной недостаточностью. Слишком близко принимал в свое большое сердце все проблемы и заботы о процветании кольской науки и Кольского Севера...

Сегодня можно с уверенностью утверждать, что историю послевоенной науки на Кольском Севере трудно представить без Е.К. Козлова. Создание Академгородка в г.Апатиты и развитие структуры Кольского филиала Академии наук – все это результаты труда «команды» А.В. Сидоренко, в которой Е.К. Козлов по праву занимал место надежного сподвижника и помощника. Память о нем живет в названиях улицы Козлова, которая плавно переходит в улицу Ферсмана, как бы опоясывая Академгородок, основное строительство и «обживание» которого пришлось, в основном, на годы руководства Филиалом Е.К. Козлова.

Военные и трудовые заслуги Е.К. Козлова отмечены правительственными наградами:

- 1. Медаль За оборону Советского Заполярья (14.04.1945)
- 2. «За победу над Германией» (18.02.1946)
- 3. Медаль «За трудовую доблесть» (28.05.1954)
- 4. Орден «Знак почета» Козлов Евгений Константинович (23.05.1963)
- 5. Медаль «20 лет победы в Отечественной войне 1941-1945 гг.» (08.11.1965)
- 6. Орден Трудового Красного Знамени (14.05.1966)
- 7. Медаль «50 лет Вооруженных сил» (08.08.1968)
- 8. Медаль «25 лет победы в войне 1941-1945 гг.» (ноябрь 1970)
- 9. Знаком «Отличник разведки недр»
- 10. Званием «Почетный гражданин города Кировска» (1970). [1. л. 107-108]

В общей сложности Е.К. Козлов отдал 20 лет работе организатора кольской науки – 10 лет как директор Геологического институтом, 10 лет – как председатель Президиума Кольского филиала. При нем был, в основном, построен Академгородок, еще до того, как Новый город получил статус и имя города Апатиты (1966). Можно смело предположить, что Академгородок и запланированный переезд КФАН СССР на новое место во многом определил будущее города Апатиты как культурного центра на Кольском Севере, и «очага» науки и образования в XX-XXI столетии.

Литература

- 1. Личное дело Евгения Константиновича Козлова (1941-1974). Научный архив ФИЦ КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. 1267. Л. 1-161.
- 2. Петров В.П., Макарова Е.И., Саморукова А.Г., Токарев А.Д., Усов А.Ф. Кольский научный центр. Летопись 1930-2010. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2011. С. 77-103.

К БИОГРАФИИ ГОРНОГО ИНЖЕНЕРА Э.А. КУПФФЕРА: МАЛОИЗВЕСТНЫЕ СТРАНИЦЫ

Дюжилов С.А.

Центр гуманитарных проблем Баренц региона КНЦ РАН, Anamumы, dyuz_arcticsu@mail.ru

Удивительны бывают судьбы не только людей, но и частных коллекций и собраний. Еще в юности у Эдуарда Августовича Купффера пробудился неподдельный интерес к истории нашей планеты, «записанной загадочным языком камня» (И.В. Бельков). Позднее он напишет: «Будучи студентом Фрайбергской Горной академии в Германии, я особенно интересовался минералогией и начал собирать коллекцию минералов, толчком к чему послужила небольшая минералогическая коллекция, перешедшая мне от моего покойного деда, также в свое время бывшего студентом Фрайбергской академии и учеником знаменитого тогда профессора Вернера.

Посетив в течение ряда лет моего пребывания за границей большое количество рудников и делая экскурсии в местностях известных своими месторождениями полезных ископаемых, я постепенно собрал огромный материал, который лишь частью вошел в мою коллекцию, главным же образом служил мне обменным материалом с другими коллекционерами и минералогическими кабинетами, кроме того, очень большое количество образцов было мною через моего покойного отца пожертвовано в минералогический музей Московского Университета и Московского Сельскохозяйственного института, где в это время работал мой отец.

Ко времени окончания Академии мне удалось таким образом собрать чрезвычайно ценную и полную коллекцию минералов, к которой присоединилось небольшое количество метеоритов» [1].

В этом собрании были представлены минералогические образцы из самых разных регионов нашей планеты. И все же особый колорит, неповторимость и масштабность коллекции Э.А. Купффера придавал разнообразный каменный материал из старинных рудников Германии. В дальнейшем ее состав пополнился русскими образцами из месторождений Урала, Сибири, Алтая.

С приходом большевиков к власти минералогическая коллекция Э.А. Купффера была конфискована Петроградской Губ.ЧК и на основании прошения старшего ученого хранителя Н.П. Покровского пополнила Главное минералогическое собрание Горного музея [2], причем с течением времени в официальной документации стала подчеркиваться ее принадлежность к коллекции уже другого Купффера, не Эдуарда Августовича, а его отца Августа Эрнестовича. Впрочем, это не удивительно, если учесть, что с именем последнего, вписанным в анналы истории данного Горного музея, связана систематизация коллекций отдела минералогии и составление по новой минералогической системе каталога, не утратившего своего значения до сих пор. Понадобилось ни одно десятилетие, чтобы наконец-то восстановить настоящее авторство рассматриваемой коллекции.

В год столетия архивной службы России наше внимание привлекла публикация Е.С. Свириной и Н.В. Боровковой «Минералогическая коллекция Э.А. Купффера, сохраненная в Горном музее. Разнообразие ее минерального состава и особенности комплектования». Ее авторы, опираясь на выявленные ими и не публиковавшиеся ранее документы из фондов Горного музея Санкт-Петербургского государственного горного университета [1-4 и др.], опровергают бытовавшее ранее суждение о выше названной коллекции как подборке минералов, сформированной Августом Эрнестовичем Купффером из дуплетов Главного собрания музея.

В качестве весомых аргументов, приведенных на сей счет в статье Е.С. Свириной и Н.В. Боровковой, можно выделить следующие:

1. Среди входящих документов архива Горного музея сохранилось заявление, датированное 20.08.1920 г., от горного инженера Эдуарда Августовича Купффера на имя директора Петроградского Горного института о передаче на хранение его коллекции минералов и метеоритов, собранной преимущественно заявителем во время учебы в Германии в стенах знаменитой Фрайбергской Горной академии. Судя, по словам Э.А. Купффера, такой шаг для него оказался вынужденным: «По некоторым обстоятельствам настоящего времени я не могу хранить эту коллекцию у себя, т.к. помещаясь в шести больших дубовых шкафах и пяти небольших витринах, она является очень громоздкой, а потому позволяю себе обратиться к Вам с покорнейшей просьбой не отказать принять ее на хранение в Горный Институт, как весьма ценное научное собрание, с тем, чтобы в случае, когда я снова буду в состоянии хранить коллекцию у себя, она была мне возвращена» [1].

2. Музейными работниками была осуществлена идентификация и систематизация тех образцов из коллекции Э.А. Купффера, которые подтверждались наличием у них первичных этикеток или ссылок на авторство. В результате проведенных работ таковых оказалось 3300 образцов, представляющих 817 минеральных видов и разновидностей.

3. Сравнительный анализ минералогического собрания Горного музея и коллекции Э.А. Купффера позволил музееведам выделить в последней в качестве неоспоримых ряд отличительных особенностей (системный принцип формирования по обобщенной минералогической классификации конца XIX в., утвердившийся в Германии и скандинавских странах, наличие устаревших наименований и синонимов названий минералов, принятых в европейских минералогических классификациях XIX в., уникальность каменного материала и др.).

Резюмируя все сказанное, Е.С. Свирина и Н.В. Боровкова замечают: «Проведенные работы и анализ полученной информации позволяют однозначно закрепить авторство коллекции за Э.А. Купффером и отнести ее к наиболее ценным поступлениям начала XX века. Качество, разнообразие и представительность минералогического материала, сформированного по системному принципу и представляющего редчайшие геологические объекты, определяют статус коллекции как уникальное собрание» [7].

К сожалению, в данной публикации представлены, как признают сами авторы, далеко неполные данные из биографии Э.А. Купффера, охватывающие преимущественно первые два с половиной десятилетия его жизни. Известно, что он потомственный дворянин, родился в Москве в декабре 1879 г.; его родителями были: отец Август Эрнестович Купффер (18.04.1842-28.07.1918) и мать Каролина Юльевна (1858-1903). После окончания гимназии в 1899 г. Эдуард пошел по стопам своего деда: обучался во Фрайбергской горной академии, которую успешно закончил, защитив дипломы по специальностям – маркшейдер и горный инженер с оценками «отлично». В декабре 1903 г. ему была присвоена квалификация инженер-металлург [7]. Во время пребывания за границей Эдуард успешно совмещал учебу с работой (в 1902-1903 гг.) на заводах и рудниках Германии.

Обретя необходимый зарубежный практический опыт по своей специальности, Э.А. Купффер возвращается в Россию. Случайно или нет, но его приезд на родину хронологически совпадает со смертью его матери. Начинается новый период в жизни дипломированного специалиста-практика, связанный уже с работой на угольных копях Украины. С 1904 по 1910 гг. Э.А. Купффер управлял каменноугольными рудниками в Донецком бассейне, вел большую разведывательную работу. С 1910 по 1916 гг. Эдуард Августович состоял помощником директора-распорядителя каменноугольного синдиката «Продуголь», руководил общими организационными и техническими работами; с 1916 г. – директор-распорядитель каменноугольного общества в Донецком бассейне и консультант по промышленным вопросам при банках [6].

Как воспринял революцию 1917 г. Э.А. Купффер, сказать трудно. Но остается непреложным фактом, что он оказался в числе тех, кто решил сотрудничать с советской властью. С 1919 г. Эдуард Августович выступает в роли консультанта Николаевской железной дороги; принимает участие в Северных колонизационных экспедициях [6], связанных с обследованием и описанием территорий с целью их дальнейшего освоения и колонизации. Так судьба связала его с Русским Севером.

С созданием 4 марта 1920 г. Северной научно-промысловой экспедиции (Севэкспедиции) Э.А. Купффер становится Уполномоченным Президиума нового учреждения ВСНХ и начальником (с 1921 г.) его горно-разведывательного отряда. Об этой странице в биографии Э.А. Купффера мы можем судить по некоторым данным, почерпнутых нами из фонда 3429 (ВСНХ СССР и РСФСР) Российского государственного архива экономики (РГАЭ) и Трудов Севэкспедиции (в частности, выпуска 14, в котором помещены тезисы доклада, читанного о работе Горно-разведывательного отряда Эдуардом Августовичем в соединенном заседании Президиума. Ученого Совета и сотрудников Севэкспедиции 14-го ноября 1921 г.). Рассмотрим работы Горно-разведывательного отряда в первый год его существования (табл. 1).

Задание	Количество участников, пройдено пути	Обследованная площадь	Собранный материал
Горно-геологические изыскания северо-западного побережья Кандалакшского залива	12 чел. Отрядом преодолено: по ж/д – 2700 верст, пешком – 500 верст, водой – 300 миль	300 кв. верст	50 пуд. полевого шпата, слюды, золотоносных сланцев

Таблица 1. Работы горно-разведывательного отряда Севэкспедиции в 1921 г. [5].

Задачей отряда было обследование залежей полезных ископаемых в районе северо-западного побережья Кандалакшского залива Белого моря и оценка их с точки зрения пригодности и благонадежности для целей разработки в промышленном масштабе. На основании имевшихся на тот момент в литературе данных, к числу могущих иметь практическое значение полезных ископаемых в пределах названного района могли быть отнесены месторождения полевого шпата и слюды (они были предметом добычи еще в XVII–XVIII вв.), и золотоносные сланцы (на них было обращено внимание лишь в начале XX в.). Отсюда главное внимание участников экспедиции при работах летом 1921 г. было направлено на обследование полевошпатовых и слюдяных месторождений, а также золотоносных кристаллических сланцев. Что же касается месторождений прочих полезных ископаемых, то исследование их производилось лишь попутно, поскольку на них приходилось наталкиваться во время хода работ по основным заданиям.

Обследования начались в районе Лоухского озера и отсюда постепенно передвигались к северу вплоть до Кандалакши. Базой отряда служил вагон-теплушка, в котором находились запасы продовольствия и снаряжения и от которого делались экскурсии к побережью Кандалакшского залива и вглубь материка, длившиеся обычно от 5 до 10 дней. По израсходовании взятого с собой продовольствия, которое приходилось носить исключительно на себе, так как кроме пешеходных троп других путей сообщения в этих местах не имелось, отряд возвращался к вагону-базе, который по мере надобности передвигался к одной из следующих намеченных железнодорожных станций [8].

Оценивая произведенные Горно-разведывательным отрядом под руководством Э.А. Купффера научно-исследовательские работы, можно указать на следующие результаты:

1. Осуществлены исследования пегматитовых жил, месторождений полевого шпата, слюды и золотоносных кристаллических сланцев, имеющие как теоретическое, так и практическое значение.

2. Произведена оценка полезных ископаемых обследованного района с точки зрения их пригодности для промышленной разработки. Установлено, что месторождения полевого шпата в пределах побережья Кандалакшского залива настолько значительны по своим запасам, что не только могут покрыть потребность внутреннего рынка, но дать также значительно больший материал для экспорта заграницу, обеспечивая таким образом в полной мере постановку добычи в крупном промышленном масштабе. Потребность внутреннего рынка России легко может быть покрыта разработкой мусковитовых белых пегматитов в пределах северо-западного побережья Кандалакшского залива, но само по себе это количество недостаточно для того, чтобы служить объектом добычи в промышленном масштабе. Что касается слюды, то для Севера России в настоящее время следует всячески поощрять ее разработку исключительно мелким кустарным способом, который позволит покрыть таким путем потребности своего внутреннего рынка. Месторождение золота в кристаллических сланцах по северо-западному побережью Кандалакшского залива должно быть признано не имеющим в настоящее время экономического значения [8].

Как видно, выводы и предложения, сделанные Э.А. Купффером по итогам работы Горноразведывательного отряда в районе северо-западного побережья Кандалакшского залива Белого моря не только давали ответ на вопрос, чем же мы владеем? Но и «с достаточной точностью намечали вехи для техники и производства» в одном из отдельно взятых уголков Русского Севера. Пребывание Э.А. Купффера в стенах Севэкспедиции хранит немало тайн и загадок. Одна из них – его отношения с ученым и профессиональным революционером Рудольфом Лазаревичем Самойловичем. Оба горные инженеры, выпускники знаменитой Фрайбергской Горной академии, хорошо знавшие цену редкому коллекционному материалу. И что удивительно, и того и другого не могла не волновать судьба так называемой «коллекции Купффера». И вот Р.Л. Самойлович в 1922 г. направляет в Комитет Горного музея письмо следующего содержания: «Северная Научно-Промысловая экспедиция, имеющая целью изучение и выявление путей для практического использования естественных богатств Русского Севера, нуждается при своих работах в минералогической коллекции, вследствие чего и просит передать ей на хранение коллекцию минералов горного инженера Э.А. Купффера, который со своей стороны не встречает препятствий к передаче ее Сев. экспедиции» [4]. Действительно ли на тот момент это «ударное учреждение» не могло обойтись без этого минерального собрания? Или за этой просьбой скрывалось нечто другое, нам неизвестное? Возможно, рано или поздно мы получим ответ на этот вопрос. Так же как и на другой: «Как сложилась дальнейшая судьба самого Э.А. Купффера?

Литература

- 1. Архив Горного музея. Входящие документы по музеуму № 2. 1920 и 1921 гг. Л. 216.
- 2. Архив Горного музея. Дела Музеума Горного Института. № 5, с июля 1920 по 30 декабря 1920 г. Л. 169.
- 3. Архив Горного музея. Входящие документы по музеуму № 2. 1920 и 1921 гг. Л. 174.
- 4. Архив Горного музея. Входящие документы по музеуму № 3. 1922 г. Л. 107.
- 5. РГАЭ. Ф. 3429. Оп. 7. Д. 1277. Л. 18.
- 6. РГАЭ. Ф. 3429. Оп. 7. Д. 1489. Л. 3.
- Свирина Е.С., Боровкова Н.В. Минералогическая коллекция Э.А. Купффера, сохраненная в Горном музее. Разнообразие ее минерального состава и особенности комплектования. URL: mineraldiversity.org/ papers/smrb... копия.
- 8. Труды Северной научно-промысловой экспедиции. Вып. 14: Работа отрядов Севэкспедиции в 1921 г.: предварительный отчет. Петербург: Госуд. изд-во, 1922. 95 с.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОСВОЕНИЯ ХИБИН В XIX – НАЧАЛЕ XX вв.: КРАТКИЙ ОБЗОР

Ильин Г.С.

Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, Москва

Вряд ли когда-нибудь удастся узнать, в какое время появился кольский почтовый тракт, но на протяжении нескольких столетий он был связующим и кратчайшим путем между Кандалакшей и Колой (рис. 1). Это тяжелейший путь, пролегающий частично по суше, частично по озерам и рекам. Большой отрезок проходил по оз. Имандра вдоль подножий Хибинских гор. Долгое время Хибины оставались белым пятном на карте России. Неизвестные горы в самом центре Кольского п-ова привлекали многих путешественников и исследователей XVIII-XIX вв., но труднодоступность местности и плохая подготовка экспедиций не позволяли проникнуть вглубь горного массива. Коренные жители также мало интересовались Хибинами из-за пустынности и труднодоступности. Ситуация резко изменилась только в XIX в. Развитие науки и технологий требовало освоения неизведанных территорий ради полезных ископаемых.



Рис. 1. Переход через лес у Пинозера, в Лапландии. Энгельгардт А.П. «Русский север. Путевые записки». 1897.

Летом-осенью 1834 г. состоялась первая геологическая экспедиция на Кольский п-ов. Обследование проводил геолог, капитан Корпуса горных инженеров Широкшин Николай Васильевич. Результатом стала книга «Геогностический обзор берегов Кандалажской губы и Белого моря до города Кеми в Архангельской губернии», вышедшая в 1835 г. [7]. Министерство финансов выделило на экспедицию 3000 руб. В отчетах комплексного обследования фигурируют серебряные месторождения островов Белого моря, аметисты мыса Корабль, слюдяные месторождения. В сентябре, оказавшись в глубине Кольского п-ова, Широкшин впервые в истории описал Хибинские тундры: «Я не мог определить высоту сих гор, не имея барометра... Путешествия сии особенно были затруднительны при наблюдении гор крупных и высоких, каковы Хибины-тундры; чтобы достичь вершины их, нужно употребить довольно времени и усилий. Впрочем, если высота предела вечных снегов, зависящая от многих обстоятельств, кроме географической широты самого места, в настоящее время и не может определять высоты Хибиных тундр, то по крайней мере можно иметь о ней приблизительное понятие: высота снежных гор Норвегии, почти под одним градусом северной широты с горами озера Имандры, простирается до 1060 метров... 10 сентября (24 сентября по новому стилю) выпал глубокий снег, заставивший меня возвратиться» [7]. Осенний снег дал Широкшину неверное представление о вечных снегах, покрывающих Хибины, но он довольно точно смог определить их высоту. Исследовав породы, слагающие окрестности Хибин, Широкшин определил их как гранитосиенитовые, сделал вывод об их древности и указал на бесполезность: «Металлоносность здешних гор вообще не заслуживает особенного внимания, хотя и замечается во многих местах» [7]. Итоги не заинтересовали столичных геологов, и исследование Хибин отложилось еще на несколько десятилетий.

Летом 1840 г. среднюю часть Кольского п-ова пересек маршрут Александра Федоровича Миддендорфа. Завершив морскую экспедицию под руководством К. Бэра по северным морям, Миддендорф решил пройти почтовый тракт от Колы до Кандалакши. Как вспоминал впоследствии путешественник, «для топографической съемки у меня ничего не было, кроме обыкновенного маленького охотничьего компаса с градусным кружком (без диоптра). Все, что я мог сделать для съемки местности, ограничивалось тщательной отметкою, по компасу, каждой резкой перемены в направлении



Рис. 2. Экспедиционный караван. Ш. Рабо. 1895. www.digitaltmuseum.no

моего пути, с приблизительным счетом проходимого мною пространства, который вел я преимущественно по часам» [3]. Несмотря на это, напечатанная в 1845 г. на основе новых данных карта оказалась гораздо более точной, чем изданная тремя годами раньше Почтовая карта. Миддендорф в своем многодневном пути посетил и западные склоны Хибин, сделав их краткое описание. В историческом обзоре горного инженера М.П. Мельникова от 1893 г. указана следующая информация: «Порода Хибиных гор принята Миддендорфом за сиенит, в котором мозаично расположены крупные ромбы содалита и роговая обманка; эта порода геогностически сближает, по Миддендорфу, Лапландию с Гренландией. Высота Хибиных гор достигает по Миддендорфу 2,5 тыс. футов, и она не переходит линии вечных снегов, которую Валанберг принимает для Лапландии в 3300 футов» [2].

В 1880 г. Русское географическое общество направило на Кольский п-ов экспедицию, которую возглавил Николай Васильевич Кудрявцев. Он считается первым исследователем, описавшим подъем на вершину Хибин. Это был отрог г. Юмъечорр, именуемый в прошлом Высоким Мысом. Впоследствии назван г. Кудрявцева. Молодой ботаник уделил большое внимание флоре, описанию растений и сбору коллекций. Но отметил и характер склонов с древними береговыми валами и сглаженными породами на большой высоте, после чего пришёл к выводу, что большое значение в формировании рельефа сыграли материковые льды, некогда покрывавшие эту область [1].

Спустя 5 лет западные склоны Хибин посетил французский исследователь Арктики, географ и геолог Шарль Рабо (рис. 2). В 1884-1885 гг. он активно изучал русскую часть Лапландии. В середине августа 1885 г. Рабо отправился почтовым трактом из Колы в Кандалакшу. По прибытии на станцию Раснаволок (в районе современного г. Мончегорск), путешественник сумел договориться с саамами о возможности проводить его на вершину Хибин. Стоит отметить, что коренные жите-



Рис. 3. Хибинские тундры. Ш. Рабо. 1895. www.digitaltmuseum.no

ли всячески избегали походов в горы из-за сложности и опасности таких маршрутов. Рабо пообещал одному из проводников избавления от зубной боли взамен на сопровождение в Хибины. Когда тот согласился, французский путешественник достал из своей аптечки вату, пропитанную анестетиком, и приложил к больному зубу саама. На следующий день Рабо посетил один из отрогов г. Юмъечорр к югу от перевала Юмъекорр, сделал первые в истории фотографии Хибинских вершин (рис. 3) и собрал минералогическую коллекцию. На основе этих путешествий, во французском журнале «Bulletin de la Société de géographie» в 1889-1891 гг. появились 3 статьи, посвященные географии, этнографии и геологии района. В геологическом обзоре Рабо описал и хибинские породы, сложенные нефелином и содалитом, особенно выделил такие минералы, как магнетит, ильменит, эгирин, титанит и апатит [4].

В 1887 г. состоялась первая комплексная экспедиция финских исследователей на Кольский п-ов. Подготовка началась еще с весны. По снегу на санях было завезено снаряжение и продовольствие. Учёных обеспечили самым необходимым оборудованием: барометрами, компасами, кипрегелем, буссолью и большой редкостью – фотоаппаратом. Участники разбились на несколько групп. Основной отряд с участием молодого выпускника университета Вильгельма Рамзая вышел из Колы 4 июля и через 3 недели достиг Ловозерского погоста. В результате был открыт и исследован горный массив Луявр-урт, ныне известный как Ловозерские тундры. С горных вершин участникам экспедиции удалось разглядеть и соседний Хибинский массив, для изучения которого в 1891-1892 гг. была организована специальная экспедиция. Результатами этих исследований стали первые карты района, географические и геологические описания, собраны первые минералогические коллекции [5].

В собранных коллекциях были и неизвестные минералы, которые Рамзай помечал номерами: «Минерал № 1», «Минерал № 2» и т.д. В 1894 г. один из них был подробно изучен и назван лампрофиллитом.

В 1890 г. по кольскому почтовому тракту прошел горный инженер, минералог Михаил Петрович Мельников. В рамках своего отчета он приводит исторический очерк об исследовании Лапландии. Описывает также и свое впечатление от Хибин: «Хибины представляют собою высокие цепи гор. По измерениям Петрелиуса, высота их достигает 1200 м; здесь по ущельям держится местами вечный снег; контуры гор округлены. Замечу, кстати, что, несмотря на выветривание породы Хибиных тундр, округленность вершин должна была произойти отчасти от сглаживания ледником. Мною найден на самом верхнем пункте Хибиной тундры, близ того места ее, где она подходит к казенной станционной избе, – кварцевый, окатанный валунчик – т.е. порода совершенно чуждая Хибиной тундре. Это дает нам указание, насколько высоко поднимались ледники описываемой приполярной страны» [2].

Следующий этап изучения Хибин начался только после революции 1917 г. Молодому государству требовались ресурсы. Весной 1920 г. была создана специальная комиссия видных ученых, в которую вошел и академик А.Е. Ферсман. В начале лета того же года по недавно построенной железной дороге она отправилась в Мурманск для оценки производственных сил Севера. Случайная прогулка А.Е. Ферсмана на г. Малый Маннепахк во время технической стоянки поезда полностью изменила судьбу не только этого глухого края, но и целой страны: «Среди людей, поднявшихся на вершину, я был единственным минералогом. Мне без конца подавали образцы найденных минералов, и я прямо терялся в определении этих, еще невиданных никогда мною эгиринов, эвдиалитов, эвколитов. Для меня сразу стало ясно, что Хибины – это целый новый, своеобразный мир камня» [6].

Первую экспедицию А.Е. Ферсман организовал в том же 1920 г. Осенью, под первым снегом, неподготовленный отряд студенток и молодых преподавательниц под руководством академика собрал первые минералогические коллекции. Впоследствии, в 1921-1924 гг. многочисленные отряды летних экспедиций подробно исследовали долины, перевалы и плато Хибин. Были составлены точные карты, собраны подробные сведения о слагающих породах и даны первые оценки полезности различных руд. Совершались и открытия новых минералов: манганонептунит, юкспорит, мурманит, лопарит.

В 1922 г. к экспедициям А.Е. Ферсмана присоединился увлеченный геолог А.Н. Лабунцов. В одном из маршрутов по г. Расвумчорр он обратил внимание на россыпи апатита, торчащие из мха. Благодаря энтузиазму Лабунцова к осени 1926 г. им было описано рудное проявление на плато Расвумчорр, дана оценка запасов и доказана целесообразность разработки месторождения. В начале ноября того же года сотрудники Хибинского сельскохозяйственного опытного пункта И.Г. Эйхфельд и Г.М. Крепс организовали добычу первой технологической пробы апатитовой руды. С Ийолитового отрога г. Расвумчорр было взято около 100 пудов апатита, который на оленях был вывезен к разъезду Белый и отправлен на изучение.

С лета 1927 г. разведка на апатит продолжилась. Обнаруженные запасы оказались крупнейшими в мире. Это открытие глобально повлияло не только на экономику молодого СССР, но и на мировое сельское хозяйство.

Этим закончился долгий этап изучения Хибин отдельными путешественниками и малыми отрядами. Началась эпоха комплексного научного и промышленного освоения горного массива.

Литература

- 1. Кудрявцев Н.В. Русская Лапландия // Ж-л мин. народн. просв. 1884. № 3. С. 210-242.
- Мельников М.П. Материалы по геологии Кольского п-ова // Зап. Имп. СПб. минерал. о-ва. 2 сер. 1893. Ч. 30. С. 105-239.
- 3. Миддендорф А.Ф. Несколько слов в пояснение начертания пути от Колы до Кандалакши // Уч. зап. Импер. акад. наук. І и ІІІ отд. 1853. Т. ІІ. Вып. 1. С. 106-113.
- Rabot Ch. Explorations dans la Laponie russe ou presqu'île de Kola (1884-1885) // Bull. Soc. Géogr. Paris. 1891. P. 49-102.
- 5. Ramsay W. Das Nephelinsyenit der Halbinsel Kola // Fennia. XI. 1894. N 2.
- 6. Ферсман А.Е. Наш апатит. М.: Наука. 1968. С. 59.
- Широкшин Н.В. Геогностический обзор берегов Кандалакшской губы и Белого моря до г. Кеми в Архангельской губернии // Горный ж-л. 1835. Кн. 3. Ч. 1. С. 397-427.

ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ «МАНТИЙНОГО» ГЕЛИЯ (50 ЛЕТ С МОМЕНТА ПЕРВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В ГАЗАХ КУРИЛ)

Каменский И.Л.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, iglkam@mail.ru

«Один опыт – не опыт, два опыта – закон, три опыта – статистика» (правило для физиков-экспериментаторов)

Поводом для этой статьи послужила информация из очень авторитетного европейского журнала – Geochemical Perspectives [9]. В ней утверждаются два положения, которые мне кажутся ошибочными и требующими уточнения и обсуждения: 1) Холодная война – причина, почему западные ученые «забыли» достижения советских ученых; 2) Измерения ³He/⁴He для пород мантии в океанических базальтах были выполнены в СССР для образцов Крылова А.Я. [1], а не Эрлиха Е.Н., т. к. ксенолиты, отобранные на поверхности, наверняка содержали «космогенный» гелий. В краткой форме про историю открытие мантийного гелия было изложено в тезисах для совещания в Китае в 1998 г. [8]. Эта публикация в какой-то мере сыграла свою роль, т. к. в статье [7] уже правильно сказано, что первозданный гелий, поступающий из мантии, был открыт в вулканических газах и океанической воде. По объектам исследования (1 – спонтанные газы горячих ключей Курил и 2 – газы, растворенные в воде Тихого океана) последовательность аналитических достижений и дат выхода публикаций приведена правильно. Но Б.А. Мамырин, автор статьи про газы Курил, в ссылках на публикации оказался вторым, а В.Б. Кларк, который занимался изучением воды Тихого океана, по какой-то причине стоит первым. Поэтому у читателя может сложиться представление, что приоритет в открытии мантийного гелия принадлежит В.Б. Кларку, а Б.А. Мамырин это подтвердил. Все наоборот. Наша публикация была принята в печать в июле 1968 г. и вышла в мае 1969 г. Статья В.Б. Кларка в мае 1969 г. только поступила в редакцию и хотя вышла очень быстро в сентябре 1969 г., но все же после нашей.

История открытия мантийного гелия в СССР началась в 1965 г. в Ленинграде, когда И.Н. Толстихин рассказал мне и Э.М. Прасолову, каким интереснейшим делом он занимается, изучая изотопы благородного газа аргона на масс-спектрометре в отделе, которым руководит лауреат Ленинской премии Э.К. Герлинг в ЛАГЕДе (Лаборатория геологии докембрия). Он пригласил нас с Э.М. Прасоловым на экскурсию, так как уверял, что если мы все это сами увидим, то обязательно захотим изучать ИЗОТОПЫ на МАСС-СПЕКТРОМЕТРЕ

Масс-спектрометр располагался в большой комнате, где вдоль стен стояли стеклянные, заполненные ртутью (около литра) приборы, которые, как было сказано, называются приборами типа Хлопина-Герлинга и предназначены для выделения, очистки и измерения аргона с последующим переводом его в стеклянную ампулу. Ампулы отпаивались от этого прибора с помощью стеклодувной горелки и сдавались на масс-спектрометр для определения изотопного состава, т.е. отношения ⁴⁰Аг/³⁶Аг. МАСС-СПЕКТРОМЕТР стоял напротив окна, и молодой сотрудник Г. Ашкинадзе заливал в него жидкий кислород! Белый пар поднимался к потолку, и на фоне окна все выглядело, как у средневековых алхимиков. И.Н. Толстихин говорил, что Э.К. Герлинг изобрел способ определения абсолютного возраста горных пород по соотношению аргона и калия и был удостоен за это Ленинской премии. Сам И.Н. Толстихин работал тогда над кандидатской диссертацией. Тема его работы была посвящена изотопам аргона в природных газах, У нас в стране этим пока никто не занимался, а за рубежом много уже было сделано и надо было догонять. Необходимые для анализа газы получали благодаря контактам со ВСЕГЕИ и ВНИГРИ, где отбор газов в это время был налажен.

Во ВНИГРИ (Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт) была Газовая лаборатория. Они собирались покупать масс-спектрометр, чтобы наладить анализы изотопов аргона. На Литейном проспекте, где располагался главный корпус ВНИГРИ, был также сектор Гелия, сотрудники которого ежегодно осуществляли экспедиции в разные уголки страны и отбирали пробы газов из месторождений углеводородов (УВ) и других объектов. Сектор гелия возглавляла тогда В.П. Якуцени. Она была заинтересована в прогрессе геохимии природных газов с применением изотопных методов и добивалась места для аспиранта, темой диссертационной работы которого должна была стать изотопия благородных газов. После посещения ВНИГРИ это место было предложено мне. Я стал очным аспирантом ВНИГРИ, моим научным руководителем согласился быть Ю.А. Шуколюков. Э.М. Прасолов стал сотрудником Газовой лаборатории ВНИГРИ, заведующей которой была 3.Н. Несмелова (ученица А.А. Черепенникова, который эту лабораторию и создал). Все это происходило летом 1966 г.

Начальные навыки обращения с изотопами Э.М. Прасолов и я получили в ЛАГЕДе. Г. Ашкинадзе показал нам, как надо запускать масс-спектрометр, как находить нужную массу, как брать отсчет высоты пиков ⁴⁰Аг, ³⁶Аг, как вскрывать (раздавливать в вакууме) стеклянные ампулы с чистыми препаратами аргона, как перемежать пробы и эталон (аргон из воздуха) и, опираясь на измерения эталона, рассчитывать изотопный состав аргона в пробах. Пока не было масс-спектрометра в Газовой лаборатории ВНИГРИ, мы выполнили в ЛАГЕДе около 50 анализов изотопов аргона из препаратов (запаянные ампулки с чистым аргоном), приготовленных в Газовой лаборатории ВНИГРИ из природных газов.

Работа на масс-спектрометре в ЛАГЕДе была для меня коротким эпизодом. Тогда (вторая половина 1966 г. и начало 1967 г.) я осваивал стеклянный, ртутный прибор типа Хлопина-Герлинга, на котором до этого И.Н. Толстихин обрабатывал газовые пробы, т.е. определял концентрации гелия и аргона и приготавливал чистые препараты этих благородных газов для последующих анализов их изотопного состава на масс-спектрометрах. Кандидатскую диссертацию И.Н. Толстихин защитил в 1966 г. Она была посвящена, как упоминалось, изотопам аргона, но, что показательно, он на всякий случай собирал (в 1964-65 гг.) и препараты гелия, имея в виду последующую изотопию гелия. «Научимся измерять изотопы гелия на масс-спектрометре, а коллекция уже готова! 30-40 анализов на этом, практически девственном поприще – и вот готовая диссертация!» – так тогда рассуждал И.Н. Толстихин.

Какой именно масс-спектрометр надо использовать для анализов изотопов гелия, было пока не ясно, несомненным же было то, что нужен будет эталон. Приготовлением его мы и занялись. Предполагалось, что, как и для аргона, эталоном будет гелий из воздуха. На заводе «Красный Автоген» путем глубокого охлаждения воздуха получали жидкий кислород и жидкий азот, а неконденсирующийся остаток обогащался гелием. Вот этот остаток в количестве примерно 5 л. и был любезно предоставлен администрацией завода для наших опытов. Этот остаток состоял из азота, неона и гелия. В ЛАГЕДе мы пропустили его через активированный уголь, замороженный жидким кислородом, и тем самым освободили от азота. Чистая же гелий-неоновая смесь (соотношение Не/Ne около 0.3) была увезена в Физико-технический институт (ФТИ) им А.Ф. Иоффе, где неон был выморожен на жидком гелии. Получилась пробирка объемом около 1 л. с чистым воздушным гелием под давлением около 1 мм ртутного столба. Она имела отросток, снабженный усиком-носиком, который можно было разбить в вакууме, с тем, чтобы вскрыть эталон (на кончик усика-носика помещался железный цилиндрик и после получения высокого вакуума во внешней системе, этот цилиндрик приподнимался магнитом и бросался на кончик, который и разрушал усик-носик). Внешняя система имела гребёнку на 100 ампул, в которые и распределялся эталон. Ампулы отпаивались от гребёнки, и каждая из них в дальнейшем была эталоном при анализе проб [3]. Пока мы этим занимались, вышла статья в Докладах АН, где сотрудники ФТИ сообщали об изотопах гелия в материалах, заброшенных на некоторое время в верхние слои атмосферы, где они обогатились гелием с очень высоким отношением ³He/⁴He. Анализы были выполнены в ФТИ им. А.Ф. Иоффе на магнитномрезонансном масс-спектрометре (МРМС) в лаборатории проф. Б.А. Мамырина. И.Н. Толстихин договорился с Б.А. Мамыриным о встрече, в результате которой возникло сотрудничество. Б.А. Мамырин познакомил нас с Г.С. Ануфриевым, прочитал нам лекцию об устройстве МРМС, и мы стали осваивать этот новый для нас прибор для того, чтобы понять, можно ли будет измерять гелий земного происхождения.

Сейчас уже известно [4], что соотношение изотопов гелия в природе занимает диапазон в 10 порядков – от 1 до E-10, и весь этот диапазон занят. Грубо говоря, для космических объектов от 1 до E-4, а для земных вниз до E-10 (в урановых минералах).

К 1967 г. имелась уже довольно обширная литература об изотопах гелия в метеоритах. Уже был открыт в метеорите Старое Песьяное Э.К. Герлингом и Л.К. Левским первозданный гелий (этот метеорит был им рекомендован для изучения В.В. Чердынцевым), а вот для материалов земного происхождения данных было очень мало. Американский физик А.О. Нир в 1948 г. определил примерный изотопный состав гелия воздуха (его значение ³He/⁴He = 1.2 Е-6 довольно близко к принятому сейчас ³Не/⁴Не =1.38 Е-6). Он установил, что для гелия, выделенного из сподумена, отношение ³Не/⁴Не в 10 раз выше воздушного, что объяснялось наработкой ³Не на легком изотопе лития (⁶Li +n \rightarrow ⁴He+T \rightarrow ³He). А для гелия природных газов (около десятка проб) в 10-100 раз ниже, т.е. находятся на уровне Е-7-Е-8. В нашей стране столь низкие отношения были измерены Э.К. Герлингом на циклотроне для двух образцов (воздух и природный газ), а на масс-спектрометре подобных измерений не было. Масс-спектрометр (МРМС), который мы осваивали, был построен Б.Н. Шустровым [5]. В этом приборе для получения высокого разрешения использовался модулятор напряжения, меняющий скорость влетающих в него ионов по синусоидальному закону, причем частота синусоиды подбиралась так, чтобы ионы с восстающего склона синусоиды второй раз влетали в этот же модулятор ниспадающим склоном, и тогда синусоидальная «размазанность» трансформировалась в точечный пакет ионов, что и обеспечивало высокое разрешение. Камера масс-спектрометра с источником ионов, модулятором и щелями целиком помещалась между полюсами постоянного магнита, а напряженность магнитного поля регулировалась шунтом (надо было вручную поворачивать колесо вроде «шоферской баранки» или корабельного штурвала).

К 1967 г. Б.Н. Шустров уже перешел в другой отдел и мы около МРМС возились втроем: Г.С. Ануфриев, И.Н. Толстихин и я под руководством Б.А. Мамырина. По предложению И.Н. Толстихина была выполнена некоторая модернизации. Во-первых, был встроен второй коллектор для регистрации ⁴Не, что обеспечило одновременную регистрацию ⁴Не и ³Не. А во-вторых, внутри камеры был помещен газопоглотитель – то, что сейчас называют ТСН (титановый сублимационный насос), охлаждаемый жидким азотом, и это обеспечило поддержание высокого вакуума в запертой камере. Мы довольно долго подбирали режимы работы всех узлов МРМС, пытаясь при напуске нашего эталона, т.е. гелия из воздуха без неона, разглядеть сигнал от ³Не рядом с фоновой водородной массой (HHH+HD) и уже были близки к выводу, что ничего не получится. Фоновая масса от ННН+НD есть, хоть в открытой камере, хоть в закрытой, ее интенсивность падает, если TCH охлаждается жидким азотом, а вот рядом с ней ничего не появляется, когда в камеру напускается гелий. ⁴He на новом (встроенном) коллекторе регистрируется, а ³He нет и нет. Но потом все x, уже поздно вечером удачный режим был найден и рядом с резко выросшим водородом возник пик ³Не. Интенсивности ⁴Не и ³Не для эталона были записаны в журнал, камера поставлена на откачку (эталон удален). Вторым образцом был товарный гелий Сосногорского ГПЗ. Он был напущен так, чтобы интенсивность ⁴Не была соизмерима с предыдущей от эталона, а на месте довольно высокого пика ³Не от эталона находился крохотный, но вполне измеряемый, гелий-3 от этого образца. Отсчеты гелия-4 и гелия-3 были записаны в журнал и из простой арифметической пропорции было вычислено отношение ³He/⁴He для товарного гелия. На тот момент для эталона было принято значение, приведенное в А.О. Ниром для воздушного гелия (1.2 Е-6) и для товарного (баллонного) гелия получилось отношение 2Е-8. Всё это случилось в начале 1968 г. Энтузиазм был большой, все были очень рады полученным результатам.

Первым делом мы прогнали коллекцию (запаянные ампулы с чистым гелием), которую И.Н. Толстихин предусмотрительно приготовил (на всякий случай, выше это уже отмечалось) при обработке газовых проб, составивших основу его кандидатской диссертации по изотопам аргона. Газовая лаборатория ВНИГРИ в то время была основательно занята контрольными анализами проб сектора гелия. Министерство геологии, к которому относилось ВНИГРИ, этот сектор и создало, чтобы точно знать состояние сырьевой базы этого важного стратегического элемента. В.П. Якуцени

обобщила литературные данные, написала книгу «Геология гелия» [6], защитила докторскую диссертацию, а рядовые сотрудники каждый год проводили полевые работы и отбирали пробы газов из месторождений углеводородов и других газов. Надо сказать, что в то время все подземные газовые залежи характеризовались по химическому составу и содержание гелия приводилось в обязательном порядке. Пробы сотрудников сектора гелия, проанализированные в Газовой лаборатории, давали независимую информацию о содержании гелия. Как правило, она совпадала с данными региональных лабораторий, а в случае расхождений выяснялись причины и добивались правильного значения. Сектор гелия отвечал за достоверность запасов гелия в СССР. Но в этом секторе велась и научная работа, для которой были нужны изотопы аргона. В Газовой лаборатории ВНИГРИ пробы анализировались и на аргон и часть его собиралась в стеклянную ампулу и отпаивалась стеклодувной горелкой. Эти препараты поступали на масс-спектрометр МС-10 Э.М. Прасолову и исследовались на соотношение ⁴⁰Аг/³⁶Аг. Возникла идея, что из этих проб можно собирать и гелий, как это делал И.Н. Толстихин четырьмя годами раньше в ЛАГЕДе. З.Н. Несмелова (заведующая Газовой лаборатории ВНИГРИ) пошла навстречу нашей просьбе и поручила лаборантам Шебалиной Г.М. и Ивановой О.И., обслуживающим установки, где определялись концентрации Не и Аг и готовились ампулки с чистым аргоном, собирать и гелий в ампулы, отпаивать их и тем самым обеспечивать нас в ФТИ работой. Первые анализы в виде таблицы была передана в сектор Гелия (Тихомирову В.В. – геологу, отобравшему пробы). Результаты получили одобрение, В.П. Якуцени ввела раздел про изотопы гелия в тему сектора, но сделала замечание, что пробами надо охватить не только Среднюю Азию (В.В. Тихомиров как раз привез ее оттуда). Так как в Газовой лаборатории ВНИГРИ хранились ранее изученные пробы, из них были намечены около 150 штук для анализов на изотопы гелия (эта подборка, т.е. оценка представительности «старых» проб была осуществлена 3.Н. Несмеловой и В.П. Якуцени). Эта выборка охватывала уже всю территорию СССР (Днепровско-Донецкую впадину, Предкавказье, Русскую платформу, Тимано-Печерскую провинцию, Мангышлак, где были открыты месторождения Узень и Жетыбай и сотрудники ВНИГРИ стали лауреатами Ленинской премии), Западная и Восточная Сибирь, Якутия). Я забирал приготовленные ампулы с чистым гелием (точнее с чистой гелий-неоновой смесью) и в ФТИ они превращались в таблицы значений отношения 3He/4He. Но однажды, вот он случай (Бог – изобретатель), придя в Газовую лабораторию ВНИГРИ за очередной партией ампул, я узнал, что работа с намеченной коллекцией остановлена. Мне сказали, что З.Н. Несмелову геолог из ВСЕГЕИ (Н.В. Альбинский) попросил проанализировать его коллекцию побыстрее и не определять в ней гелий. Так как новых ампул с препаратами гелия для изотопных анализов не было, я собрался уже было уходить, что называется «не солоно хлебавши», как вдруг Г.М. Шебалина сказала, что может собрать гелий из трех последних проб Н.В. Альбинского (на всякий случай). Я спросил, хватит ли ампул для обязательных, намеченных ранее, проб и получив утвердительный ответ, согласился. В следующий «заход» я забрал десяток ампул, среди которых были и эти три, как оказалось, из гидротерм Курильских островов. Они были проанализированы 4 и 11 июня, показали значения близкие к тем, что сейчас называется MORB. И.Н. Толстихин написал статью, ознакомил меня, переговорил с Н.В. Альбинским, получил от него разрешение на публикацию этих данных без претензий на авторство / соавторство и предъявил этот текст сотрудникам ФТИ (Б.А. Мамырину и Г.С. Ануфриеву). Борис Александрович обратился к директору ФТИ академику Б.П. Константинову, который определил порядок фамилий в авторском списке и рекомендовал к публикации в Докладах АН. Журнал принял ее в июле 1968 г., а в мае 1969 г. она вышла. В статье был рисунок с гистограммой значений ³He/⁴He для всех, проанализированных к концу июня 1968 г. проб, и значения для метеоритов с первичным гелием (Старое Песьяное и др.).

В августе-сентябре 1968 г. в Ленинграде находился канадский ученый Х. Крейг, специалист по изотопной геохимии химически активных элементов (N₂, S, C), и знакомился с состоянием изотопных исследований в СССР. Он посетил ЛАГЕД и потом оказался у нас в лабораторном корпусе ВНИГРИ. Кроме Газовой лаборатории, о которой рассказано выше, имелась и изотопная лаборатория. В этой лаборатории И.М. Адельберг исследовал вариации изотопного состава углерода в составе углеводородных природных газов и нефтей. Из газовых проб препараты для его анализов гото-

вились в Газовой лаборатории, в той же самой комнате со стеклянными, ртутными установками, на которых как раз и работали Г.М. Шебалина и О.И. Иванова, изготавливая ампулы с аргоном и гелием. Я оказался в этой комнате, и вместе с Э.М. Прасоловым мы самым подробным образом рассказали канадскому ученому, как и что тут изучается в отношении изотопов БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ (Не и Аг). Перед расставанием я подарил ему фотографию с рисунком из статьи, представленной в Доклады АН. Дальнейшее показало, что этот рисунок был предъявлен В.Б. Кларку, который анализировал океаническую воду. Уже ближе к концу 1968 г. от В.Б. Кларка на мое имя пришла толстая бандероль с копиями научных статей про вариации изотопных составов углерода, серы и рукопись с данными про изотопы гелия в воде Тихого океана. Была приложена краткая записка с просьбой прислать ему копию нашей статьи про «АНОМАЛЬНЫЙ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ В ВУЛКА-НИЧЕСКИХ ГАЗАХ» [2]. Но эта статья вышла только в мае 1969 г., а посылать рукопись я не считал себя в праве. Таким образом, очевидно то, что, сдавая свою статью для публикации в журнал, В.Б. Кларк наш результат уже знал. Его статью приняли в мае 1969 г., как выше это уже упоминалось. Все это дает нам право утверждать что первый опыт (который не опыт) был сделан в СССР, а В.Б. Кларк своим вторым опытом перевел явление в разряд закона (кстати, его 20 % превышение отношения ³Не^{/4}Не над воздухом выглядит очень бледно по сравнению с нашим 10-кратным). И вторым опытом, с нашей точки зрения, следовало бы считать опыт с подводным базальтом А.Я. Крылова [1]. Б.А. Мамырину, И.Н. Толстихину, Г.С. Ануфриеву, И.Л. Каменскому и Л.В. Хабарину выданы ДИПЛОМЫ об ОТКРЫТИИ мантийного гелия за №253.

Автор выражает глубокую благодарность за помощь в составлении этого текста Г.С. Ануфриеву и А.А. Аведисян.

Литература

- 1. Крылов А.Я., Мамырин Б.А., Хабарин Л.В. и др. Изотопы гелия в породах дна океанов // Геохимия. 1974. № 8. С. 1224-1226.
- 2. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н., Ануфриев Г.С. и др. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах // Докл. АН. 1969. Т. 184. № 5. С. 1197-1200.
- 3. Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. и др. Определение изотопного состава гелия в атмосфере // Геохимия. 1970. № 6. С. 721-730.
- 4. Толстихин И.Н. Изотопная геохимия аргона, гелия и редких газов. Л.: Наука. 1986. 200 с.
- 5. Шустров Б.Н. Новая схема импульсного магнитного масс-спектрометра высокой разрешающей силы // Журнал технической физики. 1960. Т. 30. С. 860-864.
- 6. Якуцени В.П. Геология гелия. Л.: Недра. 1968. 223 с.
- Honda M., Patterson D.B. Systematic elemental fractionation of mantle-derived he lium, neon and argon in midoceanic ridge glasses // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. N 18. P. 2863-2874.
- Kamensky I.L. History of discovery of mantle helium in Russia (reminiscences) // Chinese Sci. Bull. 1998. V. 43. P. 62.
- Moreira M. Noble gas constraints on the origin and evolution of Earth's volatiles // Geochem. Perspectives. 2013. V. 2. N 2. 403 p.

ВЛАДИМИР НИКОЛАЕВИЧ ДАВ – ИССЛЕДОВАТЕЛЬ И ПОПУЛЯРИЗАТОР ЦВЕТНОГО КАМНЯ КОЛЬСКОГО КРАЯ

Лащук В.В.

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Anamumы, lashchuk@chemy.kolasc.net.ru

Разбирая старые бумаги, я нашел рукопись служебной записки старшего инженера Владимира Николаевича Дава, руководителя группы цветного камня Лаборатории природного камня Мончегорской группы лабораторий (МГЛ) ИХТРЭМС Кольского филиала (КФ) АН СССР (рис. 1).

Рис. 1. Слева: фото Дава В.Н., руководителя группы цветного камня МГЛ [17], Справа: рукопись его служебной записки «О работах по цветному камню Кольского полуострова».

Эта рукопись послужила толчком к воспоминанию о совместной работе групп облицовочного и цветного камня (1971-1975 гг.). Её, датируемую 1969 г., мне раньше любезно предоставила Гуревич Б.И., к.т.н., ведущий научный сотрудник Лаборатории минерального сырья и силикатного синтеза ОТСМ ИХТРЭМС, заслуженный строитель Российской Федерации, любитель и знаток кольских самоцветов (рис. 2).

Гуревич Б.И. прошла весь исторический путь от Лаборатории строительных материалов 1953-1961 гг., созданой Теннером Д.Д. при Геологическом институте (ГИ) КФ АН СССР на промышленной площадке ГМК «Североникель» в городе Мончегорске до ОТСМ ИХТРЭМС КНЦ РАН в городе Апатиты (с 1975 года по настоящее время). Здесь цветнокаменная тематика практически отсутствует.

Немного об истории изучения цветного камня Мурманской области.

В книге академика А.Е. Ферсмана «Полезные ископаемые Кольского полуострова» приводятся результаты исследований минерального сырья за все предвоенное время [18]. В перечне по-



Рис. 2. Ювелирные изделия из кольских самоцветов коллекции Гуревич Б.И.: а – амазонит кейвский, б – аметист терский, в – эвдиалит хибинский (фото Семушина В.В.).

лезных ископаемых есть упоминание о цветном камне. «Частично, сюда следует отнести обработку местных минералов и пород для мелких поделок в Кировске; небольшая кустарная мастерская, одно время прекратившая свою работу, ныне вновь организуется (1940 г.). Наиболее интересными являются <u>хибинит</u>, плотный зеленый <u>тингуаит</u>, красная кремнистая <u>брекчия</u> (ст. Хабозера), <u>сфеновая порода (титанит)</u>-Юкспорра, <u>эвдиалит</u>, плотный <u>доломит</u> (ст. Титан)» [18, С. 17]. То есть отмечены шесть видов цветного камня (подчеркнуты), из которых большая часть – это попутно добываемое минеральное сырьё.

В послевоенное время восстанавливался Мурманск, осваивались горно-рудные районы, создавались новые социалистические города, например, Оленегорск, Ковдор, Заполярный, Полярные Зори. При активном участии академика Сидоренко А.В. в 60-е годы велось строительство Нового города, который в 1966 г. получил название – Апатиты [17].

Природнокаменная тематика и соответствующая ей Лаборатории природного камня были созданы в 1969 г. одновременно в ИХТРЭМС Кольского филиала (заведующий Туркин А.Ф.) и в Институте Геологии Карельского филиала АН СССР (заведующий к.г-м.н. Рылеев А.В.). В этом же году, по приглашению Теннера Д.Д., поступил на работу в МГЛ старший инженер-геолог ПО «Союзкварцсамоцветы» Министерства Геологии (МГ) СССР Дав В.Н. Научным обоснованием для исследований природнокаменного сырья послужили обзоры по облицовочному и цветному камню ранее проведенных работ в ГИ Кольского филиала АН СССР (фонды КФ АН СССР: Горюнов В.М., 1959, 1969; Пушкин Г.Ю., 1969) и публикации Теннора Д.Д. [16]. Организационной и финансовой основой для расширения исследований минерального сырья стройиндустрии Мурманской области стало Постановление Совета Министров СССР № 94 от 9 февраля 1968 г. «О мерах по дальнейшему развитию городов Архангельска и Мурманска» [11].

Летом 1971 г., я, молодой специалист геологического факультета Львовского университета, приехал в Мончегорск. Едва переводя дух и устроившись в рабочем общежитии ГМК «Североникель» «Уют», отправился на «козле» вместе с младшим научным сотрудником Алексеевым Г.В. в первое поле – в Печенгский промышленный район. Там, я впервые познакомился с огромными рудными каръерами, с первым разведанным на Кольском полуострове в 1970 году месторождением облицовочного камня – доломитовыми мраморами Пирттиярви [16]. В Центральном (Ждановском) карьере осуществлялись масштабные работы по вскрыше рудной зоны. Здесь, мы под руководством старшего научного сотрудника ГИ КФ АН СССР Макарова В.Н., в вертикальных уступах осваивали методику исследования трещиноватости горных пород Пильгуярвинского массива. Это наиболее крупное магматическое тело базит-гипербазитов Печенгского рудного поля. Здесь иногда встречались прожилки зеленого серпофита и белого кальцита, реже – выделения сиреневого аксинита. В опытно-промышленном разведочном мраморном карьере Пирттиярви прекрасное впечатление произвели белые с розовыми оттенками мраморы и два слоя коричневых кварцитопесчаников. В нижней части линзы, на контакте шаровой лавы с доломитовыми мраморами наблюдались слои зеленого хлоритизированного метамандельштейна. Он содержит равномерно рассеянные миндалины, заполненные белым кальцитом, розовым и красным доломитом. Здесь же, в одном из линзовидных тел мраморов, которые раньше обнаружил Горюнов В.М., были отобраны образцы окварцованных и гематизированных разновидностей. Они обладают насыщенной красной до шоколадного цвета окраской. Дав В.Н., этому сорту мрамора, присвоил названия «кольская, печегская яшма». Там же, вблизи вновь построенного города Заполярный, я впервые познакомился с последними бараками рудничного поселка Горный и холодным заполярным летом.

А в это же время, в Ёно-Ковдорском районе, Дав В.Н. ездил со своим экспедиционным отрядом на машине типа «газон-53» по проявлениям цветного камня. Но не долго: при возвращении домой эта техника поломалась на полпути, так называемой, дороги «Ковдор-Пиренга (Рыбзавод)». В последующие десятилетия экспедиционные отряды МГЛ пользовались трехосным грузовиком ЗИЛ-157, внешне очень похожим на своего родственника «Студебеккера». В народе его именовали ласковым словом «Захар», учитывая его достаточно суровый характер. Это проявлялось обычно в осенний период, когда в полевых условиях, после первых заморозков, эта «железяка» достаточно долго не желала заводиться. После первого полевого сезона, осенью 1971 г. Лаборатория природного камня, активно, как и вся МГЛ, переезжала с промышленной площадки МК «Североникель» в отремонтированные здания закрытого в 1968 г. рудоуправления «Ниттис-Кумужье». Обустройство на новом месте продолжалось несколько лет. Появидись молодые специалисты, лаборатория оснащалась новым научным, технологическим оборудованием. Шлифовальная мастерская получила современные станки, а лаборатория природного камня приобрела коллекцию цветного камня, которую Академия Наук закупила на выставке «Стройматериалы-1970».

В служебной записке «О работах по цветному камню Кольского полуострова» Дав В.Н. уделил особое внимание технологической оценке горных пород и минералов как поделочных и ограночных камней. Он отмечает, что промышленными видами цветного камня являются терские аметистовые щетки и кейвские амазониты. Проявления ювелирного сырья весьма редкие, например, эпизодические россыпи рубинов из ледниковых отложений рек Лотты и Ноты. Проявления поделочного камня, приуроченные к околорудной зоне горно-добывающих предприятий, также не надежный источник цветнокаменного сырья. Поэтому для детальных исследований Дав В.Н. предложил исследовать новые проявления цветного камня. Это такие, как «печенгская яшма» (коммерческое название гемматизированных доломитов по Даву В.Н.), кейвские кианиты хребта Серповидного, ковдорские диопсиды, «серебристые авантюрины» - мусковитизированные кварциты, ёнские ирризирующие микроклины и ловозерские трахитоидные луявриты. Как видно, количество цветных камней существенно увеличилось вследствие расширения региональных исследований Кольского райГРУ, преобразованного в Мурманскую ГРЭ (МГРЭ) Северо-Западного Территориального Геологического Управления (СЗГТУ) МГ СССР.

В следующем 1972 г. молодые специалисты группы облицовочного камня под руководством Дава В.Н. активно знакомились с цветно каменной тематикой, практиковались и привлекались в качестве экскурсоводов музея цветного камня, созданного В.Н. Давом. Экспозиция содержала его личную коллекцию цветного камня СССР, пополнялась кольским камнем, а также включала минералогическую коллекцию доктора геолого-минералогических наук профессора Горного института Чупилина Ивана Ильича. Эта коллекция приобретена на средства жителей города. Музей являлся составной частью лаборатории природного камня и вместе с сотрудниками располагался в отдельном домике, бывшем здании горноспасательного отряда. Популяризация научных знаний о цветном камне Кольского края осуществлялась Давом В.Н. в Клубе любителей камня, заседания которого проводились в выходные дни, в недавно построенном Дворце металлургов на центральной площади Мончегорска (рис. 3).



Рис. 3. Доклад Бибикова Б.И. о калиниградском янтаре на заседании Мончегорского клуба любителей камня (фото Мурманского телевидения, 1974 г.).

Технологические исследования облицовочного и цветного камня проводились в шлифовальнополировальной мастерской, которая располагалась в бывшем бытовом корпусе рудоуправления. Работы по обработке каменного сырья осуществляли квалифицированные мастера: камнерез Рыбин В.К. и огранщица Барабохина Н.И., дипломированные выпускники Ленинградского СПТУ. Нужно отметить, что Рыбин В.К. в течении трудовой деятельности проработал в трех институтах КНЦ РАН: Геологическом, Горном, Институте химии, а также и в трех комбинатах: «Апатит», «Североникель» и «Апатитстрой» (ПО «Апатитстройиндустрия»). Он воспитал учеников. Среди них можно, например, выделить шлифовщика ОТСМ Степанова В.В., который также, как и учитель, является многократным лауреатом ежегодной Апатитской выставки-ярмарки «Каменный цветок», отметившей в этом году 25-ти летний юбилей.

Мне особенно запомнился полевой сезон 1973 г., который под руководством начальника экспедиционного отряда Дава В.Н. был посвящен изучению проявлений цветного камня в карьерах апатит-нефелиновых месторождений Хибин, в Ловозерских тундрах и на Мурманском побережье, в районе Серебрянской ГЭС-1.

В Хибинах, на плато Расвумчорр, мы обследовали верхние уступы, зарождающегося карьера рудника «Центральный». Здесь, как и на плато Юкспорр, наблюдались широкие, протяженные полосы коричневого сфенита (сфеновая, то есть по современной терминологии титанитовая порода), небольшие пегматитовые жилы, содержащие сиреневый эвдиалит.

В Ловозерских тундрах был осуществлен ознакомительный пешеходный переход по маршруту горняцкий поселок Ильма – Моткегуба. Лето было удивительно жарким. На плоских вершинах было +30°С, обсохли ручьи и воду можно было достать только в редко встречающихся карровых озерках. В нижней части горы Вавнбед, на контакте Ловозерского массива с гнейсовой толщей, в небольшом разведочном шурфе насобирали мешочек коричневых кристаллов циркона. Размер кристаллов 5-15 мм в поперечнике, форма – тетрагональная дипирамида. Однако эти кристаллы обычно трещиноватые, непрозрачные, поэтому представляют только минералогический интерес. Что касается коллекционных камней, то здесь наблюдается большое разнообразие. Например, в районе горы Нинчурт, в старых шурфах находили жилы гакманита, участки луявритов, содержащих скопления эгириновых звезд. Впечатлили мощные слои эвдиалитовых луявритов, в которых содержание эвдиалита иногда превышает половину объема горной породы. В скалистых котловинах чарующе выглядели озера с названиями Сейдъявр, Райявр. Внизу, на извилистых булыжных тропах нас атаковали тучи комаров и мошки.

Из села Ловозеро наш экспедиционный отряд на саамской лодке, оснащенной стационарным мотором, направился на север в 120-километровое плавание до плотины недавно построенной Серебрянской ГЭС-1. Погода была тихая. Плыли днем и ночью. На водных просторах я впервые прочувствовал на себе очарование летней заполярной ночи. Зрелище фантастическое, когда диск солнца делает круг над водным горизонтом, а облака полыхают оранжевыми, малиновыми и сиреневыми цветами. Была одна короткая остановка. Наш проводник, Григорий Иванович Кожин рассказал, что здесь на глубине около ста метров находится затопленное его родное саамское село Гаврилово. Утром причалили к крутой каменной насыпи плотины. Недалеко располагался наш полевой лагерь, где нас встречал Дав В.Н. Сюда примыкала территория бывшего лагерного поселка «Серебрянский», получившего свое название от речки Серебрянка. Как памятник стояла высокая караульная вышка, с которой хорошо просматривается недалеко расположенный карьер скальных пород. Обследование этой выработки показало, что горные породы представлены серыми биотитовыми гранодиоритами, среди которых наблюдаются светлые калишпатизированные разновидности с голубоватым кварцем.

В феврале 1972 г. произошло знаменательное событие – был запущен распиловочный станок на первом камнеобрабатывающем предприятии Мурманской области – участке обработки природного камня (УОПК) МК «Североникель». Участок организован по рекомендации МГЛ ИХТРЭМС КФ АН СССР (Теннер Д.Д.). По инициативе Владимира Николаевича Дава, в связи с рождением «первенца камнеобработки» из обрезков пироксенита первого блока облицовочного камня в шлифовальной мастерской МГЛ были изготовлены маленькие сувениры. На полированной поверхности изделий была выгравирована дата: «01.02.1972». Сырьем для УОПК послужили попутно добываемые блоки-негабариты вскрышных пород Пильгуярвинского медно-никелевого месторождения,

которые разрабатывает ГМК «Печенганикель». Мончегорский УОПК производил товары народного потребления, включая памятники, строительно-архитектурные изделия и облицовочные плиты. А в следущем году, при этом участке была организована сувенирная мастерская. Под руководством Дава В.Н. был разработан проект обеспечения мастерской цветнокаменным сырьем, Рыбиным В.К. были созданы эскизы сувениров и технологические схемы производства этой продукции.

Мончегорский период ОТСМ у меня ассоциируется с Давом В.Н. Для него это было плодотворное время, как в музейной деятельности, так и в опубликовании результатов исследований цветного камня Кольского полуострова. После отъезда сотрудников ОТСМ в Апатиты Владимир Николаевич с 1976 г. работал в Центрально-Кольской поисково-съемочной экспедиции (ЦКПСЭ), которая была создана на базе Имандровской партии Мурманской ГРЭ. Также он заведовал Музеем цветного камня, который до 2007 г. располагался на Ленинградской набережной и затем переехал в центр города на проспект Металлургов (Жданова). В 2000 г. на 30-летие музею присвоено имя его создателя [3]. Основу экспозиции составила коллекция МГЛ, которая безвозмездно была передана КФ АН СССР городу Мончегорску. В этот же период Медвежегорская партия ПО «Союзкварцсамоцветы» МГ СССР осуществляла разведочные и поисковые работы на цветной камень. А позже Кольская партия этой экспедиции занималась исследованием и отбором минералогических коллекций для вузов и музеев. В частности, были разведаны месторождения амазонита на горе «Парусная», аметистовых щеток «Мыс Корабль». Эти виды цветного камня признаны уникальными [1, 4, 5, 15, 19]. Результаты своих исследований Дав В.Н., в научно-популярной форме представил частично в статье журнала «Химия и жизнь», 1979, № 2 и полно в книгах «Аметист лихие думы отгоняет», Мурманск, 1981 и «Камни радости», Мурманск, 1988 [6-8] (рис. 4).

Последняя монография опубликована уже после кончины автора, при содействии минералогов ГИ КНЦ РАН (Волошин А.В., Барабанов А.В.), геологов Имандровской ГРП (Турылев Н.Б.), журналистов Мурманского отделения Союза журналистов СССР (Попова С.А.) [8]. Книга включает две части. Первая часть посвящена описанию цветно каменного сырья преимущественно доступных промышленно развитых районов Кольского региона. Здесь затрагиваются также вопросы технологии обработки цветного камня и охраны геологических объектов природы. В предисловии к книге заслуженный деятель культуры РСФСР, заведующая редакцией Ленинградского телевидения Познякова Г. приводит воспоминания о деятельности Дава В.Н. по популяризации знаний на сцене КВН Горного института и в телевизионных передачах. Она отмечает, что Владимир Николаевич «прекрасно смотрелся», выступал замечательно, «в лучших традициях академика Ферсмана». Вторая часть представлена главой «Аметист лихие думы отгоняет», дублирующая первое издание 1981 г. Научный редактор этой книги, профессор кафедры минералогии Ленинградского госуниверситета Андрей Глебович Булах, в предисловии отметил, что это «одна из редких книг, которая предназначена для широкого круга читателей».



Рис. 4. Книги Дава В.Н., посвященные цветному камню Кольского края.

В 1979 г. ОТСМ практически полностью перебазировался в академгородок Апатитов. Небольшая часть сотрудников осталась в Мончегорске и перешла на работу в Центральную заводскую лабораторию (ЦЗЛ) МК «Североникель», а другая часть на камнеобрабатывающие предприятия – УОПК, МКУ ПО «Карелстройматериалы», позже переданное в ПО «Мурманскстройматериалы». Дав В.Н. со своей цветнокаменной тематикой был радушно принят в ЦКПСЭ. Там, он курировал и консультировал поисково-оценочные работы, как на новых, так и на известных проявлениях цветного камня.

Автор благодарен за дополнения и замечания от профессоров Волошина А.В. и Войтеховского Ю.Л., руководителя Отдела инновации ГИ Жирова Д.В. и к.т.н. Гуревич Б.И. ИХТРЭМС, которые были получены автором в процессе написания этой публикации.

Таким образом, Владимир Николаевич Дав оказал существенное влияние на развитие интереса к цветному камню народных масс Кольского края. В настоящее время, в новых условиях хозяйственной деятельности индустрия самоцветов развивается на осколках советских камнеобрабатывающих предприятий. Широкое развитие получили художественные салоны, специализированные музеи и ежегодные ярмарки-выставки самоцветов от Екатеринбурга, Санкт-Петербурга до Апатитов.

Популяризацию научных знаний о самоцветах Кольского края продолжают музеи Мурманской области: Областной краеведческий музей в Мурманске, Геологический музей КНЦ РАН в Апатитах, Горный музей АО «Апатит» в Кировске и другие краеведческие музеи в своих экспозициях и на своих конференциях. В современных условиях, благодаря цифровой технологии, существенно повысилось качество фотографий цветного камня, ювелирных изделий, минералов. Научные и научнопопулярные издания используют эти возможности [1-4, 6, 11-14]. Например, когда бывший школьник, член мончегорского клуба любителей камня на свои средства в Санкт-Петербурге в 2017 г. переиздал книгу Дава В.Н., «Камни радости» и тираж подарил музею цветного камня [10]. Однако это уже другая история, которая требует отдельного детального рассмотрения, осмысления и освещения.

Литература

1. Буканов В.В. Цветной камень. Энциклопедия. СПб. 2008. 415 с.

- 2. Глухов А.Б. Столица красивой тундры / Сост. А.Б. Глухов. Мурманск: РУСМА. 2017. 208 с.
- 3. Войтеховский Ю.Л., Жиров Д.В. Кольский тингуаит уникальный поделочный камень // Север строительный. № 10 (19). 2006. С. 22-23.
- 4. Белянова Н.Л., Сенкевич Т.И., Туманова Л.Г. Музей цветного камня В.Н. Дава. // Тиетта. 2016. № 3 (37).

C. 32-34.

5. Бельков И.В. Амазонит // Драгоценные и цветные камни М.: Госгеолтехиздат. 1980. С. 110-117.

6. Волошин А.В. Майстерман С.А. Минералы Кольского полуострова. Мурманск. Книжное издательство. 1988. 128 с.

- 7. Дав В.Н. О вдовстве и «законе александрита» // Химия и жизнь. 1979. № 6. С. 86-87.
- 8. Дав В.Н. Аметист лихие думы отгоняет. Мурманск. Книжное издательство. 1981. 159 с.
- 9. Дав В.Н. Камни радости. Мурманск. Книжное издательство. 1988. 272 с.
- 10. Дав В.Н. Камни радости. Мурманск. Книжное издательство. 2017. 272 с.
- 11. Жиров Д.В. Ловозерский район / Жиров Д.В., Пожиленко В.И., Костина В.А. и др. // Серия «Памятники природы и достопримечательности Мурманской области». Санкт-Петербург. Изд-во Ника. 2008. 144 с.

12. Жиров Д.В., Лащук В.В. Облицовочный камень Мурманской области (справочно-методическое пособие). Апатиты. МУФ «Полиграф». 1998. 109 с.

 Жиров Д.В., Лащук В.В. Декоративная гамма облицовочных и поделочных пород и минералов Кольского полуострова / Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Материалы X всерос. петрограф. совещания «Петрография XXI века». Апатиты. Изд. КНЦ РАН. 2005. Т. 3. С. 113-116.

14. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор. Апатиты: Изд-во Минералы Лапландии. 2002. 326 с.

15. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н. Геология месторождений поделочных камней. М.: Недра. 1976. 280 с.

16. Теннер Д.Д. Декоративные камни Кольского полуострова и пути их комплексного изучения // Химия и технология переработки силикатного сырья. Л.: Наука. 1975. С. 88-103.

17. Ученые Кольского научного центра Академии Наук (1930-2010) / Под ред. акад. В.Т. Калинникова. Апатиты, изд. КНЦ РАН. 2010. 514 с.

- 18. Ферсман А.Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. М.-Л.: Изд. АН СССР. 1941. 345 с.
- 19. Шпанов И.А., Митрофанов Г.К. Облицовочные и поделочные камни СССР: атлас. М. Недра. 1970. 180 с.

ПЕРВЫЕ РОССИЙСКИЕ НАУЧНЫЕ АРКТИЧЕСКИЕ ЭКСПЕДИЦИИ ВРЕМЕН М.В. ЛОМОНОСОВА

Лобанов К.В., Чичеров М.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, lobanov@igem.ru, chicher@igem.ru

В XVI-XVII вв. зона промысловой и торговой деятельности стала более обширной. Поморские промысловики и мореходы доходили по заполярной территории Западной Сибири до устья Енисея, ходили на Новую Землю, на Шпицберген и прибрежные острова Баренцева и Карского морей.

Многих иностранных путешественников привлекала идея о том, что через северные моря можно достичь Китая. В XVI-XVII вв. состоялось несколько английских голландских и датских экспедиций на север. Однако, несмотря на все усилия, пройти восточнее Новой Земли этим экспедициям не удалось [1].

К началу интенсивного продвижения на восток в Арктической зоне, поморы создали суда в наибольшей степени приспособленные для плавания в северных морях известные под общим названием «коч». Характерной особенностью конструкции кочей была ложкообразная форма корпуса и усиленная двойная обшивка бортов, что позволяло им уверенно двигаться среди плавающих льдин и давало им способность выжиматься на поверхность ледяного покрова при сильном сжатии льдов.

Однако в XVIII в. Петр I запретил строительство кочей и потребовал впредь строить суда только по европейским проектам. Многие из этих европейских судов не были приспособлены для плаваний в северных морях и были слишком дороги для поморов. Этот указ привел к упадку кораблестроения у поморов. Ко времени проведения Великой Северной экспедиции опыт строительства кочей был практически утрачен.

Великая Северная экспедиция 1733-1743 гг.

Великая Северная экспедиция 1733-1743 гг. – одна из крупнейших русских экспедиций, проект которой разрабатывался Сенатом совместно с Адмиралтейств-коллегией и Петербургской академией наук. Руководители – Витус Беринг и Алексей Чириков. В ней участвовало около 3000 человек, разделенных на несколько отрядов, выполнивших огромный комплекс исследований от устья



Рис. 1. Маршруты северных отрядов Великой северной экспедиции 1733-1743 гг.

Печоры и острова Вайгач до Чукотки, Командорских островов и Камчатки. Стоимость экспедиции составила огромную сумму в 360 659 рублей золотом [2].

Основной задачей экспедиции было поставлено исследование севера России от Печоры до Чукотки и составление его географического, геологического, ботанического, зоологического и этнографического описания. Кроме того, планировались морские походы к берегам Японии и Северной Америки. 28 декабря 1732 г. указ об организации экспедиции был представлен Сенатом на высочайшее утверждение.

Экспедиция состояла из девяти самостоятельных отрядов, экспедиции которых состоялись в 1733-1743 гг. Побережье Северного Ледовитого океана было разбито на пять участков, каждый из которых изучал отдельный отряд (рис. 1).

Самый западный участок побережья от Печоры до Оби должен был исследовать отряд под командованием Степана Муравьёва (позже его сменил Степан Малыгин), подчинявшийся непосредственно Адмиралтейств-коллегии. Все остальные отряды находились под общим руководством Витуса Беринга. Участок арктического побережья России от Оби до Енисея обследовал отряд Дмитрия Овцына и Дмитрия Стерлегова. Восточнее Енисея работал отряд Федора Минина. Участок побережья к западу от Лены был поручен отряду Василия Прончищева, Харитона Лаптева и Семена Челюскина. Участок побережья к востоку от Лены обследовал отряд Петра Лассниуса и Дмитрия Лаптева.

Основными судами северных отрядов Великой северной экспедиции, были так называемые дубель-шлюпки и боты, которые строились по чертежам, присланным из Петербурга.

Северные отряды Великой Северной экспедиции за десять лет изнурительного труда, ценою многих жизней положили на карту берега Северного Ледовитого океана от устья Печоры до мыса Большой Баранов (более 13 тыс. км). Они завершили открытие всего материкового побережья Карского моря и той, лежащей к востоку от Таймыра, акватории Ледовитого океана, которая с 1913 г. по справедливости называется морем Лаптевых, в честь Харитона Прокофьевича и Дмитрия Яковлевича.

К востоку от этого моря они положили на карту берега Восточно-Сибирского моря до устья Колымы и побережье за ней до Большого Баранова мыса. Отчетливо выявлены очертания полуостровов Таймыр (с самой северной точкой материка – мысом Челюскин) и Ямал, менее отчетливо – форма Гыданского и Тазовского п-овов. Описаны большие участки нижнего, а иногда и среднего течения всех крупных рек бассейна Ледовитого океана к востоку от Печоры до Колымы включительно.

Впервые сравнительно точно нанесены на карту части: Карского моря – Байдарацкая, Обская и Тазовская губы, Енисейский и Пясинский заливы; моря Лаптевых – Хатангский и Оленекский заливы, губа Буор-Хая и Янский залив. Собраны данные о климате, приливах и ледовом режиме обследованных морей, выявлены мели и скалы, представляющие опасность для судоходства, определены фарватеры.

Экспедиция В.Я. Чичагова 1765-1766 гг.

В 1755 г. М.В. Ломоносов представил правительству «Письмо о северном ходу в Ост-Индию Сибирским океаном», а в 1763 г. представил цесаревичу Павлу «Краткое описание разных путешествий по северным морям и показания возможного проходу Северным океаном в Восточную Азию». Обобщив опыт плаваний поморов и работы морских офицеров – участников Великой Северной экспедиции вдоль сибирского побережья, он выдвинул смелое предположение, что удаленное от берега пространство Ледовитого океана летом может быть свободным от тяжелых льдов (рис. 2).

14 мая1764 г. Екатерина II издает указ об организации экспедиции, для поисков прохода через Северный океан на восток. Экспедиция была строжайше засекречена. Официально она называлась экспедицией для «Возобновления китовых и других звериных и рыбных промыслов на Шпицберген» [4].

Руководителем экспедиции был назначен В.Я. Чичагов. В команды кораблей отбирались опытные офицеры и матросы, а также поморы, ходившие на Шпицберген и Новую Землю. Всем участникам экспедиции было назначено двойное жалование, а все офицеры были повышены в звании. На экспедицию было выделено 20 000 рублей.



Чичигаров В.Я.

Тщательно подбиралось снаряжение экспедиции. Для команды была пошита теплая меховая одежда. Помимо необходимых запасов продовольствия были приготовлены различные противоцинготные средства.

Ломоносов принимал самое деятельное участие во всех совещаниях по подготовке экспедиции, писал инструкцию, выбирал и заказывал инструменты и научные приборы, которые изготовили в мастерских Петербургской Академии наук, учил отправляющихся в экспедицию пользоваться ими. Всего экспедиция имела 31 навигационный инструмент.

Для экспедиции в Архангельске были специально построены три судна, которые получили названия в честь своих командиров: «Чичагов», «Бабаев», «Панов». Корпуса сделали особо прочными, форштевень и ахтерштевень обили железом. По совету Ломоносова наружную обшивку

выполнили двухслойной, с расширенным ледовым поясом – как на кочах. Всего состав экспедиции насчитывал 178 человек, в том числе 29 кормщиков и промышленников из поморов.

В это же время (4 мая 1764 г.) был подписан указ Екатерины II об организации экспедиции П.К. Креницына – М.Д. Левашова (1764-1769) для описания неизвестных островов в Тихом океане. Экспедиция была секретной и называлась «Комиссией для описи лесов по рекам Каме и Белой». В случае удачного стечения обстоятельств экспедиция должна была встретиться с экспедицией Чичагова.

Летом 1764 г. в бухту Клокбай на западном берегу острова Западный Шпицбергена был послан вспомогательный отряд под командованием лейтенанта Михаила Степановича Немтинова, который привез на Шпицберген заготовленные заранее избы, баню, амбар и провизию для организации базы на случай зимовки экспедиции.



Рис. 2. Полярная карта, приложенная к рукописи «Краткое описание разных путешествий по северным морям и показание возможного проходу Сибирским океаном в Восточную Индию», выделены предполагаемые маршруты экспедиции [3]. Маршруты экспедиции Чичагова В.Я.



В.Я. Чичигаров на памятнике Екатерине II.

1 сентября 1764 г. экспедиция, вышла из Архангельска в Колу и зимовала в Екатерининской гавани на Кольском полуострове. 9 мая 1765 г. корабли вышли в море, 16 июня достигли бухты Клокбай. 3 июля корабли вышли в море и двинулись на запад. 23 июля достигли 80°26' северной широты, и вынужден были повернуть назад. 20 августа экспедиция вернулась в Архангельск, доложив, что проход на север невозможен. Адмиралтейство приказало повторить попытку на следующий год.

В 1766 г. В.Я. Чичагов совершил вторую попытку пройти в высокие широты, но смог достигнуть только 80°30' северной широты, встретив далее непроходимые льды. 10 сентября корабли, забрав отряд Рындина со Шпицбергена, прибыли в Архангельск. Адмиралтейством было принято решение о прекращении поисков прохода в Тихий океан.

Несмотря на то, что экспедиция В.Я. Чичагова не выполнила поставленных перед ней задач, она внесла значительный вклад в развитие арктического мореплавания. Экспедиция достигла рекордной по тем временам широты к северу от Шпицбергена. Кроме того, это была первая полярная экспедиция, основанная на научном расчете. Ее участниками были выполнены геофизические, океанографические и метеорологические наблюдения по специальной программе, разработанной М.В. Ломоносовым, были проведены наблюдения над течениями и дрейфом льда в Гренландском море, взяты пробы грунта, во многих местах измерены глубины, описан животный и растительный мир Шпицбергена. Указом императрицы Екатерины II все участники экспедиции были щедро награждены.

Литература

- 1. Белов М.И. Арктическое мореплавание с древнейших времен до середины XIX в. // История открытия и освоения Северного морского пути. Т. 1. Морской транспорт. Москва. 1956. 596 с.
- Бондарский М.С. Великий северный морской путь: историко-географический очерк открытия Северовосточного прохода / М.-Л. Гос. изд-во. 1926. 251 с.
- Ломоносов М.В. Краткое описание разных путешествий по северным морям и показание возможного проходу Сибирским океаном в Восточную Индию // Ломоносов М.В. Полн. собр. соч. М.-Л. Изд-во АН СССР. 1952. Т. 6. 694 с.
- 4. Соколов А.П. Проект Ломоносова и экспедиция Чичагова. М: Паулсен. 2015. 136 с.

ВТОРАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ НА КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ – ПУТЕШЕСТВИЕ В.Н. БЁТЛИНГКА В РУССКУЮ ЛАПЛАНДИЮ

Петровский М.Н., Петровская Л.С.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, petrovskiy@geoksc.apatity.ru

В 1839 г. по заданию Императорской Академии наук Финляндию и Русскую Лапландию посетили географ и геолог Дерптского университета Вильгельм Николаевич Бётлингк (1809-1841) и сотрудник Ботанического сада Александр Иванович Шренк (1816-1876). Основной задачей экспедиции было геогностическое обследование Кольского п-ова, а дополнительной – изучение морской и наземной флоры и фауны. От Петербурга до Колы В.Н. Бётлингк и А.И. Шренк путешествовали вместе, а в Коле экспедиция разделилась на две части. Дальнейшие исследования Кольского п-ова они проводили самостоятельными группами и вновь объединились только на Поное. Исторических работ посвящённых этой экспедиции, а также самому В.Н. Бётлингку (Вильгельм Николаевич - старший брат известного российского учёного филолога-индолога, академика Отто Николаевича Бётлингка (1815-1904) – прим. авт.), кроме краткого сообщения об этой экспедиции у Веры Фёдоровны Гнучевой (1890-1942) в её «Материалах к истории...» [2] и кратких упоминаний об экспедиции в геологической литературе [1, 6], нам обнаружить не удалось. Единственный источник об этой экспедиции – отчёт самого В.Н. Бётлингка, опубликованный на немецком языке в 1840 г. в «Научном бюллетене Императорской Академии наук» [12]. В то же время биография А.И. Шренка широко известна в истории науки, но всё же благодаря его работам по изучению флор Большеземельской тундры, Эстляндии и островов Финского залива, а не Кольского п-ова. О Кольской экспедиции он ничего не опубликовал [2].

Восьмого июня 1841 г. В.Н. Бётлингк скоропостижно скончался и, в связи с этим, 11 июня 1841 г. проходила Конференция Академии наук, где обсуждалась проблема получения Академией материалов Кольской экспедиции В.Н. Бётлингка. По-видимому, эти материалы в Академию так и не поступили [2]. Исходя из сказанного, Бётлингка и его экспедицию можно отнести к забытым в истории науки.

Путешествие В.Н. Бётлингка и А.И Шренка началось в первые дни мая 1839 г., с их отъезда почтовыми лошадьми из Петербурга в Гельсингфорс. Бётлингк не указывает конкретной даты отъезда, но точно указывает дату прибытия в Гельсингфорс – 7 (19) мая. Он пишет, что переезд занял несколько дней и снег в окружающих лесах почти растаял, но сохранился «на лесистых северных склонах возвышенностей вокруг Гельсингфорса» (здесь и далее по тексту цитаты из «Отчёта» В.Н. Бётлингка даны в переводе авторов статьи – *прим. авт.*). В Гельсингфорсе путешественники задержались на две недели, ждали, когда дороги Финляндии будут готовы для передвижения на север страны. Во время пребывания в Гельсингфорсе В.Н. Бётлингк занимался изучением гранитов-рапакиви, а А.И. Шренк исследованиями растительности окрестностей города.

Гельсингфорс В.Н. Бётлингк и А.И. Шренк покинули 21 мая (2 июня), отправившись на почтовых лошадях к северной оконечности Ботнического залива в г. Торнио, куда они благополучно прибыли 3 (15 июня), потому что: «Погода стояла прекрасная, а путь был лёгким, так как великолепная дорога вела нас вдоль плоского и преимущественно песчаного берега Ботнического залива до самого Торнио, здесь редко можно было увидеть приближающуюся скалу, состоящую из гнейсов, гранитов, кварцитов или глинистых сланцев. Ведь дорога проложена по береговым террасам Ботнического залива». В Торнио экспедиция была снабжена продовольствием, проводниками и переводчиком, знавшим шведский и финский языки, после чего 8 (20) июня отправилась в г. Кеми: «Таким образом, мы отправились в Кеми 8 (20) июня, чтобы двигаться дальше на северо-восток и пройти через лапландскую территорию в город Кола на Северном ледовитом океане». Из Кеми экспедиция отправилась на лодках вверх по течению р. Кемийоки к её истокам, где, преодолев водораздел, вышла в бассейн р. Туломы и далее, сплавившись по ней, прибыла 15 (27) июля в Колу. Путешествие было трудным, особенно тяжёлым выдался переход от Кемиярви до оз. Нотозера: «Последнее поселение на реке Кемийоки, состоящее из 5 крестьянских изб, называется Кежиемаярви (Кемиярви – *прим. авт.*) и находится выше 670, и всё же здесь финны ещё пытаются выращи-

вать рожь и ячмень. В маленьких огороженных садах на сухих холмах вокруг своих домов они сажают овощи, которых вырастает иногда так много, что позволяет финнам время от времени заменять ими животную пищу. В течение последних 10 лет у них были неурожаи, а в этом году кукуруза была красивой, рожь стояла цветущей 29 июня (10 июля), ячмень был высоким и стоял с колосьями. Лошади, коровы и овцы паслись на берегу 80-метровой реки; лягушки квакали в лужах, а воздух был влажным и тёплым, 20°C ночью; всё это не давало воображению представить, что мы находимся на высоком севере. Только в этом последнем поселении мы узнали, что всё же сможем добраться до города Колы, и направление движения нами выбрано правильно, но расстояние до следующего летнего пребывания людей, уже русских лопарей, было очень значительным; мы узнали, что это расстояние составляет 250 вёрст по пустынному не населённому краю, но как в дальнейшем оказалось, и эта информация о расстоянии была неверной, оно было очень приуменьшено. При дальнейшем нашем продвижении на север река Кемийоки стала сужаться и с её берегов исчезли жилые дома, где можно было бы укрыться на ночь. Но всё более увеличивалось количество комаров и нас это стало сильно раздражать, единственным спасением от них был костёр из сырых веток, распространявший удушливый дым и хоть немного отгонявший от нас этих назойливых насекомых. Из плоской, болотистой и лесистой земли мы плыли по реке Кемийоки в направлении, указанном нам на картах финнами. Затем мы свернули в левый приток Кемийоки – ручей Вайя. Приближаясь к водоразделу, мы ожидали высоких берегов и обилия камней, но вместо этого берег становился всё ниже и ниже, пока мы не вышли в озеро, окружённое болотом; а перед нами, в 8 верстах к северо-востоку, лежала покрытая ивами и карликовой берёзкой, и сложенная гранито-гнейсами гора Сорсатунтури. В течение двух дней мы переносили наши лодки и вещи через Сорсатунтури к болоту, из которого начинался ручей Соттайоки, столь узкий, что в его русло едва по ширине помещалась лодка, но зато после четырёхчасового путешествия по этому ручью мы достигли реки Нуортийоки (р. Нота – прим. авт.) впадавшей в озеро Нотозеро, из которого вытекает река Тулома. Река Нуортийоки из-за множества порогов и водопадов в её русле не является судоходной. Мы выбрали трудный путь, и нам пришлось с большими усилиями в течение четырёх дней спускаться по реке Нуортийоки до Нотозера, где мы встретили 7 русских лопарей; они были первыми людьми, которых мы видели после длительного путешествия через этот пустынный край».

Весь переход от Кеми до Колы занял почти шесть недель, а научные результаты экспедиции были минимальными, что, по-видимому, было связанно с отсутствием возможности проводить детальные геологические наблюдения из-за трудностей путешествия: «Почти шесть недель прошли с тех пор как мы отправились от Ботнического залива, а пройденное расстояние, которое как мы предполагали, будет всего лишь 600 вёрст, оказалось протяжённостью около 900 вёрст. Переход через этот пустынный край занял гораздо больше времени, чем мы ожидали, а в научном смысле плоды его оказались минимальны. Эта пустыня сложена однообразными гнейсо-гранитами и реже роговообманковыми сланцами и кварцитами. Как мы обманулись в своих ожиданиях и идеях о Севере, по крайне мере в этой его области».

После прибытия в Колу 15 (27) июля В.Н. Бётлингк и А.И. Шренк разделились, геолог Бётлингк остался в Коле изучать её окрестности, а ботаник Шренк отправился исследовать побережье Русской Лапландии.

С начала В.Н. Бётлингк обследует район Колы и устанавливает, что окрестности города на обширной площади сложены гранитами и гнейсами «...перемежаемыми массами гранита и различных гнейсов. Гнейс и гранит являются доминирующими видами горных пород этой каменной страны». Он определяет, что граниты состоят из белого полевого шпата, серого кварца и небольшого количества чёрной слюды. Кроме того, характеризуя граниты, он указывает на то, что иногда наблюдается чередование тонких слоёв гранита и гнейса: «...так что обе породы нерасчленимы и должны считаться за одну, а грубая зернистость даёт не всегда различимую параллельную структуру». В современном понимании, это наиболее древний среди гранитоидов Кольского п-ова, архейский тоналит-трондьемит-гнейсовый комплекс. Согласно В.Н. Бётлингку, комплекс этих пород «...пересекается жилами гранитного пегматита, имеющими штокообразные вздутия...» и развит по всему побережью Кольского фьорда. В окрестностях Колы В.Н. Бётлингк впервые для Кольского п-ова описывает дайковый комплекс габбро-амфиболитов: «Здесь я впервые увидел массивные горнблен-

диты и габбро, слагающие мощные пластообразные тела, включённые в скалы белого легко разрушающегося гранита». Изучая окрестности Колы, он отмечает, что город расположено на древней морской террасе и делает вывод о том, что Русская Лапландия испытывает поднятие: «На гранитных холмах вокруг города Кола имеются террасы, сложенные песком и глиной, и происходящие от более высокого стояния уровня моря, выше нынешнего уровня воды. На одной из этих террас расположен сам город, а на другой размещаются огороды с капустой и репой». На западном берегу Кольского залива В.Н. Бётлингк делает одно интересное и важное для истории геологии наблюдение: «Иногда между гнейсами у мыса Пинагорья наблюдаются мощные, более чем 200 футов ширины, массы очень плотного диорита, не разрушающегося отлично от вмещающих его гнейсов. Все эти диориты магнитные». Можно достаточно уверенно утверждать, что это первое описание железистых кварцитов на Кольском п-ове. Но на эту магнитную особенность горных пород не было обращено должного внимания ни самим Бётлингом, ни другими геологами – читателями его отчёта. Поэтому датой открытия железистых кварцитов на Кольском п-ове считается 1915 г., когда профессор Александр Алексеевич Полканов (1888-1963) по заданию Императорского Петроградского общества естествоиспытателей проводил геологическое изучение берегов Кольского фьорда и р. Тулома, и среди биотитовых серых гнейсов «...на восточном и западном берегах залива у мыса Пинагорьего...» обнаружил два коренных выхода магнетитовых сланцев и высказал предположение об аналогии и возможной связи найденных месторождений руды с месторождением Сёр-Варангер (открыто в 1902 г. – прим. авт.) в Норвегии [5]. Возможно, открытие В.Н. Бётлингка не было случайным. Ведь о том, что поморам и морякам издавна известно о неправильной работе компаса, и отклонении его стрелки на три и более румба к западу при прохождении кораблей между мысами Пинагорий и Мишуково, писалось во всех лоциях со времён М.Ф. Рейнеке [4, 7]. В XIX в. моряками-гидрографами было высказано правильное предположение, с чем может быть связана эта аномалия: «Склонение компаса в Кольском заливе представляет значительные уклонения, вероятно от присутствия железной руды в горах берегов его...». Маловероятно, что В.Н. Бётлингк не слышал о неправильной работе компаса в Кольском заливе от жителей Колы, тем более что обследования им берегов залива проводились с моря. Почему это находка магнитных пород не получила дальнейшего развития в работе Вильгельма Николаевича, мы уже не узнаем.

После обследования окрестностей Колы В.Н. Бётлингк решает, что теперь, в первую очередь, необходимо посетить п-ов Рыбачий. Вот как он об этом пишет: «Я решил обратиться, главным образом, к изучению Рыбачьего полуострова, который как мы знали ещё в Санкт-Петербурге, должен состоять из глинистого сланца, скалы которого так редко встречаются в Финляндии, а ведь им всегда сложены самые старые члены переходных гор».

Он установил, что п-ов Рыбачий сложен переслаиванием глинистых сланцев, различных песчаников, кварцитов и известняков. Здесь же он обратил внимание на то, что в ряде мест формация осадочных горных пород испытала интенсивные складчатые дислокации. В.Н. Бётлингк проводит тщательное изучение мест развития складчатости и устанавливает, что Кольский п-ов отделён от Рыбачьего рядом разрывных нарушений сбросового характера, по которым произошло опускание располагающейся по окраине Русской Лапландии формации осадочных горных пород, которые поэтому и сохранились от разрушения, но были смяты в складки: «С движением около границ гранитного массива связанно и появление целого ряда складчатых дислокаций в более молодой осадочной формации...». Этот вывод В.Н. Бётлингка о характере тектонических взаимоотношений Кольского и Рыбачьего п-вов, опередил своё время на полстолетия. В 1894 г. академик Александр Петрович Карпинский (1846-1936) анализируя взаимоотношения древнейших кристаллических образований Финляндии, Карелии и Кольского п-ова, пришёл к аналогичному выводу, что и В.Н. Бётлингк [3]. Он определил, что Кольский п-ов является горстом, ограниченным по периферии сбросами, вокруг которого располагаются понижения, совершившие по этим сбросам вертикальные перемещения и заполненные более молодыми осадочными породами, а разлом вдоль Мурманского побережья, отделяющий кристаллический щит от осадочного чехла, в современной геологической литературе называется разломом Карпинского.

Возвратившись с Рыбачьего в Колу, В.Н. Бётлингк нанимает поморскую лодью и отправляется изучать побережье восточной части Русской Лапландии. Во время своего плавания он отмечает, что весь Мурманский берег до устья Поноя сложен различными гранитами, разбитыми разломами на крупные блоки, а вдоль разломов море промыло длинные узкие ущелья. Вблизи устья Поноя граниты сменяются комплексом горнблендитов, хлоритовых сланцев и кварцитов, прорванным телами габбро; а южнее устья Поноя опять начинается область, сложенная гранитами.

От устья Поноя В.Н. Бётлингк продолжил свой путь к расположенным на Кандалакшском берегу Белого моря сёлам Варзуга и Кашкаранцы. На пути от Поноя до Варзуги экспедиция к берегу не приставала, информация о геологии этих мест у Бётлингка отсутствует. Это связанно с рядом объективных причин: началом осени – уже был сентябрь, время сильных штормов на Белом море; мелководностью моря около берегов, что не позволяло судну пристать к берегу. Плавание от Поноя до Варзуги для экспедиции оказалось исключительно тяжёлым: «Сначала был ужасный дождь, длившийся два дня, а пристать к берегу не было возможности, так как южное побережье Русской Лапландии является песчаным с редкими камнями. Море вблизи его мелководно и не имеет ни заливов, ни островов, а порты – это устья рек, в которые можно войти только во время максимального прилива, а мы их проходили задолго до этого времени. После дождя начался сильный ветер, длившийся четыре дня. Ветер был настолько сильный, что на четвёртый день его порыв сломал нам мачту, и чтобы спастись нам пришлось грести, но на наше счастье ветер вскоре прекратился. Вечером 3 (15) сентября мы достигли устья Варзуги, самой важной реки на этом побережье, но это было время отлива, и мы не смогли войти в него. Погода была исключительно хорошей, но ночью начался мороз. Этот мороз, долгие ночи и частые шторма убедили нас идти дальше на юг, несмотря на то, что нам хотелось исследовать побережье Лапландии. Поэтому утром мы, с попутным ветром, отправились дальше на юг, но ветер начал меняться и после обеда сменился на южный, и с юга море пошло высокими волнами, что вынудило нас повернуть обратно. К побережью, оставленному утром, мы вернулись через несколько часов. Наступающий вечер заставил нас принять решение искать убежище в деревне Кашкаранцы. Камни, торчащие повсюду и покрывающие дно мелкой бухты, не давали нам подойти к берегу, но пришла 9-я волна, восхитившая нас, и выбросила судно на камни. Только благодаря помощи сельских жителей мы и наше судно были спасены. В результате этого происшествия мы сильно промокли и замёрзли, но вскорости мы, расположившись в тёплых домах российских рыбаков, забыли о наших страданиях; мы были счастливы». Произошедшее кораблекрушение предоставило В.Н. Бётлингку возможность исследовать побережье Белого моря от Варзуги до п-ова Турий мыс. Он установил, что побережье на этом участке сложено слоистыми кирпично-красными песчаниками: «...слои песчаника, местами волнистые, слагают скалы, поднимающиеся до 120 футов в высоту. Им сложены и покрытые песком уступы террас, песок же на них образует передвигающиеся валы». Посетил Бётлингк и г. Турья на одноимённом полуострове, где вслед за Широкшиным совершил аналогичную ошибку, описав ийолит-уртиты Турьего как карбонатные кварциты: «...стены скал состоят из синевато-серого известково-кварцевого камня, который чрезвычайно прочен...». Геологическое строение основной части п-ова Турий мыс он характеризует как область, сложенную гранитами рапакиви: «На самом же полуострове есть много различных скальных образований сложенных гранитом; он очень крупный, похож на рапакиви и пронизан бесчисленными жилами диорита». Это первое в геологической литературе описание раннепротерозойского Умбинского комплекса чарнокитов-порфировидных гранитов, детальное изучение которых было выполнено геологами лишь в 1960-1970-х гг.

После посещения Турьего мыса, экспедиция В.Н. Бётлингка покинула Кольский п-ов: «Ранним утром 9 (21) сентября задувший северо-восточный ветер заставил нас поднять парус, покинуть землю Кандалакшского берега и отправиться к противоположному Карельскому берегу Белого моря». Экспедиция направилась в Сорокинскую губу к д. Сорока (на её месте сейчас расположен г. Беломорск – прим. авт.), чтобы пройти по Беломорскому тракту и сделать геогностический обзор между Белым морем и Онежским озером. По сути, В.Н. Бётлингк был первым, кто изучал геологию вдоль трассы будущего Беломора-Балтийского канала. Обзор этого путешествия мы не приводим, так как это тема отдельной статьи. Достигнув г. Повенец, В.Н. Бётлингк по Онежскому озеру добрался до Петрозаводска, откуда по первому санному пути отбыл в Санкт-Петербург.

В результате изучения геологии побережья Кольского п-ова В.Н. Бётлингк пришёл к важному выводу о происхождении гранитов и гнейсов. Граниты он считает, несомненно, плутоническими образованиями, сформировавшимися из «горячего кристаллического теста» выдавленного из недр Земли. А вот гнейсы, он предполагает, были изначально нептунического происхождения и аналогичны глинистым сланцам п-ова Рыбачьего: «...оба они показали своё отношение к нептуническим сущностям, которым они отвечают...». Но затем первичные сланцы испытали глубокие преобразования под воздействием тепла в местах, где граниты внедрились в них: «Тепло заставляет сланцы совместно со слоями окаменевшего песка изменяться в местах, где недавние нептунические образования сталкиваются с плутоническим вторжением в них кристаллического теста, и появляется гнейс как продукт глубокого преобразования нептуниановской формы». И в целом делает вывод о том, что: «Русская Лапландия, как ни одна страна, кроме может быть Северной Америки и Финляндии, не представляет такой обширной и подходящей области для наблюдений, где самые разные камни в разных условиях вступают в контакт друг с другом и где сама природа скалистых берегов Арктического моря предлагает геогносту много средств для проверки и отслеживания в природе его мнения».

О том, насколько важно для истории геологии заключение В.Н. Бётлингка о генезисе гранитов, гнейсов и сланцев, свидетельствующее о происходящем переломе в воззрениях российских геологов в конце первой трети XIX в., можно судить, если мы вспомним, что на конец XVIII – первую половину XIX вв. приходится время наиболее острых споров нептунистов и плутонистов о происхождении изверженных пород, образовании и эволюции Земли.

Нептунисты считали, что все геологические процессы на Земле обусловлены действием воды, все минералы и горные породы, не исключая гранита и базальта, образовались из морской воды. Граниты, гнейсы, базальты и другие кристаллические породы сформировались на дне океана путём химического осаждения и из них сложены «первозданные горы». Глинисты сланцы, песчаники, известняки и др. осадочные породы сформировались путём механического и химического осаждения продуктов разрушения пород «первозданных гор». Согласно воззрениям нептунистов, сначала, при разрушении «первозданных гор», образуются «переходные горы» прилегающие к «первозданным», а затем «флёцовые (слоисты) горы». Теория нептунизма получила полное развитие в работах профессора Фрайберской горной академии Абраама Вернера (1750-1817) [11]. Нептунисты полностью игнорировали уже имевшиеся к тому времени данные о значительных движениях земной коры, отрицали постоянное преобразующее воздействие находящихся внутри Земли раскалённых масс на земную поверхность. Согласно их представлениям, магматические явления никакого значения в истории Земли не имели. А вулканизм А. Вернер объяснял горением каменного угля в недрах.

Теория плутонизма опиралась на представления о существовании центрального огня внутри Земли. Весьма полно она разработана шотландским естествоиспытателем Джеймсом Геттоном (1726-1797) и изложена в книге «Теория Земли» (1795). По представлениям плутонистов, причина образования гор и поднятия материков – действие подземного огня. Материки постепенно разрушаются от действия атмосферных осадков, ветра, текущей воды и других агентов. Продукты их разрушения сносятся в океан, где и отлагаются на дне, а затем затвердевают, образуя осадочные породы. Граниты, базальты и другие кристаллические породы формируются из огненно-жидкой массы, а гнейсы и кристаллические сланцы являются метаморфическими образования, сформировавшимися в результате сплавления осадочных пород под действием высокой температуры от близости подземного огня. Плутоническая теория сначала не получила той популярности, какой обладала нептуническая теория Вернера, талантливого профессора и оратора, к нему стекались слушатели со всей Европы. Распространению плутонической теории мешала резкая оппозиция со стороны учёных и церкви, видевших в ней покушение на библейскую картину творения мира. Нептуническая теория церкви не противоречила и ею поддерживалась. В начале XIX в. нептуническая теория пришла в Россию, и русские геологии большей частью приняли её как господствующую геологическую теорию. В Горном кадетском корпусе и Московском университете геогнозия преподавалась по Вернеру, учебник «Геогнозия» академика Александра Фёдоровича Савостьянова (1771-1824), изданный в 1810 г. и рекомендованный в качестве пособия для университетов, представлял собой перевод лекций Вернера на русский язык. Распространению нептунической теории пытались противостоять академик Василий Михайлович Севергин (1765-1826), профессора Московского университета Иван Алексеевич Двигубский (1771-1840) и Александр Алексеевич Иовский (1796-1857). В 1825 г. буду-
щий академик и сторонник нептунизма Дмитрий Иванович Соколов (1788-1852) в «Горном журнале» публикует статью «Успехи геогнозии» [9], в которой утверждает, что в борьбе нептунистов и плутонистов первые безоговорочно победили: «Учение Вернера осталось победителем и возвратилось с поля чести украшенным новыми совершенствами, плодами его подвигов». В этой же статье о теории плутонизма и его сторонниках он написал: «Подобные догадки людей, даже самые остроумные, коль скоро оные несогласны со Священным Писанием, должны быть отвергаемы как сущая ложь: ибо токмо свидетельство Господне верно, и истина Господня пребывает во век». А теорию Лапласа о происхождении Земли охарактеризовал как «...исчадие разгоряченного воображения, которое, вместе с подобными им теориями Райя, Шейцера... облечёно в одежду науки...». Накал страстей в споре был высок, об этой борьбе очень метко высказался во второй половине XIX в. профессор Московского университета, геолог и анатом Григорий Ефимович Щуровский (1803-1884), учившийся в 1820-х гг. в Московском университете и наблюдавший это противоборство: «Столкновение этих теорий сопровождалось таким ожесточением, такой непримиримостью, которое можно сравнить только с борьбою воды с огнём, тех стихий, которые ими защищались» [8].

Признание и распространение идей плутонистов шло очень медленно, но уже к концу 1830-х гг. в среде русских геологов начинает происходить перелом в воззрениях. В ходе практических работ, проводившихся в самых разных геологических условиях на громадной территории России, русские горные инженеры имели возможность на огромном фактическом материале проверить свои теоретические представления, что дало им возможность вскоре убедиться в ошибочности основных положений нептунизма и начать переходить на сторону плутонической теории. Изменил свои взгляды и не побоялся признать ошибочность своего первоначального мнения и академик Д.И. Соколов. В «Курсе геогнозии» [10] он определённо утверждал, что Земля некогда находилась в огненножидком состоянии и ныне под «твёрдой скорлупой Земли» находится жидкое ядро, а горы образуются в результате «воздымания» земной коры из-за вторжения плутонических масс. Наглядным примером происходившего перелома являются и выводы В.Н. Бётлингка об образовании гранитов и гнейсов Русской Лапландии.

- 1. Геология СССР. Т. ХХVII. Мурманская обл. Ч. 1. / Гл. ред. Л.Я. Харитонов. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 714 с.
- 2. Гнучева В.Ф. Материалы к истории экспедиций Академии наук в XVIII и XIX веках (хронологические обзоры и описания архивных материалов). М.: Изд-во АН СССР, 1940. 310 с.
- 3. Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России (статьи 1883-1894 гг. с дополнениями и примечаниями). Петроград: Военная тип., 1919. 158 с.
- 4. Морозов Н.В. Лоция Мурманского берега Северного Ледовитого океана от островов Вардэ до Белого моря. С.-Пб.: Тип. Морского мин-ва, 1901. 712 с.
- 5. Полканов А.А. О находке железных руд в Русской Лапландии // Тр. Имп. Петрогр. об-ва естествоисп. Т. 46. Вып. 1. № 7-8. 1915. С. 248-250.
- 6. Полканов А.А. Геолого-петрологический очерк Северо-Западной части Кольского п-ова. Ч. І. Л.-М.: Изд-во АН СССР, 1935. 564 с.
- Рейнеке М.Ф. Гидрографическое описание Северного берега России. Ч. П. Лапландский берег. Составлено капитан-лейтенантом М. Рейнеке в 1833 г. Изд. 2-е Гидрограф. деп. С.-Пб.: Тип. Морского мин-ва, 1878. 279 с.
- Речи и статьи Григория Ефимовича Щуровского, собранные и изданные ко дню юбилея Обществом любителей естествознания и комитетом Политехнического музея. (Изв. Имп. об-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии. Т. XXXIII. Вып. 2). М.: Тип. М.Н. Лаврова и К°, 1878. 507 с.
- 9. Соколов Д.И. Успехи геогнозии // Горный ж-л. Кн. 1. № 1. 1825. С. 3-27.
- 10. Соколов Д.И. Курс геогнозии. Ч. 3. СПб.: Тип. Э. Праца и К°, 1839. 324 с.
- 11. Шафрановский И.И. А.Г. Вернер. Знаменитый минералог и геолог. 1749-1817. Л.: Наука, 1968. 198 с.
- 12. Böhtlingk W. Bericht einer Reise durch Finnland und Lappland // Bull. Sci. publie par l'Académie Impériale des Sciences de Saint-Pétersbourg. 1840. V. 7. N 8, 9. P. 107-129; № 13, 14. P. 191-208.

ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ, ИЗУЧЕНИЯ И ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ШУНГИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШУНЬГА

Филиппов М.М, Дейнес Ю.Е.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, deines@krc.karelia.ru

Шуньгское месторождение шунгитов находится в пределах Хмельозерской синклинали Онежского синклинория Фенноскандинавского щита. Стратиграфически оно относится к людиковийскому надгоризонту нижнего протерозоя Карелии (1.9-2.0 млрд. лет).

История открытия и изучения месторождения начинается с 1842 г. [10], хотя «черная Олонецкая земля» или «земля Челмужан» использовалась местным населением для приготовления черной краски, вероятно, уже с половины XIV в. [2]. В примечаниях к геологической карте И.К. Комаров указывает [10] на «...месторождения землистого антрацита: одно близ деревни Шунги, другое у залива Святухи, известного в торговле под именем черной олонецкой земли». Уже тогда некоторые капитаны судов, плавающих между Петербургом и Петрозаводском, брали породы в качестве топлива [16]. В 1875 г. купец А.И. Попов произвел раскопку выхода «угольного пласта» и передал сведения о «шунгском антраците» К.Н. Романову, который посчитал их очень важными, поскольку в России шла подготовка к Крымской войне. Горный инженер Н.Ф. Мещерин провел разведочные работы по двум «разрезам», заложенным на расстоянии 120 м друг от друга, сделал заключение о благоприятных условиях разработки месторождения и отгрузки «угля», оценил запасы в «100 миллионов пудов до глубины 100 сажень» [16]. В письме Олонецкому губернатору он сообщает: «Пласт угля имеет правильное залегание и хорошую толщину. Уголь горит хорошо, так что можно рассчитывать на употребление этого угля, а, следовательно, и на промышленное значение самого месторождения» [2]. В том же году начальник гидрографических работ полковник Андреев и секретарь статистического комитета Олонецкой губернии А.И. Иванов присылают профессору Санкт-Петербургского университета А.А. Иностранцеву образцы шуньгского «угля». В 1876 г. на заседании отделения геологии и минералогии Петербургского общества естествоиспытателей А.А. Иностранцев указывает: «...эту породу мы не имеем права называть каменным углем, ... мы имеем дело здесь с глинистым сланцем богатым углеродом, который, судя по трудной сгораемости его, находится здесь в виде графита». Образцы Н.Ф. Мещерина были также переданы профессору Горного института, специалисту по химии углей К. Лисенко. В работе [13] он публикует сведения о двух разновидностях шуньгского «антрацита»: 1) «смолисто-черного цвета и блестящей, с раковистым изломом», и 2) «плотного, черного матового цвета, ломающегося на прямоугольные отдельности, по направлению трещин, заполненных кварцем». ... Разность первая... встречается только в виде включений... Разность же 2-я ... имеет довольно значительное содержание золы» [13]. Горное ведомство в 1877 г. командирует в с. Шуньга горных инженеров Таскина и С. Конткевича. Были пройдены 19 канав и расчисток, заложенных перпендикулярно берегу оз. Путкозеро, и две штольни [11]. «...Этот, так называемый шунгинский антрацит, не вполне заслуживает данного ему названия и представляет собою, по-видимому, новый, до сих пор неизвестный, вид ископаемого угля» [11].... Запасы «антрацита» С. Конткевич оценил в 371/2 млн. пудов. Привезенные из Шуньги пробы «обыкновенной разности» были испытаны в топках паровых котлов, результаты оценены как неудовлетворительные.

В 1879 г. А.А. Иностранцев сопоставляет химические и физические свойства шуньгских пород с графитом и антрацитом. Все образцы, привезенные из Шуньги, он разделил по внешним признакам на 4 группы. «По химическому составу изученный мною углерод представляет значительное различие со всеми известными нам антрацитами» [7]..., а «первая разновидность является «новым крайним членом аморфного углерода». Именно эта разновидность в 1884 г. получила название «шунгит». Запасы первой разновидности «...настолько ничтожны, что рассчитывать на эксплуатацию его не представляется никаких данных» [7]. Вторая разновидность «...образующая собой толщу от 10 до 14 футов, содержит в себе почти третью часть золы, серу, в массе многочисленные посторонние включения... и крепко связанную с углеродом воду, способствующую сильному растрескиванию его при горении. Все это, вместе с особенным характером углерода, едва ли дает какую-нибудь возможность применять это минеральное вещество как топливо».

В 1878 г. Н.Ф. Мещерину и купцу Николаеву выдано разрешение для частной разработки месторождения, и в этом же году было добыто 8000 пудов «чистой разновидности шунгита». Н.Ф. Мещерин организует опыты по брикетированию «шунгинского антрацита» с английским углем и газовой смолой. Разработка «Шунгской копи» проводилась в течение 4 лет и по официальной отчетности Горного департамента за это время было добыто антрацита: в 1878 г. – 65000 пудов («казною»), в 1879 г. – 100000 (частная добыча), в 1880 г. – 200000 пудов (частная добыча) [5].

В. Алексеев [1] оценивал качество шуньгского «антрацита» весьма высоко. Наиболее богатая углеродом разность сгорает не только не труднее грушевского антрацита, но даже несколько скорее и без растрескивания; уголь в струе кислорода горит ровно, ослепительно белым светом. Даже для «матового угля» предполагалось выгодное применение, например, при выплавке руды.

Весной 1916 г. комиссия Центрального Военно-Промышленного Комитета провела в с. Шуньга ревизию горных выработок и организовала добычу небольшой партии «угля» и доставку ее в Петербург. Результаты испытаний пробы в инженерной лаборатории Технологического института (Г.Ф. Депп) признаны неудовлетворительными [14].

В работе В.М. Тимофеева [21] приведены результаты исследования «чистой разности шунгита» из месторождения Шуньга. «...Шунгит, по своему составу, должен быть поставлен ближе всего к антраксолиту, имея с ним много общего и генетически» [21].

В 1928 г. трест «Карелгранит» проводит ревизию месторождения Шуньга для решения вопроса о возможности использования «блестящей разновидности шунгита» в качестве наполнителя для микрофонов. В.И. Крыжановский в работе [12] констатирует: «...Промышленным сортом нужно считать... шунгит 2-й, «антрацит» инж. Конткевича... Даже в тех забоях, где шунгит 1-й встречен сравнительно в большом количестве, его масса не превышает 1-2 % от площади забоя. Его расположение в массе шунгита 2-го и, особенно в... трещинах доломита, совершенно убеждает нас в его антраксолитовом характере, как продукте возгона легких, летучих углеводородов, полимеризовавшихся затем в... блестящую разновидность – шунгит 1-й... Нахождение в золе шунгита 2-го ванадия (V₂O₅) в количестве от 0.89 до 1.54 %... отодвигает на второй план необходимость рассматривать шунгит 2-й как «горючее» и на первое место ставя проблему шунгита, как ванадиевой руды» [12].

Разведочные работы на месторождении Шуньга велись с 1932 г. по 1934 г. Ленинградским Геолого-гидро-геодезическим трестом по договору с трестом «Шунгит». Пробурены 42 скважины со средним расстоянием между ними 146 м, пройдены шурфы и канавы, породы опробованы на С, V, Mo. H.И. Рябов в отчете [18] относит породы к сапропелитам, а первую разновидность (по В.И. Крыжановскому) – к продуктам глубокой переработки углеводородной составляющей пород. Н.И. Рябов высказывает гипотезу о происхождении Шуньгского месторождения путем миграции органического вещества. В конце 1932 г. разведочные работы были резко сокращены, потому что «шунгит-2 и 3» невозможно использовать в качестве минерального топлива без разработки топок специальной конструкции, а в 1933 г. полностью прекращены. Запасы месторождения по категории A_2 составили 2 384 225 т., из них 2-ой разности 1 680 108 т. и 3-ей разности 704 116 т.; запасы V_2O_5 в золе 2-ой разности составляют 3 869,16 т. и в золе 3-ей разности 1 369,25 т. [18]. После 1933 г. на месторождении разведочные работы не проводились.

Почти одновременно с проведением разведочных работ на месторождении был заложен карьер для его промышленной отработки («Шунгский рудник»). По договору с трестом «Шунгит» научно-исследовательские институты в период с 1931 по 1935 гг. проводят активные технологические испытания «шунгитов», причем основной объем добычи и последующих испытаний приходится на 1932 г. Признано нерациональным сжигание «шунгита» в антрацитовых топках вследствие трудностей его разжигания, растрескивания, шлакования золы [17]. Положительно оценивались результаты экспериментов по газификации «шунгита» в промышленных генераторах и лабораторных установках. Качество газа не уступает газу, получаемому из высокосортных углей; при газификации не образуются жидкие продукты; газ имеет калорийность, достаточную для отопления коротко-пламенных печей; углерод используется лишь на 47-50 %. В этот же период предложено использовать «шунгиты» в качестве противопригарных красок в металлургии [20]. В институте «Механобр» проводились работы по механическому обогащению «шунгитов» с целью получения малозольного сырья для извлечения ванадия [20]. Констатируется, что процесс обогащения затруднен из-за «весьма тонко вкрапленных минеральных примесей; следует проводить обогащение только «рядового шунгита» и без дробления породы перед обогащением; не удается получить концентрат из «рядового шунгита» с зольностью ниже 29 % (выход всего 6-7 %); V концентрируется в «углеродном веществе шунгита». На Онежском заводе в 1932 г. проводились успешные опыты по использованию «шунгита – 2» в качестве топлива для вагранок при чугунном литье [3], т.е. в качестве заменителя кокса. В 1933 г. выполнены испытания графитированного «шунгита» с зольностью 0.43 % для получения коллоидной смазки [20]. Полученный графит использовался для экспериментов по созданию элементов питания (батарей) и щелочных аккумуляторов. Результаты оцениваются как весьма положительные.

К 1933 г. был сделан вывод о том, что «шунгит 2-ой» достаточно редко встречается среди углеродистых сланцев Карелии. В 1935 г. трест «Шунгит» был ликвидирован, а все работы на месторождении были прекращены по следующим причинам: не было выявлено аналогичных месторождений в других районах Карелии, не удалось разработать эффективные способы обогащения пород и их сжигания, запасы Шуньгского месторождения низкие.

Систематическое изучение шунгитоносных пород начались в 1962 г, когда в Институте геологии (ИГ) Карельского филиала АН СССР была образована специализированная лаборатория шунгитов под руководством Ю.К. Калинина. Наиболее существенные исследования пород месторождения в период с 1948 г. по 1985 г. выполнены Н.И. Рябовым [19], П.А. Борисовым [3], З.А. Мишуниной и др. [15], Г.С. Калмыковым [9], Ю.К. Калининым и В.И. Горловым [8], И.Б. Волковой и М.В. Богдановой [4].

С 1982 г. интерес к Шуньгскому месторождению перешел в русло научных дискуссий, поскольку эта территория по новому законодательству стала относиться к строго охраняемой из-за близости к жилой застройке с. Шуньга и берегу оз. Путкозеро. В государственном кадастре месторождений и проявлений высокоуглеродистых пород Шуньгское месторождение числится с прогнозными ресурсами категории P₁+P₂ в 5 млн. т. с пометкой «резерв».

До 1997 г. месторождение в структурном отношении рассматривалось как крыло синклинальной складки, при этом мощность двух основных субпластовых тел шунгитов не превышала 4.5 м. Более поздние геолого-геофизические исследования показали [22], что предположение Н.И. Рябова [18] о вероятном продолжении промышленных пластов до восточного берега оз. Валгмозеро имеет веские основания. Это позволило сформулировать тезис о том, что разведанная часть месторождения приурочена к северо-восточному крылу антиклинальной складки третьего порядка, шарнир которой на уровне залегания пластов частично размыт.

Итак, к настоящему времени достаточно хорошо изучен разрез месторождения Шуньга, состав пород верхней части разреза, высказаны гипотезы о происхождении шунгитового вещества, пород и самого месторождения. Следует констатировать, что гипотезы о генезисе месторождения строго не обоснованы, остается вопрос о возможности открытия аналогичных месторождений в других районах Онежской структуры. Плодотворная научная дискуссия о месторождениях Шуньгского типа и прогноз новых залежей шунгитов: должны базироваться на современной классификации шунгитоносных пород, на общепринятой терминологии и модели формирования субпластовых месторождений Шуньгского типа.

- Алексеев В.Н. Об угле из Повенецкого уезда Олонецкой губернии // Зап. Минерал. об-ва. 1898. Ч. XXXV. С. 75.
- 2. Архивный фонд Канцелярии. Олонец. Губ. 1877 // ЦГА РК. № 9. Л. 5.
- 3. Борисов П.А. Карельские шунгиты. Петрозаводск, 1956. 92 с.
- 4. Волкова И.Б., Богданова М.В. Шунгиты Карелии // Сов. геология. 1985. № 10. С. 93-100.

- 5. Горнозаводская производительность России в 1878, 79, 80 и 81 гг. // Зап. Горного комитета. СПб. 1881. Т. 1.
- 6. Иностранцев А.А. Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудных месторождений. Матер. по геологии России. Т. VII. 1877. 722 с.
- 7. Иностранцев А.А. Новый крайний член в ряду аморфного углерода // Горный журнал. 1879. Т. 11. № 5-6. С. 314-342.
- 8. Калинин Ю.К., Горлов В.И. Вещественный состав шунгитового вещества // Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск, 1975. С. 44-55.
- 9. Калмыков Г.С. Свойства метаморфизованного сапропелита (на примере Карельского шунгита) // Проблемы геологии нефти. Вып. 4. М., 1974. С. 264-274.
- 10. Комаров И.К. Геогностические примечания к карте Олонецкого горного округа // Горный журнал. Ч. 1, кн. 2. 1842. С. 171-219.
- 11. Конткевич С. Описание месторождений антрацита близ села Шунги в Повенецком уезде Олонецкой губернии // Зап. Минерал. об-ва. 2-я сер. Ч. XIV. 1879. С. 189-204.
- 12. Крыжановский В.И. Геохимия месторождений шунгита // Минеральное сырье. № 10-11. М.: ВИМС,1931. С. 955-968.
- 13. Лисенко К.И. Исследование антрацита из с. Шуньги, на берегу Онежского озера в Олонецкой губернии // Горный журнал. 1877. Т. 4, кн. 12. С. 392-394.
- 14. Мефферт Б.Ф. Шунгинское месторождение антрацита в Повенецком уезде Олонецкой губернии // Естественные произв. силы России. 1919. Т. 4, вып. 20. С. 275-288.
- Мишунина З.А., Глебовская Е.А., Корсакова А.Г. Некоторые результаты комплексного геохимического изучения шунгитовых сланцев Карелии. Предв. отчет по теме 15/190. Л.: ВНИГРИ, 1973. 33 с. // Фонды КарНЦ РАН. Ф. 13. Оп. 5. Ед. хр. 11.
- 16. Новые месторождения ископаемого горючего в России // Горный журнал. 1877. Т. IV. № 10-12. С. 117-122.
- 17. Рембашевский А.Г. Исследование шунгита // Тр. ЛТИ им. Ленсовета. Вып. 45. 1958. С. 115-131.
- Рябов Н.И. Отчет о геолого-разведочных работах на Шуньгском месторождении шунгита за 1932–33 гг. Петрозаводск, 1933. С. 22-25 // Фонды КарНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 24. Ед. хр. 397.
- 19. Рябов Н.И. Очерк шунгитовых месторождений Карелии. Петрозаводск, 1948. 51 с. Фонды КПСЭ.
- 20. Сиверцев А.П. Исследование свойств шунгита. Отчет по теме. Л., 1957. 99 с. Фонды КарНЦ РАН.
- 21. Тимофеев В.М. К генезису Прионежского шунгита // Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей. Отд. геол. и минерал. Т. 39, вып. 4. 1924. С. 99-122.
- 22. Филиппов М.М., Клабуков Б.Н. Новое о месторождении Шуньга // Геология, петрография и геохимия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1997. С. 33-37.

К.И. ГРЕВИНГК – ИССЛЕДОВАТЕЛЬ РУССКОГО СЕВЕРА (ДНЕВНИК О ПУТЕШЕСТВИИ ИЗ АРХАНГЕЛЬСКА ПО ПОБЕРЕЖЬЮ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА НА ПОЛУОСТРОВ КАНИН НОС)

Юткина Е.В., Смольянинова В.Н., Докучаев А.Я., Лобанов К.В., Лексин А.Б.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва dok@igem.ru

Константин Иванович Гревингк (1819-1887) – выдающийся российский геолог, минералог и археолог, доктор философии, профессор. С 1846 г. он являлся хранителем Минералогического музея Императорской академии наук, а в 1848 г. совершил академическую экспедицию в Олонецкую и Архангельскую губернии. В ходе пятимесячной «геогностической» экспедиции он провел междисциплинарные исследования - геологические, археологические, этнографические и культурологические. В результате этой экспедиции ему улыбнулась удача – на восточном берегу Онежского озера, у прибрежных мысов Бесов и Пери, вблизи деревни Бесов Нос, он первым описал «три ранее не известные ученым группы картин», в настоящее время известные как «Онежские петроглифы» [2].

Ныне полевой дневник К.И. Гревингка хранится в архиве Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН [1] (рис. 1).



Рис. 1. Конверт, в котором упакован дневник К.И. Гревингка. Архив КП-1858/АР-7-3 Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН [1].

Этот полевой дневник – детальное описание наблюдений на побережье Онежского озера и полуострове Канин, которые молодой ученый вел летом 1848 года. Основное внимание К.И. Гревингк уделил геологическому описанию и изучению территорий, ранее с этой позиции мало изученных. Вместе с тем, исследователь детально документировал все, что казалось ему интересным, в первую очередь, в области природоведения и этнографии Онежского края.

В дневнике, помимо документации петроглифов (рис. 2-3), приведено обилие схематических геологических разрезов и зарисовок с натуры - обнажений, объектов природы, памятников, предметов быта, фамильных знаков, погребальных предметов и многого другого с подробными комментариями (рис. 4).

Дневник составлен на немецком и отчасти на русском языках – в то время официальных языках Императорской академии наук. Имена собственные и географические названия у К.И. Гревингка часто написаны с использованием латиницы и кириллицы, например, Cholmoropы, Mesen-Заозёрская и др. (рис. 2).

Дневник К.И. Гревингка – это не скупой «научный» текст, а подробное, с рисунками и таблицами, «живое» описание зачастую уникальных фактов и явлений, на которые так богат это суровый

41. his Homesman Recibe I hister been Antis Nº 209.219. theter Thank gan ablag Prine go Ren tellet bile Runara west treffe is in The , ten

Рис. 2. Зарисовка петроглифов Бесова Мыса. Дневник К.И. Гревингка, стр. 96-97. Архив КП-1858/АР-7-3 Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН [1].

северный край. Он описывает обряды коренных народов Севера, места поклонения божествам, перечисляет различные виды растительности, названия птиц, которые обитают в местности. В своем дневнике автор занес заинтересовавшие его многочисленные названия местных географических и топонимических объектов - ручьев, населенных пунктов, трактов, холмов, скал, утесов, островов.

Местные жители, лопари (лопляне, они же саамы) и самоеды (самодийские народы -ненцы, энцы, нганасаны, селькупы), сопровождают К.И. Гревингка в его экспедиции и служат ему неисчерпаемым источником исторической, этнографической, фольклорной и лингвистической информации. В частности, в своем дневнике К.И. Гревингк приводит изображения родовых знаков (символов) самоедов (рис. 5) и выясняет их соответствие как к конкретным людям, так и к их отношению к роду. Такие знаки передавались из поколения в поколение и использовались, в частности, как личная подпись.

Представляется очень важной работа ученого над составлением словаря – переводом названий географических объектов, птиц и животных, явлений природы, имен людей, с языка местных племен на русский и немецкий языки (рис. 6).



Рис. 3. Бесов Мыс. Зарисовка береговой линии и расположения петроглифов. Вид сверху. Дневник К.И. Гревингка, стр. 143-144. Архив КП-1858/АР-7-3 Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН [1].



Рис. 4. Саркофаг самоедов (Ein Sarg der nichtgetauften Samojeden vom Paconaechudae). Дневник К.И. Гревингка, стр. 67 (фрагмент страницы). Архив КП-1858/АР-7-3 Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН [1].

В научных записях на немецком языке неожиданно встречаются стихотворные строки на русском языке неизвестного автора (рис. 7):

> Что на морть Ледовитомъ Въ океанть то сердитомъ Есть животныя такія Ужасныя и большія Съ большимами зубами А зовутъ то их Моржами Они по морю гуляютъ И на ледъ потомъ злазаютъ Чтобъ немножко отдохнуть И на солнце тамъ уснуть

Впервые выдержки из дневника были опубликованы К.И. Гревингком на немецком языке в 1850 г. в «Известиях физико-математического отделения Санкт-Петербургской Академии наук» [6]. Но не-

10 Reydays? Xouxor main ger Recorrectioningen became une Parisciques aller son became une en wirthe , auf einen hocksenen au wirthe , auf einen hocksenen heinen Chiffre bewiegelt . " Dean Aurah here a chappen with emwhen to Ven Thes wit Jich . Being Cepidonacio gruces hart mart & der Sebirgeray and

задолго до публикации К.И. Гревингка в журнале «Известия Российского географического общества» появилось сообщение на русском языке учителя Петрозаводской гимназии П. Шведа «Крестовый и Пелий мысы», в которой речь шла о тех же рисунках [3, 4]. В мае 1854 г. К. Гревингк выступил на заседании историко-филологического отделения Академии наук с докладом, впоследствии опубликованном на немецком языке под заголовком «О рисунках на гранитной скале у восточного берега Онежского озера» [5]. По-видимому, П. Швед и К.И. Гревингк описали изображения из разных мест.

По результатам геологического изучения была составлена геологическая карта полуострова Канин, опубликованная в 1892 г. в «Записках Императорской академии наук» [7]. Авторы предисловия (академик А.П. Карпинский, старшие геологи Геологического комитета Ф.Н. Чернышев и

Рис. 5. Изображения родовых знаков (символов) и соответствующих им родовых фамилий. Дневник К.И. Гревингка, стр. 68-69. Архив КП-1858/АР-7-3 Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН [1].

С.Н. Никитин) особо выделяют то обстоятельство, что Гревингк делал свои описания с необычайной обстоятельностью и полнотой: «Изследованія на Каниномъ полуостровъ настолько полны и обстоятельны, что сообщаемыхъ въ дневникъ фактовъ оказывается достаточно для составленія небольшой геологической карты, приложенной къ настоящему описанію, а также для нъкоторыхъ общихъ заключеній, которыя мы приводимъ въ концть дневника. Такіе выводы могли быть сдъланы тъмъ съ большею увъренностью, что пишущій эти строки имълъ возможность въ послъдние годы побывать во многихъ мъстностяхъ, находящихся на пути изслъдованій Гревингка, и могъ убъдиться въ замъчательной полнотъ и точности приводимыхъ въ дневникть фактическихъ описаній. Если въ дневникть и встречаются нтькоторые пропуски въ наблюденіяхъ по Пинегт и Кулою, то, очевидно, это завистьло частью оть посптьиности, съ которою Гревингкъ долженъ былъ передвигаться по пути къ Канину, частью же и отъ того, что геологи сороковыхъ годовъ многимъ фактамъ придавали, сравнительно, мало значенія. Эти фактическія данныя, добытыя нами лично, мы приводимъ въ видъ примъчаній къ соотвътствующимъ мъстамъ дневника» [7].

Bie Unim forerzi diennie deelen aufzenning hat ist siet trichter en befohen als die deelen fin Die Gee verlanden fin nachten fin die verlassen nurden ihre lifer sie het sin Bergeniesen der ver Caesan derte sie het sin Bergeniesen der nichte nicht auch den Jestensen him - Recenter wie besten Schwassen et. Be ist Gier der Recht die auf der Bestennet trauen personen bezeit enter Der Bestennet trauen personen bezeit enter der der der Beine beimen kennen dersten ein the - Bie mit himen werselien habe an Hallinson hausen for annenden hangel unge sachlere - Die mich singen haven verselinen habe ih gelost gleechen : Dade Dade Lober -Lober -Cables as File Construction dant be in Selan Interent Back of the Second Seland con Second Participant (Berly Jack Construction Second Second Repairing of Princip Second File Second Repairing of Second Stream Right Machine Jack Stream Stream Right Statemart Jack Herry a Count set Becker . Start Riters a Campt gut) Erganski (ante Riter land) Kannika (in here in with rich own these puch rother there New Day & degenerate control and a landon and the generation of the history of the second of the seco (Cumendara / mintputis) Tourstan Cayns myr mans. Boroupor bor Surger Xa Краква

Рис. 6. «Орнитологический словарь». Дневник К.И. Гревингка, стр. 85 (фрагмент страницы). Архив КП-1858/АР-7-3 Руднопетрографического музея ИГЕМ РАН [1].

Inco na sugar devolumous the oncasers no approximites Some makemment makin Forarress a forestain la forsenceinerna sydenen a rady me no une May martin One no suppor systersons Il na dede nomener 3 does arome Incore necumente endersegnet It we contracte manuer yougmes, st.

Рис. 7. Поэтические строчки. Дневник К.И. Гревингка, стр. 90 (фрагмент страницы). Архив КП-1858/АР-7-3 Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН [1].

- 1. Архив Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН. КП-1858 / АР-7-2. 101 с.
- 2. Савватеев Ю.А. Вечные письмена (наскальные изображения Карелии). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 464 с.
- Савватеев Ю.А. Город Пудож и онежские петроглифы // Историко-культурные традиции малых городов Русского Севера. Петрозаводск, 2006. С. 14-33.
- 4. Швед П. Крестовый и Пелий мысы // Известия Русского географического общества. 1850. Кн. 1. С. 68-72.
- 5. Grewingk C. Uber die Granit geritzten Bilder gruppen am Ostufer des Onega-Sees // Bull. de la classe de Sciences Hist., Philol. et Polit. l'Acad des Sciences de St. Petersbourg. 1855. T. 12. № 7-8. P. 96-103.
- 6. Grewingk C. Uber eine in Sommer 1848 unternommene Reise nach der Holbinsel Kanin am nordlichen Eismeere // Bull. de la Classe Physico-Math. de l'Acad des Sciences de St. Petersbourg. 1850. T. 8. P. 44-48.
- 7. Гревингк К. Путешествие на полуостров Канин // Записки Императорской Академии наук. 1892. Т. :7. Приложение № 11. С. 3.

Секция 2. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА И ГЕОХИМИЯ

СИСТЕМА МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО РЕГИОНА

Аленичева А.О., Прокудина А.В., Федоров И.С.

Кольский филиал ФИЦ Единая геофизическая служба РАН, Anamumы, polushkina-alena@ya.ru

Наблюдения за сейсмической активностью Северо-Западного региона ведутся независимо несколькими сейсмологическими организациями. Служба NORSAR (Норвегия) обрабатывает данные ряда сейсмических групп, расположенных на территории Норвегии, Швеции и Финляндии и формирует собственный автоматический бюллетень, доступный через Интернет. В бюллетень входит информация о сейсмических событиях на территории от Норвегии до архипелага Новая Земля. Финский институт сейсмологии производит мониторинг территории Финляндии и примыкающих регионов Швеции, Норвегии и России. Норвежская национальная сейсмологическая сеть NNSN осуществляет наблюдения за сейсмичностью территории Норвегии, Норвежского и Баренцева морей и архипелага Шпицберген. Сейсмические станции Кольского филиала ФИЦ «Единая Геофизическая служба РАН» (далее КоФ ФИЦ ЕГС РАН) регистрирует сейсмические события на Кольском полуострове, северной Карелии и Финляндии, в Баренцевом море и на архипелаге Шпицберген. Кроме того, наиболее сильные события региона регистрируются глобальными сейсмические станции региона – Кингсбей (архипелаг Шпицберген) и Ловозеро (Кольский полуостров).

Однако бюллетени отдельных организаций обладают полнотой только для своих территорий уверенного наблюдения. Могут отличаться результаты локации сейсмических событий, оценки их глубин и магнитуд. Поэтому объединение сейсмостанций в единую сеть является необходимым этапом развития сейсмологии в регионе.



Рис. 1. Сеть станций, используемая в системе автоматического мониторинга. Подсистема архипелага Шпицберген.



Рис. 2. Сеть станций, используемая в системе автоматического мониторинга. Континентальная подсистема.

Предпосылками к такому объединению явилось развитие телекоммуникационных технологий, а также разработка в КоФ ФИЦ ЕГС РАН в 2014-2015 гг. новой системы автоматического детектирования и локации сейсмических событий NSDL.

В 2015-2016 гг. были организованы потоки сейсмических данных в КоФ ФИЦ ЕГС РАН. Был получен доступ к данным NORSAR (сейсмические группы ARCES и SPI), данным Норвежской национальной сети NNSN, станций IRIS (Кингсбей, Ловозеро). Географически все доступные станции были разбиты на два кластера – материковый и кластер архипелага Шпицберген (рис. 1, 2).

Данные всех станций в реальном времени передаются в центр обработки в г. Апатиты, где производится сначала детектирование сейсмических событий в режиме времени, близком к реальному, по отдельным станциям, а затем результаты ассоциируются по всем станциям кластеров. Формируется оперативный полностью автоматический сейсмический бюллетень, доступный в Интернете на сайте КоФ ФИЦ ЕГС РАН [http://www.krsc.ru/onlinebulletin].



Рис. 3. Статистика срабатываний системы за июнь 2017 г.



Рис. 4. Результаты работы кластера архипелага Шпицберген за январь-октябрь 2017 г.

Как и все автоматические системы, NSDL иногда ошибается и порождает ложные срабатывания, т.е. выдает информацию о сейсмических событиях, которых на самом деле не было. Большая часть ложных срабатываний происходит при ассоциации данных одной-двух сейсмостанций (рис. 3).

На рис. 3 приведена статистика срабатываний системы (материковый кластер) за один месяц. 78 % всех срабатываний соответствуют реальным сейсмическим событиям. В случае, если событие обнаружено 4-мя и более сейсмостанциями, оно реально с вероятностью 94 %.

Для генерации окончательного сейсмического бюллетеня результаты работы автоматической системы просматриваются человеком, который отбраковывает ложные срабатывания и исправляет ошибки локации.

Высокий процент реальных событий позволяет использовать автоматический бюллетень в статистических целях без пост-обработки человеком. Так, по результатам работы Шпицбергенского кластера станций (рис. 4) за январь-октябрь 2017 г. было зарегистрировано свыше 30 000 сейсмических событий, получена детальная картина сейсмичности архипелага и ее изменений во времени. Ручная проверка данных показала, что число ложных срабатываний не превысило 10-15 % [1].

На рис. 4 хорошо видно насколько архипелаг Шпицберген сейсмически активен. В результате работы системы выделены зоны повышенной активности, не только характерные для сейсмического режима данной территории, но и требующие дополнительного наблюдения и изучения.

На текущем этапе эволюционного развития сейсмологии на территории Северо-Западного региона возникает необходимость в формировании единой сети сейсмостанций для мониторинга Арктической зоны. Автоматическая система мониторинга NSDL позволяет с более высокой точностью обнаруживать и лоцировать сейсмические события без участия интерпретатора.

- 1. Асминг В.Э., Федоров А.В., Евтюгина З.А., Аленичева А.О. Применение системы автоматической локации NSDL для детального изучения сейсмичности архипелага Шпицберген // Вестник МГТУ, Мурманск, 2018. Т. 21. № 1.
- 2. Фёдоров А.В., Асминг В.Э., Евтюгина З.А., Прокудина А.В. Система автоматического мониторинга сейсмичности Европейской Арктики Сейсмические приборы. 2018. Т. 54. № 1. С. 1-8.

ПОЛУЧЕНИЕ СИНТЕТИЧЕСКОГО АНАЛОГА ЕПИФАНОВИТА NaCaCu5(PO4)4[AsO2(OH)2]•7H2O

Антонов А.А.

Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, Апатиты, z8906290@yandex.ru

Получение синтетических аналогов фосфатов и арсенатов меди представляет интерес как с минералогической, так и с материаловедческой точек зрения ввиду наличия у них интересных магнитных свойств [1, 2 и др.]. Чрезвычайное разнообразие фосфатных и арсенатных минералов меди в зонах окисления рудных месторождений определяет повышенный интерес к их полиморфизму и различным аспектам их образования и стабильности.

Данная работа посвящена получению синтетического аналога епифановита, NaCaCu5(PO4)4[AsO2(OH)2]•7H2O, – нового минерала из зоны окисления Кестёрского оловорудного месторождения.

Епифановит обнаружен в кварцево-фосфатном гнезде около 5 м в диаметре, находящемся внутри грейзенизированного обогащенного касситеритом гранодиорита. Гнездо состоит из светлосерых агрегатов флюорита (до 30 см в диаметре) и пористого молочно-белого кварца (агрегаты размерами до 10 см). Внутри этих образований имеют место многочисленные трещины и пустоты, покрытые темно-зелеными кристаллами (до 4 мм в длину) и сферолитами (до 5 мм в диаметре) мышьяковистого псевдомалахита, друзами бледно-зеленых призматических кристаллов либетенита (до 7 мм в длину) и обособленными вкрапленниками самородной меди (до 3 мм в диаметре). Бирюзово-голубые таблитчатые кристаллы епифановита размерами до 50 микрон (рис. 1) нарастают на поверхность вышеуказанных минералов меди в тесной ассоциации с радиально-лучистыми волосовидными агрегатами славковита (до 3 мм в диаметре), бесцветными кубооктаэдрами арсенолита (до 1 мм в диаметре), квадратными бесцветными пластинками тоберморита (до 1 мм в диаметре) и снежно-серыми уплощенно-призматическими кристаллами неизвестного фосфата Mg и Zn (длиной до 2 мм) [3].

Епифановит имеет бирюзово-голубой цвет и бледно-голубую черту. Блеск стеклянный (матовый в корках). Минерал не флюоресцирует. Твердость по шкале Мооса - 3. Хрупкий [3].

В качестве критерия самопроизвольного протекания гипотетических реакций образования епифановита принималось химическое сродство этих реакций, являющееся функцией только температуры и состава для конденсированных фаз.

Термодинамический расчёт реакции его образования в водном растворе при стандартных условиях по уравнению:



Рис. 1. Корочки епифановита (1) и агрегаты славковита (2), нарастающие на фторапатит (3), мышьяковистый псевдомалахит (4) и самородную медь (5) (А); разрез сферолита псевдомалахита с поверхностной коркой епифановита (В); кристалл епифановита на поверхности корки (С) [3].

$5CuCl_2+CaCl_2+4Na_3PO_4+Na_3AsO_4+2HCl+7H_2O \rightarrow NaCaCu_5(PO_4)_4[AsO_2(OH)_2]\cdot7H_2O+14NaCl_2O+14NACCA+14NaCl_2O+14NACA+14NaC$

показывает невозможность её осуществления: A < 0, где A – химическое сродство реакции, при любом значении степени протекания процесса. При замене растворителя на глицерин получим следующие результаты (табл. 1):

Таблица 1. Результаты термодинамического расчёта (фрагмент) реакции образования епифановита в глицериновом растворе при стандартных условиях (изменение количества вещества глицерина пренебрежимо мало по сравнению с исходным количеством вещества).

ξ	µ, кДж/моль								Α,
	глице- рат Си	глице- рат Са	Na ₃ PO ₄	H ₂ O _(ж.)	Na ₃ AsO ₄	HCl _(aq)	епифано- вит	NaCl	кДж
0.02	-842.3	-1388.7	-1804.2	-240.9	-1420.9	-97.4	-6489.2	-395.8	140.9
0.04	-842.4	-1388.8	-1804.2	-240.9	-1421.0	-97.4	-6487.4	-394.1	94.6
0.06	-842.4	-1388.8	-1804.3	-241.0	-1421.0	-97.5	-6486.4	-393.1	66.9
0.08	-842.5	-1388.9	-1804.3	-241.0	-1421.1	-97.5	-6485.7	-392.4	46.7
0.1	-842.5	-1388.9	-1804.4	-241.1	-1421.1	-97.6	-6485.1	-391.8	30.7
0.12	-842.6	-1388.9	-1804.4	-241.1	-1421.1	-97.6	-6484.7	-391.3	17.2
0.14	-842.6	-1389.0	-1804.5	-241.2	-1421.2	-97.7	-6484.3	-391.0	5.5
0.16	-842.7	-1389.0	-1804.5	-241.2	-1421.2	-97.7	-6484.0	-390.6	-4.9
0.18	-842.7	-1389.1	-1804.6	-241.3	-1421.3	-97.8	-6483.7	-390.3	-14.4
0.2	-842.8	-1389.1	-1804.6	-241.3	-1421.3	-97.8	-6483.4	-390.0	-23.0
0.22	-842.8	-1389.2	-1804.7	-241.4	-1421.4	-97.9	-6483.1	-389.8	-31.1
0.24	-842.9	-1389.3	-1804.7	-241.4	-1421.5	-97.9	-6482.9	-389.6	-38.7

Из таблицы 1 видно, что при небольших степенях протекания химическое сродство, а значит, и скорость реакции имеют положительные значения. Также установлено, что при увеличении температуры химическое сродство рассматриваемой реакции имеет тенденцию к возрастанию, однако, при температурах, близких к температуре кипения смеси глицерина с водой (порядка 200 ° C) становится возможным инициирование реакции окисления глицерина, катализируемое ионами Cu²⁺ (рис. 2). Эта реакция имеет положительное сродство и при более низких температурах, являясь примером так называемых ложных равновесий.



Рис. 2. Схема реакции окисления глицерина с участием комплексов Cu (II).

Таким образом, окончательно была выбрана следующая схема проведения процесса при нагревании до 80°С:

Синтез осуществлён в тонкостенном герметично закрытом сосуде – для предотвращения контакта реакционной смеси с кислородом воздуха и потерь воды.

Из фотографии полученного образца, представленной на рисунке 4, видно, что цвет полученного соединения совпадает с цветом его минеральной формы. Химический состав синтетического образца, приведённый в таблице 2, хорошо совпадает с составом минерала (по крайней мере, содержание элементов с относительной атомной массой больше 23 а. е. м.).

По результатам рентгенофазового анализа (рис. 5), основным компонентом смеси, полученной в результате такого процесса, является мелкокристаллический епифановит. Кроме того, обнаружены примеси, предположительно, гидроксидов кальция и меди. Также отмечено частичное окисление глицерина – по присутствию в смеси заметного количества 1,3-дигидроксипропанона-2.



Рис. 3. Схема синтеза епифановита в растворе глицерина при 80°С.



Рис. 4. Внешний вид синтетического образца.

Таблица 2. Результаты определения состава синтетического образца, выполненного на рентгенфлоуресцентном спектрометре Спектроскан МАКС-GV (ИХТРЭМС ФИЦ КНЦ РАН).

Компо- нент	Массо- вая доля, %			
Na ₂ O	3.54			
CaO	6.40			
CuO	45.71 32.46			
P_2O_5				
As ₂ O ₅	11.31			



Рис. 5. Дифрактограмма синтетического образца, полученная на дифрактометре ДРФ-2 (ИХТРЭМС ФИЦ КНЦ РАН, аналитик В. Я. Кузнецов). Кругом обведены межплоскостные расстояния, не характерные для епифановита.

- 1. Hong-Lin Zhu, Ling Jin, De-Yi Cheng, Yue-Qing Zheng Synthesis, structure and magnetic properties of phosphate-bridged polynuclear copper (II) complexes // Inorganica Chimica Acta. V. 388. 2012. P. 37-45.
- 2. Pizarro J.L., Arriortua M.I., Lezama L., Rojo T., Villeneuve G. Synthetic pathways to obtain phosphates and arsenates of Co (II) and Ni (II) related to minerals: magnetic properties // Solid State Ionics. V. 63-65, 1993. P. 71-77.
- 3. Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. и др. Епифановит NaCaCu₅(PO₄)₄[AsO₂(OH)₂]•7H₂O новый минерал из месторождения Кестёр (Саха-Якутия, Россия) // Записки Российского минералогического общества. Т. 146. № 3. 2017. С. 30-39.

КАРБОНАТИТОВЫЕ ПРОВИНЦИИ – ВОПРОСЫ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ОДНОРОДНОСТИ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА, И ЕГО СВЯЗЬ С LIP ПРОВИНЦИЯМИ

Асавин А.М., Чесалова Е.И.

ГЕОХИ РАН, Москва, aalex06@inbox.ru, ГГМ РАН Москва, chesalova_ei@mail.ru

Выделение локальных щелочных провинций во многом связано с представлениями о их образовании в результате долговременной активности крупного мантийного плюма. Следствием такого представления является возможность оценки пространственной зональности химической магматизма провинций. В этой связи представляет интерес хотя бы качественно оценить насколько близка геохимия магматических проявлений в центре провинций и на их границах. Одной из возможностей такой оценки представляет предложенная типизация проявлений карбонатитового магматизма в щелочных массивах мира, выполненная в работах Вулли [3; 4] на основе разработанной ими базы данных «World Carbonatite» [5]. Ими проведена систематическая типизация комплексов щелочных магматических фаз, ассоциирующихся с карбонатитами. Выделено 12 устойчивых ассоциаций. Позднее мы повторили эту работу и несколько детализировали ее, выделив 24 ассоциации [2]. Эти группы-ассоциации можно объединить в более крупные единицы – 10 классов, которые практически соответствуют классам, выделенным Вулли. Результаты представлены в таблице 1, где указано количество массивов, попадающих в каждую из групп. Видно, что результаты достаточно близкие. Отличия отмечены главным образом в детальности выделения петрографических ассоциаций. Отличием предлагаемой типизации является выделение монофазных массивов (М – в табл.), состоящих из 1-2 интрузивных фаз и полифазных массивов (П- в табл.) – 3-х и более типов интрузивных пород. В старых классификациях этот факт не был отмечен. Хотя ряд исследователей щелочноультраосновных провинций обращали на это внимание.

Практически важным результатом данной классификации оказывается возможность оценить однородность магматизма в пределах щелочных провинций и наличие, или отсутствие зональности. На рисунке 1 представлены статистичские круговые диаграммы развития в пределах каждой провинции выделенных классов. Видно, что наряду с моно-провинциями с 2-3 классами присутствуют и мульти-классовые провинции.



Рис. 1. Круговые диаграммы распространенности разных щелочных ассоциаций в провинциях (номер у кружка соответсвует условному номеру провинции в базе).

Таблица 1. Соотношения классификаций щелочно-карбонатитовых магматических комплексов на основе плутонических ассоциаций пород (М- моно породная ассоциация; П – полифазная ассоциация содержащая свыше 3-4 типов пород).

№ класса (кол-во массивов)	№ группы	Asavin 2015 [2]		Классификация [4]	n	Боро- дин и др. 1973 [1]
	1	М-дунит-оливинит (перидотит) М-перидотит щелочной-глиммерит М-пироксенит			21	Щелоч- но ультра- основные породы и Ne-сиениты
1 (22)	2			Оливин-пироксеновые ультраосновные породы		
	3					
	4	М-мелилитит –(оливиновый мелилитит)-сиенит П-Дунит-перидотит и мелилитолиты			16	
	5			_ Мелилитолит		
2 (30)	6	П-Оливинит-Турьяит-Мелилитолит- мельтейгит- ийолит-Нефелиновый (Ne) сиенит				
	7	П-мелилитолиты- мельтейгит- ийолит-Ne- сиенит		Мелилитит, мелилит- нефелиновые интрузив- ные фазы (±Мелилитолит)	14	
	8	М-Перидотит -Ийолит-Ne-сиенит			9	
3 (20)	9	П-Оливинит-пироксенит -мельтейгит-ийолит		породы и сиенит		
	10	П-Пироксенит-Ийолит-Уртит-Ne- сиенит П- (±якупирангит) -мельтейгит- Ийолит-Уртит-Ne-сиенит-агпаит- сиенит (фонолит)		Пироксенит и сиенит	23	-
4 (54)	11			Мельтейгит-Ийолит- Уртит- (± ультраоснов- ные породы, сиенит)	87	
5 (14)	12	М- Ийолит-Уртит -Ne-сиенит –ще- лочной гранит – 14 Нефелинитовые экстру- зии (± M-I-U)		38	щелочные	
	13	П-Перидотит-Ne-пироксенит-Ийолит- Уртит- Щелочное габбро-сиенит		- Шелочное габбро-	5	габброи- ды и Ne- сиениты
	14	М- Пироксенит- Ийолит-Габбро-сиенит П- (±якупирангит) -мельтейгит - Габбро-уртит-сиенит-фонолит М- габбро-сиенит-(фонолит)				
6 (56)	15			Эссексит –Базанит – Тефрит		
	16					
	17	М- Ийолит-щелочное габбро	3			
	18	М- (±Ne-сиенит) -(базанит)- Нефелиниты-фонолиты-трахиты	42	Фонолиты, фелъдшпа- тоидные Сиениты	68	Ne- сиениты и фелъ-
7 (75)	19	М- Пироксенит-Ne-сиенит	12			
	20	П- Ийолит -Фояит-Агп. Сиенит- Фонолит		Пироксенит-Сиениты	23	дшпатоид- ные сие-
0 ((1)	21	М-Nе-сиенит	38			ниты щелочны-
0 (01)	22	Сиенит-Ne-сиенит-Агп. сиенит	23	Трахит Кварцевый (О)		
9 (25)	23	23 П- Ne- сиенит- агп. сиенит - трахиты- Q-Сиенит- (±граниты)		трахит, Сиенит, Q- Си- ениты	43	ми сиени- ты и гра- носиениты
	24	М-Гранит-агпаитовые граниты	5			
10 (47)	25	Линейные Массивы дайкового типа лампрофиры и щелочные вулканиты (интрузивные фации неизвестны)		Чисто карбонатитовые массивы с минималь- ным количеством сили- катных пород в виде ще- лочных даек Лампрофи- ры (преимущественно ультраосновные дайки		
		Всего массивов	347		355	

n-Количество массивов; в скобках после номера класса указано общее количество массивов в нем.

На рисунке 2 представлено соотношение числа ассоциаций в провинциях и разницы возрастов между массивами в пределах провинции. Видно, что, во-первых, большинство провинций содержит не более трех классов, и, во-вторых, с увеличением длительности сушествования провинции (разницы в возрастах магматизма в разных массивах) количество представленных классов растет. Нам кажется, что это наблюдение отражает более сложное строение щелочных провинций, чем обычно считают. Поэтому нам представляется, что большой разброс возрастов массивов отражает совмешение в пространстве разных по сути провинций. Понятие щелочных провинций до сих пор проработано недостаточно, часто оно носит только географический характер и геологически не обосновано. Очевидно, что эта информация в базе нуждается в ревизии. Длительность магматизма видимо напрямую связана со сложностью строения массивов.



Рис. 2. График количества петрографических классов (N acc.), выделенных в провинции в зависимости от длительности магматизма (Max-Muh) в млн. лет.

На рисунках 3-4 представлены ряд схем щелочных провинций, в которых цифра у значка указавает на возраст в млн. лет. Пока не понятно, есть ли закономерности в расположении массивов разного возраста в пределах провинции, но в ряде провинций (например Индии) линейность в изменении возраста массивов вдоль провинции отмечена на рисунке 3.

Для карбонатитовых провинций Южной Америки наблюдается совмещение сильно различающихся по возрастам массивов. Видимо с этим связана крайне высокая гетерогенность по петрохимическим типам массивов. В этом случае мы наблюдаем тектоническое совмещение разных провинций – молодых и древних с разным типом магматической специализации. Характерно, что провинции по разную сторонуот LIP существенно отличается по типу магматизма. Это же наблюдение подтверждается при анализе щелочных провинци Сибири. Уджинская и Маймеча Котуйская провинции достаточно близки друг другу. В тоже время сильно отличается от них Чадобецкий массив на юге. В пределах Маймеча-Котуйской провинции можно выделить две области с разным типом магматизма. Северная - оливинит-мелилититовая (1-2 й класс) и южная – мельтейгит-ийолитсиенитовая (3-4 классы).

Указанные примеры позволяют говорить о преимущественно гомогенном строении провинций. Отмеченные примеры гетерогенности типов магматизма скорее отвечают линейному тренду изменения, а не симметричному – центростремительному. Однако мы рассматриваем данные результаты как предварительные, поскольку для уверенных выводом необходима более точная оценка петрохимии массивов с учетом имеющихся аналитических данных.

Интересным вопросом является связь возраста щелочного магматизма с возрастом гигантских магматических провинций толеитовых базальтов (LIP). Как видно из схем, для ряда провинций (Сибирская, Парана), которые имеют близкий возраст и располагаются непосредственно на гра-



Рис. 3. Схема карбонатитового магматизма в области Деканского LIP провинции.

нице LIP, возраст массивов обычно моложе чем возраст базитового вулканизма. То есть первичная базитовая активность LIP обычно завершается щелочным магматизмом. Более сложные соотношения возрастов отмечены, например, в провинции Декан. Восточные участки Деканских лав ассоциируют с более древними щелочными массивами, а на границе основных проявлений LIP встречаются как более древние, так и более молодые проявления. В тоже время широкий интервал возрастов массивов в пределах провинции оставляет этот вопрос не до конца решенным. Интересно отметить, что положение разных провинций на границах LIP области пространственно выклядит как «диаметрально». То есть они располагаются не по всей границе области LIP, а локализуются в определенной ее части, и на противоположной строне LIP области проявляется симметричная провинция, правда с другим петрохимическим типом. Это наблюдение также является пока предварительным, но достаточно интересным, чтобы продолжить исследования в этом направлении.

Выводы

Оценка петрохимического разнобразия щелочного магматизма в пределах провинций мира показала, что в основном, каждая из провинций петрохимически специализирована. В основном в них можно выделить не более 2-3 классов разных типов массивов. Редкие случаи совмещения в пределах провинций нескольких типов скорее всего связаны с совмещением разновозрастных проявлений магматизма связанных с различными плюмовыми источниками.

Зональность провинций носит преимущественно линейный характер. Что свидетельствует о гомогенности плюмового источника в течении достаточно длительного времени.

Связи плюмого и LIP магматизма подчеркиваются близким возрастом молодых проявлений магматизма, в то же время щелочной магматизм в основном завершает толеитовый и характеризуется более широким интервалом возрастов, что делает эту связь менее определнной.

Благодарности

Разработка ГИС проектов по щелочным провинциям Мира в данной работе финансировалась за счет государственного задания ГГМ РАН по теме №0140-2018-0003.



Рис. 4. Схема карбонатитового магматизма в области LIP провинции Парана.



Рис. 5. Схема карбонатитового магматизма в области Сибирской LIP провинции.

- 1. Бородии Л.С., Лапин А.В., Харченко А.Г. Редкометальные камафориты // М.: Наука, 1973. 176 с.
- Asavin A.M. Types of carbonatite and relative associated silicate rocks groups by re-analysis of the Database Woolley and Kjarsgaard // Proceedings of XXXII International Conference on Alkaline Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits. Proceedings of XXXII International Conference. Apatity 7-14 August 2015, M.: GEOKHI RAS, 2015. 158 pp. - I 2015. P.13-17 SBN 978-5-905049-10-1 http://alkaline.web.ru/2015/.
- 3. Woolley Alan R. Igneous silicate rocks associated with carbonatites: their diversity, relative abundances and implications for carbonatite genesis // Per. Mineral. 2003. V .72. Spec. Issue: Eurocarb. P. 9-17.
- 4. Woolley Alan R., Bruce A. Kjarsgaard. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database // The Canadian Mineralogist. 2008. V. 46. P. 741-752.
- 5. Woolley A.R., Kjarsgaard B.A. Book Review // Journal of petrology. 2009. V. 50. N. 1. P. 195-196.

ПИРОМЕТАМОРФИЗМ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МАГЕЛАНОВЫХ ПОДВОДНЫХ ГОР

Асавин А.М.

ГЕОХИ РАН, Москва, aalex06@inbox.ru

Большое внимание последнее время обращают на себя современные подводные излияния при формировании подводных гор и океанических островов. К наиболее известным можно отнести извержения Канарского архипелаге о-в Эль Ерро [3, 5], Азорском архипелаге вулкан Пико [4], Западной Пасифики, подводный вулкан вблизи Гуама Марианского трога Рота-1 [1, 2] и ряд других. Важно, что эти наблюдения показывают, что даже при относительно завершенной вулканической деятельности в пределах цепи подводных гор или архипелага (Гавайи, Канарский архипелаг) вулканическая активность может продолжаться в некоторых объемах.

Роль таких процессов внутриплитного магматизма подводных гор и океанических островов в истории Земли крайне слабо изучена. В результате работы в рейсе НИС «Геленджик» удалось собрать материалы подтверждающие присутствие подводного вулканизма и при формировании древних меловых Магеллановых подводных гор Тихого океана. Был получен материал по гайотам Вулканолог, Коцебу, Говорова. На верхушке гайотов, при подводной фотосьемке, были обнаружены молодые потоки лавы и (рис. 1 а), для сравнения приведены обрывы сложенные пирокластическим материалом древних отложений (рис. 1 б). На (рис. 1 в) видна лавовая труба (лавовод) характерный для подводных излияний элемент, на ее окончании обычно формируется пустотелое вздутие, на фото это вздутие раздроблено. Следует подчеркнуть, что все эти сьемки выполнены на поверхности, гайота где согласно классической теории строения гайота не может быть ничего кроме карбонатных и терригенных отложений.



Рис. 1. Подводные фотографии с молодыми излияниями лав на поверхности гайота мелового возраста (белый буйреп на фото имеет диаметр 20см).

а – потоки лав уступ около 10 м высотой, б – уступ сложенный пирокластикой,
в – лавовая труба потока с разбитым концом, г – лавовая корка потока.





а – фото закаленной лавовой корки подводного извержения покрытой карбонатным (белое) осадком, б – фото обломков лавовых корок подводного извержения на карбонатных (белое) осадках с остатками ракушек.

Кроме того детальная батиметрия с помощью многолучевого эхолота выявила большое количество мелких вулканических конусов, лавовых потоков и других вторичных форм рельефа которые могут подтвердить предположения о наличии недавней вулканической активности.

Драгирование на гайоте также позволило обнаружить слабо измененные вулканиты, как лавового типа, так и вулканокластического. И если вулканокластиты могут быть отнесены к этапу наземного формирования гайота, то подводные низко щелочные лавы (рис. 2) могут относиться только к молодым подводным извержениям (рис. 2).

Петрографические исследования драгированных пород показало, что наряду с обычными вулканитами в большом количестве образцов наблюдаются необычные вулканиты в которых проявлены явления ассимиляции карбонатных осадков. Жилки карбонатных осадков подвергаются метаморфизму, превращаясь в кристаллы кальцита, формируя вокруг себя участки измененного стекла и основной массы. Определяются такие минералы как – мелилит, хлорит, цеолиты, галит. Присутствуют характерные для пеперитов структуры автобрекчий, ассимиляционные структуры. Характерно, что незаполненных миндалин нет, они большей частью полностью заполнены различным тонкозернистым карбонатным веществом. Очень характерны размытые по форме напоминающие листья клена очертания включений. Затем они перекристаллизуются в крупнокристаллический кальцит в виде вкрапленников (рис. 3 е). Интересно, что при этом вокруг этих зон перекристаллизации образуются каймы бурого стекла, иногда появляются зоны зеленого хлорита и цеолитов, а в стекле появляются лейсты мелилита. Это свидетельствует о том, что именно в этих зонах, в расплаве существовали области со свободным флюидом, образовавшиеся при пирометаморфизме карбонатных осадков. По-видимому, по состав флюид отвечал системе - CO2-CO-H2O-Cl. Отсутствие в таких гибридизированных породах вкрапленников магнетита, по-видимому, свидетельствует о восстановительном характере флюида. В одной из пород в основной массе обнаружены тонкие структуры закалочных иголок магнетита типа сноповидных кристаллов. То есть окислительная обстановка в расплаве по-видимому не позволяла кристаллизоваться магнетиту (все железо двухвалентное) и только при закалке режим менялся на окислительный. Вообще, для пород характерно наличие тонкозональных минералов вкрапленников – полевого шпата, клинопироксена. Это свидетельствует о сложной истории излияния лав, наличия промежуточных камер.

Были драгированы вулканиты насыщенные крупными (до 3-см) кристаллами полевого шпата. Это можно интерпретировать, как длительное существование магматических стационарных очагов с расплавом, где в условиях постоянства температуры долго поддерживалось кристалл-расплавное равновесие.

Это закономерно приведет к следующим следствиям при пирометаморфизме пород гайотов расплавы пониженной щелочности в процессах ассимиляции карбонатной крышки гайота и рыхлых осадков должны превращаться в своеобразные высоко кальциевые и щелочные расплавы, при-



Рис. 3. Фото шлифов вулканитов с включениями карбонатного осадка подвергнутого процессам пирометаморфизма.

а – прожилок карбонатного метаморфизованного осадка разламывает крупный вкрапленник полевого шпата в трахибазальте; б – участок трахибазальта вверху с лейстами плагиоклаза внизу карбонатный осадок, в котором видны процессы пирометаморфизма и на границе формируются буро-коричневые зоны стекла; в – область пироморфизма на границы лавы и осадка. В осадке отмечаются остатки фараминифер отмечается перекристаллизция и образования метаморфогенных минералов. Характерно также бурые стекла; г – образования каймы кресс-комулатов метаморфогенных минералов на границе расплава и осадков. В центре осадка формируется кристалличесекий кальцит (белое включение); д – масса округлых карбонатных включений осадка в мезостазисе лавы; е – аморфного карбонатный осадок и крупные вкрапленники кальцита. чем за счет влияние водно-солевых морских растворов температуры плавления будут падать и это обеспечит понижение вязкости расплавов. Что в свою очередь увеличит время существования магматических очагов и время взаимодействия расплавов с окружающей средой. Следовательно, в расплав будут поступать характерные элементы - Sr, Ba, а в окружающую среду подкисленные растворы, создающие гидрохимические барьеры на границе осадок – лава или лава – морская вода. Такие устойчивые гидротермальные системы могут функционировать достаточно долго для образования гидрохимических аномалий вокруг подводных гор и гайотов.

Выводы

Подводя итого можно заключить, что на гайотах широко развиты процессы молодого подводного вулканизма, что подтверждается геологическими, геоморфологическими и петрографическими данными. Это несомненно приведет к особой гидрохимической обстановке в районе извержений – увеличению кислотности морской среды, повышению газонасыщенности и процессам химического преобразования базальтовых расплавов в щелочные высоко кальциевые магмы.

Благодарности

Данная работы выполнена благодаря финансовой поддержки государственного задания Программы Президиума РАН №49 по теме «Внутриплитный вулканизм Тихого океана: оценка масштаба и роли в геодинамике ложа, влияния на состав океанской воды и на гидрогенный рудогенез». Автор также приносит благодарность руководству АО «Южморгеология» за возможность участвовать в рейсе и получить материалы для исследования.

- Chadwick William W., David A. Butterfield, Robert W. Embley, Verena Tunnicliffe, Julie A. Huber, Scott L. Nooner, and David A. Clague Axial Seamount Spot-Light 1 45°57.00'N, 130°00.00'W Oceanography 2010, V. 23. N.1. P. 38-39.
- Dziak R.P., Baker E.T., Shaw A.M., Bohnenstiehl D.R., Chadwick Jr. W.W., Haxel J.H. and Matsumoto H., S.L. Walker Flux measurements of explosive degassing using a yearlong hydroacoustic record at an erupting submarine volcano Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2012. V. 13. N. 1. P. 1-14.
- 3. Lopez Blanco C., M. J., R. Abella, B. Brenes, V. M. Cabrera Rodríguez, B. Casas, I. Domínguez Cerdeña, A. Felpeto, M. Fernández de Villalta, C. del Fresno, O. García, M. J. García-Arias, L. García-Cañada, A. et. Al Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011–2012 submarine eruption Geophysical Research Letters 2012. V. 39. L13303, P. 1-7.
- 4. Mitchell, N. C., Stretch, R., Oppenheimer, C., Kay, D., & Beier, C. Cone morphologies associated with shallow marine eruptions: east Pico Island, Azores. Bulletin of volcanology 2012. V. 74(10). P. 2289-2301.
- Santana-Casiano J. M., M. Gonza'lez-Da'vila, E. Fraile-Nuez, D. de Armas, A. G. Gonza'lez, J. F. Domi'nguez-Yanes & J. Esca'nez The natural ocean acidification and fertilization event caused by the submarine eruption of El Hierro Scientific Reports www.nature.com / scientificreports 2013. V. 3. P. 1140. 8 p.

КЛАСТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ НЕОАРХЕЙСКОГО МОЛАССОИДНОГО КОМПЛЕКСА КОЙКАРСКОГО ДОМЕНА: ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Бакаева А.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, sashe-ku@yandex.ru

Неоархейский молассоидный комплекс Койкарского домена (Центральная Карелия) сформировался на завершающих стадиях (~2.65–2.60 млрд. лет) развития Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, предшествовавших этапу стабилизации Карельского кратона. Интерес к данному объекту вызван тем, что на основе анализа состава терригенных пород, можно реконструировать не только условия формирования осадочного бассейна, но и породных ассоциаций, выведенных в область эрозии до момента его заложения. А это в свою очередь позволит дополнить и уточнить историю формирования континентальной коры региона на границе мезо-неоархея.

Целью исследования является петрографическое и геохимическое изучение кластического материала полимиктовых конгломератов молассоидного комплекса (район оз. Питкилампи, детальное описание приводится в [3] и определение условий формирования пород, представленных в обломках конгломератов.

Методы исследования

Петрографическое изучение пород выполнялись с использованием поляризационного микроскопа «ПОЛАМ Р–312», содержания петрогенных элементов в пробах определялись методом силикатного анализа [2], концентрации редких и редкоземельных элементов измерялись на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 Thermo scientific по методике [4]. Все работы проводились в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

Результаты

В рамках данного исследования выполнено петрографическое и геохимическое изучение кластического материала конгломератов неоархейского молассоидного комплекса в районе оз. Питкилампи. Результаты изучения цемента конгломератов приведены в работе [1]. В данной работе основное внимание уделялось галькам среднего и кислого состава, как наиболее сохранившимся элементам древней континентальной коры. В результате петрографических работ описаны основные типы пород, представленные в обломках. Выявлены гальки основного состава (базальтов, базальтовых коматиитов), размером (2-5)*(10-15) см, представленные мелкозернистыми, массивными породами с фибробластовой структурой, состоящими из хлорита, амфиболов, карбоната и редких зерен титанита и эпидота. Обломки средних и кислых пород представлены дацитами (доминируют в кластической части конгломератов), риодацитами, гранитами, плагиогранитами. Дациты - массивные, порфировые (бластопорфировые) породы с фибробластовой структурой основной массы, сложенной кварцем, хлоритом, плагиоклазом, мусковитом, эпидотом, карбонатом, редкими зернами титанита. Среди вкрапленников выделены зерна плагиоклаза (20-30 об. %) и кварца (5-20 об. %). Размер обломков (3-5)*(8-20) см. Граниты и плагиограниты массивные, среднезернистые с гипидиоморфнозернистой структурой, состоят из плагиоклаза (20-30% об. %), калиевого-полевого шпата (5-15 об. %), кварца (10-20 об. %), эпидота, серицита, рудного минерала и хлорита. Обломки пород кислого состава наиболее крупные в осадочном бассейне, их размер достигает (20-30)*(40-60) см.

Результаты петрохимического анализа галек согласуются с петрографическими наблюдениями: содержание SiO₂ варьирует от 52.33 до 74.78 мас. %, Na₂O+K₂O - 2.31-10.21 мас. %. Среди обломков выделяются породы основного, среднего и кислого состава (рис. 1). В связи с тем, что для молассоидных комплексов (тип Тимискаминг) характерно присутствие галек известково-щелочных и щелочных пород, одной из основных задач данного исследования был поиск подобного кластического материала в конгломератах, не представленного среди существующих в настоящее время магматических комплексов Койкарского домена. В результате работ были обнаружены гальки кислого состава субщелочной серии с содержанием (Na₂O+K₂O) от 9 до 10 мас. %, по петрографическим Бакаева А.В. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.014



Рис. 1. Классификационные диаграммы SiO₂- (Na₂O+K₂O) для галечного материала молассоидного комплекса Койкарского домена.

данным относящиеся к трахидацитами и субщелочным гранитам, и гальки среднего состава близкие по содержанию щелочей (Na₂O+K₂O = 4.89-5.15 мас. %) к базальтовому трахиандезиту (рис. 2).

Для классификации средних и кислых пород и определения потенциальных геодинамических обстановок их формирования, были рассмотрены концентрации Nb, Ta, Rb, Y, Yb в обломках и представлены на дискриминационных диаграммах Дж. Пирса (рис. 2 A, Б, В).

Положение фигуративных точек на диаграммах рис. 2 (Б, В) демонстрирует геохимическую



Рис. 2 Дискриминационные диаграммы Nb–Y (A), Rb–(Y+Nb) (Б), Rb–(Yb+Ta) (В) Дж. Пирса [6] для среднего и кислого кластического материала полимиктовых конгломератов неоархейского молассоидного комплекса Койкарского домена. VAG – граниты вулканических дуг; ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; syn–COLG – коллизионные граниты.

приуроченность кислого материала конгломератов (в том числе и субщелочных пород) к породам вулканических дуг (VAG), образующихся в пределах океанических дуг и активных континентальных окраин.

На диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (рис. 3) положение фигуративных точек составов кислой кластики соответствует области обогащения Th относительно Nb, что может происходить в случае формирования исходных магматических пород в результате субдукционных процессов, контаминации первичными выплавками корового материала или определяться влияния состава мантийного источника [5]. Принимая во внимание концентрации Nb, Ta, Rb, Y и Yb в гальках конгломератов (рис. 2), можно предположить, что наиболее вероятными обстановками формирования источников кислого материала являлись вулканические дуги.



Рис. 3. Вариационная диаграмма Th/Yb – Nb/Yb [5] для галек полимиктовых конгломератов неоархейского молассоидного комплекса Койкарского домена.

Выводы

- В результате петрографических исследований были получены данные об основных типах пород, доминирующих в кластическом материале полимиктовых конгломератов неоархейского молассоидного комплекса Койкарского домена, представленных основными породами (базальтами, базальтовыми коматиитами) и породами среднего и кислого составов (андезитами, дацитами, риолитами, гранитами, плагиогранитами);
- Результаты геохимического изучения пород согласуются с петрографическими наблюдениями, по содержанию Na₂O+K₂O среди кластического материала установлены породы субщелочной серии (рис. 1);
- 3. Изучение распределения концентраций редких элементов (Nb, Ta, Rb, Y, Yb) и отношение Th/Yb и Nb/Yb в кластическом материале позволяют предположить, что вероятной обстановкой формирования первичных магматических пород являлась вулканическая дуга, приуроченная к зоне субдукции.

Данное исследование показало перспективность для региона детального изучения кластического материала для реконструкции утраченных, в результате эрозии, магматических систем и позволяет существенно дополнить существующие представления о развитии Карельского кратона на границе мезо-неоархея.

Работы выполнялись в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН.

- 1. Бакаева А.В. Матрикс полимиктовых конгломератов неоархейского молассоидного бассейна Койкарского домена: геохимическая характеристика, источники материала // Труды Карельского научного центра РАН. № 2. 2018. С. 111-121. DOI:10.17076/geo766.
- 2. Пономарев А.И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. Издательство АН СССР. Москва. 1961. 414 с.
- 3. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
- Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Рыбникова З.П., Михайлова А.И., Парамонов А.С., Утицына В.Л., Эхова М.В., Колодей В.С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. Т. 7. С. 54-73. doi: 10.17076/geo140.
- Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S., Banoeng-Yakubo B. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications // Precambrian Res. 2008. V. 162. P. 403-423.
- 6. Pearce J.A., Harris / V.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.

ФОРСТЕРИТСОДЕРЖАЩИЙ ОГНЕУПОР ИЗ ОТХОДОВ ПРОИЗВОДСТВА КОВДОРСКОГО ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНОГО КОМБИНАТА

Белогурова О.А., Саварина М.А., Шарай Т.В.

Институт химии и технологии редкоземельных элементов и минерального сырья им. И.В Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, belog_oa@chemy.kolasc.net.ru

Успешный опыт промышленного использования «лежалых» отходов обогащения руд, его высокая технологическая, экономическая и экологическая эффективность стали основанием для перехода от бытующего (формального) отношения к отходам горнорудного производства как экологически вредным скоплениям к включению их в состав стратегических перспективных минерально-сырьевых ресурсов управляющей компании и Ковдорского ГОКа. По «генезису» и форме накопления технологические отходы горнорудного производства можно условно разделить на две группы — «мокрые» и «сухие». На Ковдорском ГОКе к первой группе относятся уложенные в хвостохранилище отходы обогатительного производства: мелкие сильнообводненные пески, содержащие остаточные концентрации основных полезных компонентов, а также не извлеченные в производственном процессе по технологическим, экономическим или конъюнктурным причинам ценные или потенциально ценные примеси (например, минерал форстерит с содержанием до 50 % MgO). Ко второй группе отнесены отвалы-склады бедных и забалансовых руд разрабатываемых месторождений» [3].

Необходимость существенного расширения производства и применения форстеритовых огнеупоров обусловлена высокой температурой плавления форстерита (1890 °C), шлако- и металлоустойчивостью. Широкое использование их в промышленности сдерживает низкая термостойкость.

Цель работы – получить термостойкий огнеупорный материал на основе форстеритового концентрата из отходов обогатительного производства Ковдорского ГОКа.

Задачи:

- разработать технологию термостойких форстеритоуглеродистых материалов;
- оценить степень влияния химического и гранулометрического составов исходных материалов (концентрата, брикета и добавок) на свойства форстеритовых огнеупоров;
- установить зависимость технических характеристик огнеупора от температуры обжига брикета.

Химический анализ форстеритового концентрата из отходов обогатительного производства по главным оксидам, мас. %: MgO – 42.0; SiO₂ – 30.6; FeO – 5.30; Fe₂O₃ – 5.91, CaO – 2.40; п.п.п. – 0.11. В подчиненных количествах в структуру могут входить катионы Al³⁺ и Mn²⁺. Поведение магнезиальносиликатного сырья при обжиге зависит от степени его чистоты.

Размеры зерен форстеритового концентрата из отходов обогатительного производства находятся в узком диапазоне значений – 0.2-0 мм. Большая часть примесных минералов находится в сростках, келифитовых каймах, в промежутках между трещинами в зернах. В форстерите из апатито-форстерито-магнетитовых пород Ковдорского массива присутствует от 3 до 8 % фаялитового компонента [4].

Изучение морфологической картины поверхности проводилось на сканирующем электронном микроскопе SEM LEO 420 (CARL ZEISS, Германия). Качественный и количественный состав локальных участков образцов получен рентгеноспектральным микрозондовым анализом (PMA) при помощи энергодисперсионной микрозондовой приставки INCA Energy 400 (OXFORD Instruments, Великобритания). Обнаружено, что после термической обработки концентрата при 1450 °C появляются фазы спектрально схожие по составу на бронзит, гиперстен, диопсид и пироп. Для уменьшения влияния примесей и повышения огнеупорных свойств материала к форстеритовому концентрату, полученному из отходов обогатительного производства Ковдорского ГОКа, необходимо добавлять оксид магния, в данной работе использован бой магнезитовых изделий. В технологии форстеритовых огнеупоров предпочтителен следующий гранулометрический состав шихты: до 55 мас. % фракции 3-0.63 мм, до 40 мас. % фракции менее 0.1 мм. Следовательно, для сырого форстеритового концентрата, гранулометрический состав которого находится в диапазоне 0.2-0 мм, требуется брикетирование.

Составы брикета: № 1 – 100% форстеритовый концентрат, № 8 – 60% фр. 0.2-0 мм и 15% фр. < 0.063 мм форстеритового концентрата и 25% боя магнезитовых изделий фр. 3-0.2 мм; № 8.1 – 50% фр. 0.2-0 мм и 15% фр. <0.063 мм форстеритового концентрата и 35% боя магнезитовых изделий фр. 3-0.2 мм.

Технологическая схема получения брикета: шихта определенного состава из форстеритового концентрата фракции 0.2-0 мм, боя магнезитовых изделий фракции 3-0.2 мм перемешивается, вводится связка (поливиниловый спирт), прессуется под давлением 50-70 МПа, высушивается в естественных условиях в течение суток. Затем обжигается при температурах 1300, 1400, 1450 °C. Полученный брикет дробят с получением фракций 3-0 мм, часть подвергают помолу на виброистирателе ИВ 1, для получения фракции менее 0.063 мм. При получении брикета из форстеритового концентрата определяли влияние состава шихты и температуры обжига на его свойства.

Установлена зависимость основных свойств брикета от состава шихты (рис. 1). Для образцов всех составов брикета, обожженных при 1300, 1400, 1450 °C, термостойкость составила одну теплосмену.

В легенде состав шихты из сырого форстеритового концентрата с добавлением вибромолотой фракции (*) и боя магнезитовых изделий (б), мас.%.



Рис. 1. Сравнительная гистограмма свойств брикета из форстеритового концентрата, обожженного при 1400 °C. ρ-плотность, По – пористость, ΔV – изменение объема, б – прочность.

Введение углерода в шихту для получения форстеритового огнеупора повышает теплопроводность и снижает коэффициент линейного расширения тем самым, увеличивая термостойкость. Ранее в наших исследованиях были получены форстеритоуглеродистые огнеупоры из оливинита Хабозера с использованием ряда антиоксидантов [1, 2].

Построены гистограммы зависимости свойств образцов на основе брикетов № 1, 8 и 8.1 идентичных составов от температуры его обжига (рис. 2-4).

Для форстеритоуглеродистых образцов на основе брикета разного состава показатели плотности и изменения объема практически неизменны, открытой пористости и водопоглощения уменьшаются, термостойкости и прочности увеличиваются с повышением температуры обжига. Анализ данных показывает, что в форстеритовый концентрат необходимо вводить до 35% боя магнезито-



Рис. 2. Свойства форстеритоуглеродистых образцов на основе брикета № 1, обожженного при 1300°С и 1400°С. ρ – плотность, По – пористость, б – прочность, W – водопоглощение, T – термостойкость (1300°С – вода), ΔV – изменение объема.



Наименование показателей

Рис. 3. Свойства форстеритоуглеродистых образцов на основе брикета № 8, обожженного при 1300 °С и 1400 °С. ρ – плотность, По – пористость, б – прочность, W – водопоглощение, T – термостойкость(1300 °С – вода), ΔV – изменение объема.

вых изделий. Установлено, что состав шихты, а именно, количество фракции брикета из форстеритового концентрата менее 0.063 мм и фракции 3-0.2 мм боя магнезитовых изделий, влияют достаточно эффективно на все физико-технические свойства (рис. 2-4). Максимальный показатель тер-







Т – термостойкость(1300 ° С – вода), ΔV – изменение объема.

мостойкости был получен для форстеритоуглеродистых образцов из шихты, содержащей брикет на основе форстеритового концентрата, с введением его тонкомолотой составляющей, и 35 мас. % боя магнезитовых изделий.

- Гришин Н.Н., Белогурова О.А. Разработка термостойкого форстеритового огнеупора на основании модели влияния теплопроводности на термическое разрушение футеровок // Новые огнеупоры. 2006. № 5. С. 32-35.
- 2. Гришин Н.Н., Белогурова О.А. Влияние структурирующих добавок на термостойкость форстеритовых огнеупоров // Огнеупоры и техническая керамика. 2007. № 9. С. 3-8.
- 3. Петрик А.И., Быховец А.Н., Сохарев В.А., Переин В.Н., Сердюков А.П. Модернизация минеральносырьевой базы в стратегии долгосрочного развития Ковдорского ГОКа // Горный журнал. 2012. № 10. С. 12-17.
- 4. Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И. Геология месторождений Ковдорского массива. СПб.:Изд-во С.-Петерб.ун-та. 2002. 146 с.

НОВЫЕ ПОСТУПЛЕНИЯ В КОЛЛЕКЦИЮ МУЗЕЯ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМ. И.В. БЕЛЬКОВА ГИ КНЦ РАН В 2017 г.

Борисова В.В., Волошин А.В., Жихарева Н.Г., Чернявский А.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, borisova@geoksc.apatity.ru; vol@geoksc.apatity.ru

Одним из ключевых моментов деятельности музеев является сохранение и приумножение музейных фондов. В последние годы отмечается тенденция активного пополнения музейной коллекции основного и научно-вспомогательного фонда, что свидетельствует об успешном развитии музейного дела в институте.

В 2017 г. основной фонд музея пополнился на 127 образцов, из них 92 образца были выставлены в экспозиции музея. Систематическую коллекцию минералов пополнили 80 образцов, коллекцию с новыми минералами – 10, коллекцию руд – 3 и петрографическую коллекцию – 34.

Значительно расширилась география поступлений. Наибольшее количество образцов поступило из Хибино – Ловозёрского комплекса – 58. Далее геологические объекты распределились следующим образом: Вороньи тундры – 18, Южное обрамление Печенги – 11, Вуориярви и Ковдор – 7, Печенгское месторождение – 4, Кейвы, Салла-Куолаярвинская зона и Панареченская структура – по 3 образца, Южное Прихибинье (Пирротиновое ущелье) – 2, Беломорское побережье, массив Падостундра, Мончеплутон и Риж-губа (Мончегорский район) – по одному образцу. В основном фонде музея восстановлены 14 образцов пород Кургинского массива (коллекция И.В. Буссен, А.С. Сахарова, 1976).

Коллекция музея обновилась на 31 минеральный вид: теллур, алексит, *бамболлаит*, волынскит, вудхаузеит, *гафнон, жеффруаит*, калаверит, <u>кампелит</u>, кингсмаунтинит, клаусталит, козалит, колорадоит, коннеллит, лепидокрокит, менегинит, монтбрейит, нагиагит, *намибит*, петцит, радхакришнаит, станнин, теллуровисмутит, тетрадимит, ульманнит, фрейеслебенит, *хенриит*, цумоит, *шмиттерит*, эмпрессит и эосфорит (курсивом выделены первые находки в России, подчёркнут новый минеральный вид).

Коллекцию *новых минеральных видов* Ловозёрского массива дополнили образцы с минералами из пегматитовой залежи «Юбилейная-2», вскрытой подземной выработкой на руднике Карнасурт в начале 2016 г. – баритолампрофиллит (рис. 1), мурманит (по ломоносовиту), пенквилксит, раит и манганонептунит (И.В. Пеков, И.С. Лыкова).

Коллекция Хибинского массива пополнилась образцами с чкаловитом Восточного рудника (г. Коашва), беталомоносовитом и щербаковитом г. Ньорпахк (А.П. Николаев), а также образцом тонковолокнистого лампрофиллита г. Юкспор (И.С. Красоткин).



Рис. 1. А – баритолампрофиллит со сферолитом фторапатита. Ловозерский массив, рудник Карнасурт, пегматитовая залежь «Юбилейная-2» (ГИМ 7736); Б – сферолиты эосфорита. Вороньи тундры, г. Васин-Мыльк (ГИМ 7664/1).

В декабре 2016 г. Международной комиссией по новым минералам (МКННМ ММА) был утверждён новый минеральный вид – кампелит. Это второй скандиевый фосфат, Ва₆Mg₃Sc₈(PO₄)₁₂(OH)₆·7H₂O, открытый в Ковдорском массиве после ёнаита [3]. Кампелит был обнаружен в фоскорит-карбонатитовом комплексе на Железном руднике. В открытии участвовал коллектив авторов: В.Н. Яковенчук, Г.Ю. Иванюк, Т.Л. Паникоровский, С.Н. Бритвин, С.В. Кривовичев, В.В. Шиловских и Н.Н. Бочаров. Минерал назван в честь российского горного инженера Ф.Б. Кампеля за его вклад в развитие технологий в рудничном процессе добычи комплексных магнетит-апатит-бадделеитовых руд Ковдорского месторождения. Образец передал в музей В.Н. Яковенчук.

Редкие минеральные виды Кольского региона

Для уточнения статуса минералов при их паспортизации музеем регулярно проводится диагностика минералов рентгено-фазовым и электронно-зондовым анализом. В 2016-17 гг. в музейных образцах впервые для Кольского региона были установлены намибит – первая находка в России и коннеллит – вторая находка в России. Об этих находках было сделано сообщение на VIII научной сессии, посвящённой Дню российской науки (10 февраля 2017 г.), материалы опубликованы в Трудах XIV Всероссийской Ферсмановской научной сессии [1].

В редкометалльных гранитных пегматитах Вороньих тундр обнаружено около 140 минеральных видов, среди которых 12 новых и большое число редких минералов. Представительную коллекцию образцов с редкими минералами месторождения г. Васин–Мыльк передал А.В. Волошин. Среди них фосфаты - кингсмаунтинит, вудхаузеит, эосфорит (рис. 1) и файрфилдит, сложные оксиды Та и Nb - воджинит и иксиолит, а также первая находка в России и третья в мире – гафнон, Hf(SiO₄). Гафнон обнаружен в образцах мелкозернистого грейзена альбит-лепидолит-кварцевого состава из альбитизированных пегматитов. Минерал образует в кристаллах высокогафниевого циркона краевую зону, которая хорошо проявляется на снимках в отражённых электронах и катодной люминесценции. Минерал достоверно диагностируется по химическому составу по преобладанию Hf над Zr [2].

В колчеданных рудах Южного Прихибинья (Пирротиновое ущелье) в последнее время также обнаружено много редких минералов. Коллекция этого района пополнилась аншлифами с ульманнитом - сульфидом Ni и Sb и хенриитом – теллуридом Cu и Ag (C.M. Карпов).

В аншлифах из метасоматитов по вулканитам Панареченской структуры представлены редкие минералы, относящиеся как к собственно элементам - теллур, так и к Au, Ag, Bi, Hg, Pb теллуридам - волынскит, колорадоит, петцит, теллуровисмутит, цумоит, эмпрессит и радхакришнаит; сульфотеллуридам с Pb, Bi - алексит, тетрадимит; Au, Pb, Te сульфосолям - нагиагит. В ассоциации с ними находятся такие редкие Ag, Cu, Pb, Fe сульфосоли, как козалит, эмплектит, менегинит, фрейеслебенит, станнин и тетраэдрит (А.В. Чернявский).

Редкими минералами пополнилась коллекция Салла-Куолаярвинской зоны: из метасоматитов участка «Озёрный» в музей поступили аншлифы с такими Au, Cu теллуридами, как калаверит и бамболлаит в ассоциации с мелонитом и алтаитом, а также U-Te теллурат – шмиттерит; из кварцевой жилы участка «Кайралы» - аншлиф с теллуридами - монтбрейитом и калаверитом (А.В. Чернявский).

Впервые в коллекции музея появился аншлиф с селенидами Cu, Fe, Ag и Pb – жеффруаитом и клаусталитом. Сульфиды были обнаружены в плагиопироксенитах Южно-Сопчинского месторождения Мончегорского рудного района (А.В. Чернявский).

В последние годы ведутся активные работы по изучению минералогии колчеданных руд участка Брагино Южного обрамления Печенгской зоны. Часть образцов с редкими минералами из этого участка поступила в музей. Среди них оксиды - лепидокрокит и кульсонит, а также сульфат - роценит (А.А. Компанченко). Кульсонит и роценит – вторые находки в Кольском регионе.

Дюмортьерит, боросиликат Al, относится к редким минералам Кольского региона и до сих пор был известен только в редкометалльных пегматитах Вороньих тундр, поэтому находка дюмортьерита в кварцевой жиле, секущей эклогиты участка Куру-Ваара (Ковдорский район) была неожиданной и интересной. А.Н. Конилов передал в музей шлиф с симплектитами высокоглинозёмистых минералов – дюмортьерита, корунда и кианита, с полевым шпатом.

Хибинский щелочной массив

В феврале 2017 г. в подземном руднике на г. Кукисвумчорр была вскрыта наиболее крупная из известных в пределах щелочных массивов минерализованная полость. В залежи из этой полости, получившей название «Натролитовая», исследователями - И.В. Пековым, А.П. Николаевым и В.Н. Яковенчуком, установлено более 30 минеральных видов. В Выставочном зале музея создана экспозиция минералов этой уникальной залежи. Красочные образцы музейной значимости с друзами кристаллов натролита, пластинчатыми кристаллами кальцита («папиршпата») и «льдистым» натроном (рис. 2), зональными кристаллами микроклина и другими минералами поступили в основной фонд музея от Д.В. Жирова, А.П. Николаева и А.Р. Курбанова.



Рис. 2. Кристалл кальцита («папиршпат») – А, натрон – Б. Хибинский массив, Кировский рудник, залежь «Натролитовая» (ГИМ 7672, ГИМ 7694).

Необычные эффектные образцы с ярко-жёлтыми псевдоморфозами по нефелину с г. Вудьяврчорр переданы И.С. Красоткиным и Г.С. Ильиным. В составе псевдоморфоз рентгено-фазовым анализом определена смесь минералов из шабазита, анальцима и кальцита.

Коллекция Хибинского массива пополнилась образцом керна скважины с анкилитом и сульфидами в карбонатите из карбонатитового штока района р. Тульйок (Е.Н. Козлов), а также образцами из старых коллекций института – микроклином с хорошо выраженными зонами роста, дельхайелитом (г. Кукисвумчорр, отвалы Кировского рудника) и альстонитом (г. Ньорпахк).

Ловозёрский массив

К наиболее красочным образцам нового поступления относятся образцы с виллиомитом, радиально-лучистыми агрегатами эгирина (рис. 3), сферолитами фторапатита и коричнево-красным эвдиалитом с г. Карнасурт, а также образцы с кристаллами циркона с Умбозерского рудника (В.А. Нивин, В.В. Пуха). Кроме того, экспозиция массива пополнилась крупными, до 6-7 см в длину, кристаллами фторапатита с г. Леппхе (коллекция А.Н. Кулакова) и оригинальными образцами с кавернозным натролитом и волокнистым травяно-зелёным эгирином в розовом натролите из пегматитовой залежи «Юбилейная», г. Карнасурт (коллекция И.В. Буссен).

Другие геологические объекты Кольского региона

Экспозицию массива Вуориярви обновили 3 образца из старых коллекций института - с фторапатитом, флогопитом, магнетитом, канкринитом и актинолитом (коллекция Л.В. Козыревой).



Рис. 3. А – радиально-лучистые агрегаты эгирина в пегматите. Ловозёрский массив, г. Карнасурт (ГИМ 7665); Б – кальцитовый карбонатит с гнёздами ковдорскита. Ковдорский массив, Железорудное месторождение (ГИМ 7678).

Коллекция минералов Западных Кейв пополнилась образцом с экандрюситом из пегматитов в щелочных гранитах Белых тундр (А.В. Волошин) и образцом с таблитчатыми кристаллами апатита из силекситов района г. Чанейшпахк (коллекция И.В. Белькова).

Коллекцию минералов редкометалльных пегматитов Вороньих тундр, г. Васин-Мыльк, дополнили красочные образцы с кристаллами серебристо-сиреневого лепидолита (А.В. Волошин).

В коллекции руд впервые появился образец с хромит-магнетитовыми рудами гипербазитового массива Падос, южное обрамление Лапландского гранулитового пояса (П.А. Серов). Коллекцию дополнили образцы сплошных сульфидных медно-никелевых руд Печенги, месторождение «Заполярное» (Ю.Н. Нерадовский) и магнетитовых руд Железорудного месторождения Ковдорского массива (Д.В. Жиров).

В последние годы интенсивно расширяется экспозиция *Петрографического отдела* музея. В 2017 г. из 34 поступивших образцов различных пород 20 были выставлены в экспозиции. Среди них - эффектный образец кальцитового карбонатита с гнёздами ковдорскита (рис. 3) Железорудного месторождения Ковдорского массива (А.А. Завьялов).

Экспозицию пород Печенгской рифтогенной структуры украсил оригинальный образец с магнетит-тальк-диопсидовым обособлением в серпентиновой жиле массива Пильгуярви (Ю.Н. Нерадовский), а также образцы с кальцит-серпентиновыми прожилками в метаультрабазитах месторождения «Заполярное» (Ю.Л. Войтеховский).

Большую коллекцию из красивейших полированных штуфов тингуаитов Хибинского массива (гор Тахтарвумчорр, Кукисвумчорр и Поачвумчорр) передал В.Л. Семёнов. Это позволило вместе с другими образцами тингуаитов, имевшихся в коллекции музея, оформить постоянную экспозицию «Тингуаиты Хибин» в Выставочном зале музея.

Впервые в петрографической коллекции музея появился образец, представляющий собой реликт древнейшей коры выветривания гранитоидного фундамента, Риж-губа Мончегорский район (В.И. Пожиленко, Д.В. Жиров).

Источники поступлений

В пополнении коллекции музея принимали участие следующие сотрудники Геологического института: Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, В.А. Нивин, В.Н. Яковенчук, Ю.Н. Нерадовский, В.И. Пожиленко, С.М. Карпов, П.А. Серов, Е.Н. Козлов, Д.В. Жиров, А.В. Чернявский, А.А. Компанченко, В.В. Пуха, В.Л. Семёнов. В дар получены образцы минералов и пород от сотрудников других организаций и коллекционеров-любителей – И.В. Пекова (МГУ, г. Москва), И.С. Лыковой (музей им. А.Е. Ферсмана, г. Москва), А.Н. Конилова (ГИН, г. Москва), И.С. Красоткина (ПетрГУ, г. Кировск), А.П. Николаева (г. Кировск), Г.С. Ильина (ИИЕТ им. С.И. Вавилова, г. Москва),
А.Л. Лескова (г. Кировск), В.И. Петровой (г. Кировск), А.Р. Курбанова (АО «Апатит») и А.А. Завьялова (Ковдорский ГОК).

Музей глубоко признателен всем, кто содействовал пополнению музейных фондов и надеется на дальнейшее плодотворное сотрудничество. Фотографии образцов выполнены младшим научным сотрудником ГИ КНЦ РАН А.В. Чернявским.

- Волошин А.В., Компанченко А.А., Карпов С.М., Борисова В.В. Новые данные о минералах. Вып. 3. Первые находки в России и в Кольском регионе // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2017. С. 71-77.
- Кудряшов Н.М., Волошин А.В., Удоратина О.В. Высокогафниевый циркон из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2017. С. 120-125.
- 3. Лиферович Р.П., Яковенчук В.Н., Пахомовский Ю.А. Ёнаит, CaMgSc(PO₄)₂(OH)·4H₂O новый минерал скандия из доломитовых карбонатитов Ковдорского массива // ЗВМО. 1997. Т. 126. № 4. С. 80-88.

СТРОЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В МЕЖДУРЕЧЬЕ РЕК ЧЁРНАЯ, КУЗРЕКА, ХЛЕБНАЯ (ЮГ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Вашков А.А., Носова О.Ю.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, vashkov@geoksc.apatity.ru

Ледниковые отложения и связанные с ними формы рельефа на территории Кольского региона изучаются уже больше 110 лет отечественными и зарубежными геологами. При этом большое внимание уделяется системам конечно-моренного рельефа, исследование которых является ключевым для выяснения особенностей развития последнего оледенения и ледникового морфогенеза. Одной из таких систем является полоса холмисто-грядового рельефа, расположенная субширотно вдоль южного берега Кольского полуострова и называемая Терскими Кейвами [6, 9]. В западной части этой системы к ней примыкает субмеридиональная полоса краевых ледниковых образований, что делает этот район специфичным и заслуживающим особого внимания. Первое комплексное исследование ледникового рельефа здесь было проведено в 1960-70 гг. С.А. Стрелковым, Б.Н. Кошечкиным, В.Я. Евзеровым, Г.С. Рубинраутом и другими [6]. Проведенная работа опиралась на большой фактический материал, полученный ранее В. Рамзаем, А.А. Полкановым, М.А. Лавровой, А.А. Никоновым, А.Д. Армандом, Н.Н. Арманд, М.К. Граве и другими, в том числе в ходе геологической съемки. В результате было установлено, что западная часть Терских Кейв относится к межлопастным моренным грядам, осложненным водно-ледниковыми образованиями. В последующие годы геологическое строение и генезис данной территории обсуждался в работах В.Я. Евзерова [3], В.В. Кольки и О.П. Корсаковой [4, 10], И. Экмана и В. Ильина [8], И.Д. Демидова с соавторами [7], А. Stroeven с соавторами [11] и другими исследователями.

Район исследования находится в пределах Кандалакшского берега Белого моря и прилегает к полуострову Турий. Полевые работы проводились в междуречьях рек Чёрная, Кузрека, Хлебная, Мосеева (рис. 1). Поверхность кристаллического фундамента в пределах исследуемого района залегает на глубинах 0-50 м и находится на абсолютных отметках от -50 м в пределах дна Кандалакшского залива Белого моря до +85 м в пределах отдельных выступов фундамента в северо-восточной части района работ. Породы кристаллического фундамента района работ представлены кварцевыми диоритами, порфировыми гранитами умбинского комплекса и полимиктовыми песчаниками и конгломератами терской свиты. Четвертичные образования представлены маломощным пре-



Рис. 1. Местоположение района работ.

рывистым чехлом ледниковых, водно-ледниковых, морских, аллювиальных и болотных отложений. Ледниковые аккумуляции участвуют в строении грядового, грядово-холмистого рельефа.

В ходе исследования *геологическими методами* изучались естественные обнажения. При этом проводилось подробное изучение литологии и структурнотекстурных особенностей ледниковых и водноледниковых осадков. Для подтверждения генезиса ледниковых слоев и определения направлений нагнетания обломочного материала применялся *структурный метод* массовых замеров плоскостных (плоскости плиток, слоистости) и линейных



Рис. 2. Геоморфологическая схема (I) и разрез четвертичных отложений междуречья рек Чёрная, Кузрека, Хлебная, Мосеева (II).

1 – холмистая моренная равнина (на схеме) и базальный тилл (на разрезе); 2 – абляционный тилл (на разрезе); 3 – складчатый тилл (на разрезе); 4 – водно-ледниковая равнина (на схеме) и водно-ледниковые отложения (на разрезе); 5 – площадки (на схеме) и отложения (на разрезе) аккумулятивных морских террас; 6 – речные долины; 7 – эоловый рельеф; 8 – болотные массивы; 9 – выступы коренных пород с рельефом бараньих лбов и флибергов (на схеме) и кристаллические породы (на разрезе); 10 – гряда-увал с напорным моренным основанием (на схеме); 11 – насыпные моренные гряды; 12 – направление падения плоскостных элементов основных морен и направление падения слоистости водноледниковых отложений; 13 – положение геологических разрезов; 14 – изученные обнажения.

(длинные оси галек и валунов) элементов тиллов. *Геоморфологические методы* заключались в сопоставлении геологических данных с формами рельефа, которые наблюдались на местности.

В ходе полевых работ было установлено, что ледниковая морфоскульптура исследуемого района представлена грядой-увалом с напорным моренным основанием, холмистой моренной равниной и насыпными моренными грядами. Указанные формы группируются в крупные массивы прямоугольной или изометричной формы размерами 1.8 × 1.5 км, которые хорошо выражены в рельефе на абсолютных отметках 35-75 м н.у.м., доминируя над рельефом голоценовых морских террас. Массивы разделены между собой речными долинами и более мелкими эрозионными понижениями (рис. 2).

Гряда-увал с напорным моренным основанием расположена в 1.5 км к северу от д. Мосеево. Её длинна около 1.2 км, ширина около 0.4-0.5 км, относительная высота 12-20 м. Гряда вытянута с севера на юг, имеет вид выпуклой к западу дуги. Строение гряды изучено в трех обнажения (разрезы Мосеево-1, 2, 3), расположенных у автомобильной дороги Умба – Варзуга и в карьере. Поверхность гряды сложена абляционным тиллом мощностью от 2 до 6 м, представленным гравийногалечными отложениями с большим числом валунов, песком и алеврито-глинистыми частицами. Отложения не сортированы, обнаруживают признаки слоистости в нижней части слоя. Ниже абляционного тилла залегают осадки водно-ледникового ряда. Они вскрыты на глубине 2-3 м, характеризуются мощностью до 1.5 м, относительно плохой сортировкой. Залегающий в их основании глинистый песок с тонкими прослойками алеврита указывает на формирование этих осадков в условиях переменно-проточного водоёма. Параллельная слоистость в разнозернистых песках свидетельствует о последующем незначительном усилении оттока талых вод. Базальный тилл, входящий в состав гряды представлен глинистыми песками с гравием, галькой и валунами, имеющими характерную для Кольского региона зеленовато-серую окраску [2]. Характерной его чертой является плитчатая текстура и наличие линз тонко-мелкозернистого песка между отдельными плитками и в нижних частях ячеек, занятых крупными гальками и валунами [5]. Плитчатая текстура тилла свидетельствует о его формировании в условиях вязко-пластичного течения моренонасыщенного льда [1]. Анализ замеров плоскостных элементов в базальном тилле указывает на движение моренонасыщенного льда с юго-запада на северо-восток. В ядре гряды залегает складчатый тилл, представленный дислоцированными, смятыми в лежачую складку бледно-красными песками и песчано-гравийными смесями с линзами-блоками базального тилла. Падение крыльев и осевой плоскости складки направлено к юго-западу. Это практически совпадает с азимутом падения плоскостных элементов, установленных в базальном тилле. Особенности структуры, цвет, хорошая окатанность и высокая насыщенность дислоцированного материала местными породами (песчаниками терской свиты) позволяют предположить, что в складку собраны морские отложения, которые залегали в пределах котловины Белого моря к востоку от полуострова Турий. Дистальный (восточный) склон гряды-увала осложняется плащеобразным покровом флювиогляциальных отложений, представленных переслаиванием песчано-гравийных смесей и разнозернистых песков фации конусов выноса и дельт.

Холмистая моренная равнина представлена на обширных вершинных поверхностях и пологих склонах крупных изометричных холмов-массивов, которые занимают водоразделы рек Чёрная – Кузрека – Хлебная. В их строении принимают участие ледниковые аккумуляции двух фаций: базального тилла, представленного как правило плотным песком зеленовато-серого цвета и абляционного тилла, представленного не сортированной гравийно-галечной смесью с валунами. Эти осадки имеют мощность до 5-8 м, залегают в виде прерывистого плащеобразного покрова. В распределении их мощности отмечается связь с рельефом кристаллического фундамента.

Поверхность моренной равнины в пределах исследуемой территории осложняется *насыпными моренными грядами*. Они обычно имеют длину 0.2-0.4 км, ширину 0.02-0.04 км и высоту 2-5 м. Плановое расположение гряд закономерно. Они тяготеют к поднятиям поверхности кристаллических пород: либо продолжают по простиранию их гребни, либо радиально обрамляют поднятия по периметру. Отмечается радиальное расположение гряд вокруг поднятия кристаллического фундамента. В современном рельефе насыпные моренные гряды выражены за счет увеличения мощности абляционного тилла с 0.5-1.0 м до 2-4 м. Абляционный тилл представлен гравийно-галечной смесью с валунами, не сортированной и не слоистой. Реже присутствуют отложения смешанного генезиса – флювиогляциальные аккумуляции со следами размыва абляционных тиллов. Такие осадки отличаются от тиллов лучшей сортировкой обломков.

Ледниковый рельеф района работ имеет свои отчетливые морфологические черты и расположен ярусно. Верхний ярус рельефа занимают ледниково-экзарационные формы. Это обработанные воздействием ледника наиболее высокие выступы кристаллического фундамента, представленные бараньими лбами и флибергами с относительной высотой до 5-10 м. В современном рельефе эти формы занимают отметки 55-90 м над уровнем моря (н.у.м). и доминируют над окружающим их ледниково-аккумулятивным рельефом. Наиболее чувствительны к поднятиям кристаллического фундамента насыпные моренные гряды. Они надстраивают поверхность моренной равнины и занимают следующий ярус рельефа высотой в 50-80 м н.у.м.. Непосредственно сама холмистая моренная равнина занимает более низкий ярус рельефа в 35-75 м н.у.м. Она целиком приурочена к крупным холмам-массивам и в основном подчинена поверхности кристаллических пород, сглаживая их поверхность. Моренная равнина расчленяется речными долинами и понижениями, занятыми временными водными потоками, а самые низкие замкнутые участки заболочены. Нижний ярус ледникового рельефа в 35-50 м н.у.м. занимает гряда-увал с напорным моренным основанием. Гряда возвышается над прилегающей к ней поверхностью морской террасы, в северной части примыкая к моренной равнине. Поверхность морских террас с осложняющими ее эоловыми формами в районе исследования образует самый низкий ярус рельефа с верхней границей 35 м н.у.м.

Таким образом, изучение ледниковых образований в бассейне рек Чёрная, Кузрека, Хлебная и Мосеева позволило установить особенности ледникового морфогенеза и выяснить механизм формирования ледниковой толщи этой территории. Полученные результаты будут использованы в дальнейших работах по установлению особенностей ледникового морфогенеза Кольского региона и могут позволить расшифровать механизм формирования и возраст краевых ледниковых образований района Терских Кейв и примыкающего к ним субмередионального пояса краевых образований.

Авторы выражают благодарность Ильченко В.Л. и Толстоброву Д.С. за помощь в полевых работах и Кольке В.В. и Корсаковой О.П. за консультации при написании статьи.

Исследования выполнены в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0010.

- 1. Аболтиньш О.П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне. 1989. 284 с.
- 2. Евзеров В.Я. Литология морены поздневалдайского оледенения западной части Кольского полуострова // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2017. Т. 20. № 1-1. С. 48-59.
- Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых образований Кольского региона // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61-73.
- 4. Колька В.В. Мунозерская островная возвышенность // Вестник Мурманского государственного технического университета. 1998. Т. 1. № 3. С. 79-88.
- Семенова Л.Р. Ледниковая геология Кольского полуострова (поздний плейстоцен) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук по специальности 25.00.01 Общая и региональная геология: СПб. ВСЕГЕИ. 2004. 23 с.
- 6. Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 1976. 164 с.
- 7. Demidov I., Houmark-Nielsen M., Kjær K., Larsen E. The Last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: Ice flow patters and decay dynamics // Boreas. 2006. № 4. P. 425-443.
- Ekman I., Iljin V. Deglaciations, the Younger Dryas End Moraines and their Correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent Areas // Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines. Field Conferencion. Espoo. 1991. P. 73-101.
- Hättestrand C., Kolka V., Stroeven A. The Keiva marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: A Key Component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian ice sheet// Boreas. 2007. № 4. P. 352-370.
- 10. Kolka V., Korsakova O., Nikolaeva S., Yevzerov V. The Late Pleistocene interglacial, late glacial iandforms and Holocene neotectonics of the Kola Pepinsula // ICG excursion. № 34. August 14-23. 2008. 72 p.
- Stroeven A.P., Hättestrand C., Kleman J. and all. Degaciation of Fennoscandia // Quaternary Science Reviews. 2016. P. 1-31.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ТИП НЕОАРХЕЙСКИХ СУБЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ

Ветрин В.Р.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, ИМГРЭ, Mocквa, vetrin@geoksc.apatity.ru

Самые древние в истории Земли щелочные и субщелочные породы калиевой специфики известны в кратоне Пилбара Западной Австралии [11], тогда как первые геологически значимые проявления щелочного магматизма во многих кратонах Земли приурочены к интервалу времени 2.5-2.7 млрд. лет [8, 13, 14, 4, 1]. Одним из таких регионов является Кольский полуостров, в центральной части которого расположена неоархейская щелочная провинция, занимающая площадь более 2500 км² и сложенная щелочными гранитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами. Помимо щелочных пород в состав провинции входят породы субщелочного состава, по времени образования более ранние по отношению к щелочным гранитам, и выделенные в составе неоархейской вулкано-плутонической ассоциации латитов-монцонитов-гранитов [2].

Образование исходных магм ассоциации предполагается за счет плавления метасоматически измененных пород основного состава при внедрении в нижнюю кору базитовых расплавов, исходных для пород дайкового комплекса и массивов габбролабрадоритов (см. статью В.Р. Ветрина в



Рис. 1. Диаграммы тектонической дискриминации гранитоидов: Zr+Nb+Ce+Y – FeOt/MgO (а) и 100000*Ga/Al (б) [15], Y+Nb – Rb (в) [12], Y- Nb- Ce (г) [6]. FG- фракционированные лейкократовые граниты, OGT- поле составов М-, I-, S-типов гранитоидов, VAG- граниты островных дуг, sin-COLG- синколлизионные граниты, ORG- граниты океанических хребтов, WPG- внутриплитные граниты. A1- гранитоиды А-типа анорогенных обстановок, A2- постколлизионные, посторогенные и анорогенные гранитоиды А-типа, формировавшиеся из базальтового источника островных дуг и континентальных окраин, или за счет переработки континентальной коры. 1 – метаэффузивы, 2 – породы гипабиссальной фации, 3 – жильный лейкогранит, 4 – порфировидные граниты мезоабиссальной фации глубинности.



Рис. 2. Диаграмма классификации гранитоидов А-типа в координатах Al₂O₃ – FeOt/(FeOt + MgO), по [5]. Условные обозначения см. рис. 1.

настоящем сборнике). Температура расплава метаэффузивов, определенная по фосфорному и титановому геотермометрам, составляет 970°С и 960°С. Для кварцевых монцонитов гипабиссальной фации средние значения температур определены, соответственно, в 970°С и 940°С, и для порфировидных гранитов- в 930°C и <900°C. Приведенные цифры характеризуют высокотемпературный характер исходных расплавов метаэффузивов и гранитоидов, что свойственно производным недосыщенным водой расплавов. Определение давления в процессе формировании расплавов выполнено по нормативной диаграмме в координатах кварц- ортоклаз- альбит. Средние составы пород ассоциации расположены в районе «гранитного минимума» при а_{н20}= 0.5 и давлении ~5-6 кбар, и приведенные значения давления определяют глубину образования расплавов в 20-25 км. Поскольку гранитные магмы при давлении 5 кбар могут растворять до 10% воды, ее количество в расплавах, исходных для пород ассоциации, ориентировочно может быть оценено как ≤5%. Внутриочаговая кристаллизация преимущественно безводных минеральных ассоциаций рестита приводила к увеличению содержания воды в расплаве, и, соответственно, к уменьшению амплитуды перемещения расплавов к поверхности, максимальной для метаэффузивов, и минимальной для порфировидных гранитов. Давление воды при кристаллизации пород гранофировой и микропегматитовой структур в метаэффузивах и кварцевых монцонитах определено в ~ 0.5 кбар при температуре 730-820 °C. Температура образования «отожженного» амфибол-плагиоклазового парагенезиса в порфировидных гранитах при давлении воды около 5 кбар не превышала 425°С.

Породы ассоциации имеют пониженную величину отношения Al/(Na+K), высокую железистость, повышенные концентрации крупноионных, высокозарядных и редкоземельных элементов, и по этим критериям отвечают гранитам А-типа [10]. На диаграммах Дж. Велина [15] рассматриваемые породы локализованы в поле гранитов А-типа (рис. 1, а, б), и в координатах (Nb+Yb) – Rb [12] преобладающее количество точек состава соответствует внутриплитным гранитам (рис. 1, в). На тройной Y-Nb-Се диаграмме метавулканиты и гранитоиды локализованы в поле A₂, (рис. 1, г), отвечающему составам постколлизионных, посторогенных и анорогенных гранитов, формировавшихся из базальтового источника островных дуг и континентальных окраин, или за счет переработки континентальной коры [6].

В отличие от наиболее распространенных гранитов А-типа, кристаллизовавшихся в восстановительных условиях [10, 7] и относящихся к ильменитовой серии [9], метавулканиты и гипабиссальные гранитоиды ассоциации содержат повышенное количество магнетита (до 4 %) при его существенном преобладании над ильменитом, что определяет отнесение этих пород к производным магнетитовой серии. Для подобных гранитоидов введен термин «окисленный *A*-тип» [3]. По концентрациям Al₂O₃ и величине отношения FeO/(FeO+MgO) граниты окисленного A-типа занимают промежуточное положение между полями составов известково-щелочных гранитов и восстановленных гранитов A-типа (рис. 2). На рассматриваемой диаграмме преобладающая часть точек метаэффузивов и кварцевых монцонитов располагается в поле окисленных A- гранитов, тогда как часть порфировидных гранитов тяготеет к полю восстановленных A-гранитов. Кристаллизация окисленных A- гранитов предполагается из магм, образованных при плавлении пород нижней коры в условиях повышенной активности кислорода [5].

Оценка активности кислорода при кристаллизации изученных пород выполнена по методу Д. Уонса [16]. Полученные данные показывают существенное уменьшение fO_2 от метаэффузивов (log $fO_2 = -13 - -15$) и кварцевых монцонитов (log $fO_2 = -16$) к порфировидным гранитам (log $fO_2 = -28$). Пониженной активностью кислорода, обусловленной, вероятно, относительно низкотемпературными условиями кристаллизации порфировидных гранитов, определялось нахождение железа в двухвалентной форме, его растворение в силикатных фазах – биотите и амфиболе, и незначительное количество магнетита (≤ 5 г/т) в породе.

Увеличением fO_2 при кристаллизации эффузивов и гранитоидов гипабиссальной фации была обусловлена повышенная магнезиальность биотита и амфибола, высвобождение из их структуры железа и кристаллизация магнетита, концентрация которого в породах достигает, соответственно, 4 % и 0.6%. Приведенные данные показывают существенное влияние интенсивных параметров (P, T, fO₂) на формирование магнетитового и безмагнетитового парагенезисов в породах.

Гранитоиды окисленного *А*-типа наиболее полно изучены в кратонах Амазония и Лаврентия Южной и Северной Америки ([5] и ссылки в статье). На Балтийского щите к окисленному *А*-типу относятся порфировидные гранитоиды ряда массивов в северо-западной части Кольской провинции и на территории Финляндии.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 17-35-50002, 16-05-00026а), и го-сконтракта № 13/17-1.

- 1. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Циклы щелочного магматизма // Геохимия. 2006. №3. С. 309-321.
- 2. Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 578-600.
- 3. Anderson J.L., Bender E.E. Nature and origin Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America // Lithos. 1989. V. 23. P. 19-52.
- 4. Blichert-Toft J., Arndt N.T., Ludden J.N. Precambrian alkaline magmatism // Lithos. 1996. V. 37. P. 97-111.
- Dall'Agnol R., Oliveira D. C. Oxidized, magnetite- series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. V. 93. P. 215-233.
- 6. Eby G.N. Chemical subdivision of the A- type granitoids: petrogenetic and tectonic implication // Geology. 1992. V. 20. P. 641-644.
- 7. Frost C.D., Frost B.R. Reduced rapakivi type granites: the tholeiitic connection // Geology. 1997. V. 25. P. 647-650.
- 8. Hill R.I., Chappell B.W., Campbell I.H. Late Archaean granites of the southeastern Yilgarn Block, Western Australia: age, geochemistry, and origin. Trans. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci. 1992. V. 83. P. 211–226.
- 9. Ishihara S., The granitoid series and mineralization // Economic Geology 75th Anniversary volume. 1981. P. 458-484.
- 10. Loiselle M. C., Wones D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites // Geol. Soc. of America, Abstracts with Programs. 1979. V. 11 (3). P. 468.
- 11. Nelson D.R., Trendall A.F., Altermann W. Chronological correlations between the Pilbara and Kaapvaal cratons // Precambr. Research. 1999. V. 97. P. 165-189.
- 12. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journ. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
- Stuckless J.S., Miesch A.T., Wenner D.B. Geochemistry and petrogenesis of an Archean Granite from the Owl Creek Mountains, Wyoming. // USGS Prof. Paper 1388-A. 1986. P. 1–21.
- 14. Taylor P.N., Chadwick B., Moorbath S., Ramakrishnan M., Viswanatha M.N. Petrography, chemistry and isotope ages of Peninsular gneiss, Dharwar acid volcanic rocks and the Chitradurga granite with special reference to the late Archaean evolution of the Karnataka craton, Southern India // Precambr. Research. 1984. V. 23. P. 349-375.
- 15. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A- type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral., Petrol. 1987. V. 95. P. 407-419.
- 16. Wones D. R. Significance of the assemblage titanite+ magnetite +quartz in granitic rocks // Amer. Mineral. 1989.V. 74. P. 744-749.

ИЗОТОПНО – ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА НЕОАРХЕЙСКИХ СУБЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ

Ветрин В.Р.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы; ИМГРЭ, Mocквa, vetrin@geoksc.apatity.ru

Инициальный субщелочной магматизм Кейвской структуры проявлен в образовании вулкано-плутонической ассоциации латитов-монцонитов-гранитов, в состав которой входят породы известково-щелочного и субщелочного составов, относящиеся к производным субвулканической, гипабиссальной и мезоабиссальной фаций глубинности. U–Pb возраст циркона из пород ассоциации определен в 2674±6 млн. лет (рис. 1) и отражает время кристаллизации пород [4].

Исследованные кварцевые латиты и кварцевые монцониты содержат 9.1-13.5 ppm Sm и 47.9-69.2 ppm Nd, что, соответственно, в 60-90 и 105-150 раз выше содержаний этих элементов в хондрите C1. Отношение ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd составляет 0.11-0.12 и соответствует его среднекоровому значению (0.118±0.017). Величина измеренного отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в породах определена в 0.511061-0.511365, и значения модельных возрастов расположены в узком возрастном интервале от 3.14 до 3.21 млрд. лет при ϵ Nd₍₂₆₇₀₎ от 2.2 до -1.3. Эти данные определяют мезоархейский возраст протолита, и участие в составе пород ассоциации как корового, так и мантийного вещества. В настоящее время в пределах Кейвского сегмента породы мезоархейского возраста достоверно не установлены, но их наличие можно предполагать в составе базитовой нижней коры или гранулит-базитового слоя, верхняя часть которого в пределах Кейвской структуры предполагается на глубинах более 3-4 км [7]. В пределах Балтийского щита породы с возрастами 3.2- 3.6 млрд. лет выявлены в различных частях Карельской провинции [12, 13, 9, 10], а также в северо-западной части Кольской провинции [8].

На диаграммах в координатах ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd минералы и вмещающие их породы характеризуются изохронными зависимостями с возрастами в 1817±72 и 1510±51 млн. лет. (рис. 2). Полученные датировки существенно меньше возраста пород, определенного U-Pb методом по циркону, и в пределах ошибок определения близки к значениям возраста протерозойского метаморфизма и метасоматоза, проявленных в пределах Кейвского сегмента (1.95-1.5 млрд. лет, [3, 4]) и рас-



Рис. 1. Диаграмма с конкордией в координатах ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U для циркона из пород ассоциации латитов-монцонитов-гранитов. Определения выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, г. Санкт- Петербурге).



Рис. 2. Диаграммы в координатах ¹⁴⁷Sm – ¹⁴⁴Nd – ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd для образцов кварцевого монцонита (№ 16) и кварцевого латита (№ 10). WR- порода, CPy- клинопироксен, Am- амфибол, Ilm- ильменит, Bi- биотит. Измерения концентраций Sm, Nd и изотопного состава Nd выполнены на масс-спектрометре TRITON TI фирмы ThermoFinnigan MAT в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

положенной к югу структуры Имандра-Варзуга [1]. Обычно предполагается неизменность отношения Sm/Nd во время внутрикорового плавления, метаморфизма, эрозии и переотложения материала [14], что обусловлено сходством геохимических свойств Sm и Nd. Величина отношения Sm/Nd в изученных породах колеблется незначительно (0.18-0.19), и наличие изохронных зависимостей со снижением цифр определяемого возраста было обусловлено, вероятно, перераспределением изотопов Sm и Nd между древними и новообразованными минералами породы в процессе протерозойского метаморфизма.

Lu-Hf изотопная система изучена в цирконе из образцов кварцевого латита и кварцевого монцонита. Двухстадийный модельный возраст циркона $T_{Hf}(DM)$ из этих пород составляет 3.05-3.39 млрд. лет, и близок возрасту $T_{Nd}(DM)$ вмещающих пород, что обусловлено, вероятно, сингенетичностью породы и циркона. Этот вывод подтверждается расположением точек состава циркона в области TA (Terrestrial Array [15]), определяющей когерентность Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систем рассматриваемых пород и циркона в процессе магматической дифференциации (рис. 3а). Начальные отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf находятся в пределах 0.280950-0.281069, и точки состава циркона образуют поле в районе тренда эволюции однородного хондритового резервуара (CHUR). Изученные кристаллы циркона располагаются в полях составов этого минерала из гнейсов Кольской сверхглубокой скважины, эклогитов южной части Кольского полуострова и главным образом в поле составов неоархейских кристаллов циркона из ксенолитов гранатовых гранулитов нижней коры.

Для всех рассматриваемых пород предполагается базитовый состав протолитов [5, 6, 11]. По величине ϵ Hf(T) точки состава циркона локализованы в области развития коры с ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf= 0.015 и возрастами в 3.0-3.3 млрд. лет (рис. 3, б). Это свидетельствует, вероятно, об образовании исходных расплавов преимущественно за счет вещества с длительным временем нахождения в коре. Породы ассоциации латитов- монцонитов-гранитов содержат повышенные концентрации крупноионных литофильных элементов (K, Cs, Rb), РЗЭ и деплетированы относительно Nb, Ta, Ti, что наряду с преобладающими отрицательными значениями ϵ Nd(T) в породе и ϵ Hf(T) в цирконе также свидетельствует о происхождении исходных магм главным образом за счет плавления пород коры. В то же время присутствие мантийного компонента в породах ассоциации определяется положительными значениями ϵ Nd(T) и ϵ Hf(T)в части образцов пород и кристаллов циркона.

Гранитоиды ассоциации пространственно совмещены с неоархейскими породами основного состава. Догранитные тела основных пород образуют рои даек и два крупных массива- Щучьеозерский и Цагинский, сложенные дифференцированным комплексом пород от габбро, габброноритов



Рис. 3. Диаграммы в координатах « ϵ Nd(T) – ϵ Hf(T)» (а) и "возраст, млн лет– ϵ Hf(T)" (б). На верхнем рисунке – обр.17- кварцевый монцонит (частные значения и среднее). На нижнем рисунке пунктиром показаны тренды эволюции коры с возрастами 3.0–3.3 млрд. лет при ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf= 0.015. Залитые кружки- обр. 8 (кв. латит), треугольники- обр. 17- (кв. монцонит). Изотопный состав Hf в цирконе из датированных на SHRIMP II кристаллах определен в Университете Маквари, Сидней, Австралия методом MC-LA-ICP-MS.

в краевых частях тел до лейкогаббро, лабрадоритов и габбролабрадоритов в их центральных частях. Жильные тела монцонитов, порфировидных амфибол-биотитовых и эгирин-арфведсонитовых гранитов пересекают породы массивов, и в пределах ошибок определения U- Pb методом имеют близкое с ними время образования. Гранитоиды не входят в состав дифференцированного комплекса массивов основных пород, и пространственная совмещенность близких по составу пород кремнекислого и основного составов позволяет рассматривать последние лишь в качестве источников тепла, необходимого для плавления коры и возникновения кремнекислых расплавов. Последние наряду с «коровыми» изотопными характеристиками в ряде случаев имеют повышенные концентрации радиогенных изотопов Nd и Hf, унаследованные, вероятно, от расплавов основного состава, вызывавших плавление пород коры.

Как было показано выше, результаты изучения Lu-Hf изотопной системы пород ассоциации латитов-монцонитов-гранитов не противоречат базитовому составу их протолитов, подвергавшихся щелочному метасоматозу, происходившему до внедрения интрузий габбролабрадоритов и щелочных гранитов [2]. Это позволяет предполагать образование исходных магм ассоциации латитов- монцонитов- гранитов за счет плавления метасоматически измененных пород основного состава нижней коры при внедрении в нее базитовых расплавов, исходных для пород дайкового комплекса и массивов габбролабрадоритов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 17-35-50002, 16-05-00026а), и госконтракта № 13/17-1.

- 1. Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско- Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. 1996. Т. 4. № 1. С. 3-25.
- 2. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А., Антонюк Е.С., Ильин Ю.И. Геология и геохимия метаморфических коплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1980. 240 с.
- 3. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука. 2004. 174 с.
- 4. Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 578-600.
- 5. Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Чупин В.П. Редкие элементы и Lu-Hf изотопная систематика циркона из плагиогнейсов Кольской сверхглубокой скважины: вещество палеоархейской коры в мезоархейских метавулканитах // Геохимия. 2016. №1. С. 105-125.
- 6. Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Кременецкий А.А. Lu- Hf изотопная систематика циркона из ксенолитов нижней коры Беломорского подвижного пояса // Записки РМО. 2017. Ч. CXLVI. № 3. С. 1-16.
- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Платоненкова Л.Н., Сипарова Ю.А. Глубинный разрез Кейвской синклинорной зоны. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 1968. С. 104-110.
- 8. Guitreau M., Blichert-Toft J., Martin H., Mojzsis S.J., Albarede F. Hafnium isotope evidence from Archean granitic rocks for deep-mantle origin of continental crust. Earth Planet Sci. Lett. 2012. V. 337-338. P. 211-223.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archaean of the Karelia Province in Finland. Geol. Surv. Finland. Spec. Paper. 2012. V. 54. P. 21-72.
- Kröner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisited: zircon ion-microprobe ages. Contrib. Mineral., Petrol. 1990. V. 104. P. 348-352.
- Mints M.V., Glaznev V.N., Konilov A.N., Kunina N.M., Nikitichev A.P., A.B. Rajevski, Sedikh Yu.N., Stupak V.M., Fonarev V.I. Early Precambrian of the Northeast of Baltic Shield: paleogeodinamica, structure and evolution of continental crust. M.: Nauchny Mir. 1996. 287 p. (In Russian)
- 12. Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 2003. V. 75. P. 51-68.
- Sergeev S.A., Bibikova E.V., Matukov D.I., Lobach-Zhuchenko S.B. Age of the magmatic and metamorphic processes in the Vodlozero Complex, Baltic Shield: an ion microprobe (SHRIMP II) U-Th-Pb isotopic study of zircons. Geochemistry Intern. 2007. V. 45. P. 198-205.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: its Composition and Evolution. 1985. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 312p.
- 15. Vervoort J.D., Blichert-Toft J. Evolution of depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time. Geochim., Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. N. 3/4. P. 533-556.

СЛОЖНОСТЬ СИСТЕМЫ И ЭНТРОПИЯ

Войтеховский Ю.Л.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, woyt@geoksc.apatity.ru

Сложность системы

Исследуя весьма различные геологические системы (минералы и их ассоциации, горные породы и руды, геологические тела и формации), геолог закономерно – через представление об их иерархическом устройстве – приходит к необходимости количественного выражения их сложности. Сегодня для этого широко используется категория энтропии. В минералогии одним из первых её систематически применил Н.П. Юшкин, раскопавший в старых фолиантах «закон агрегации минеральных индивидов» К.Ф. Науманна [5, с. 20]

Три открытия энтропии

Энтропия введена в термодинамику Р. Клаузиусом в 1865 г. как приращение теплоты в системе при данной абсолютной температуре. Её не удалось выразить в рамках статистической механики, то есть через столкновения молекул. Л. Больцман в 1872 г. предложил её неожиданную (и не принятую современниками) интерпретацию через «термодинамическую вероятность» – число микросостояний системы, отвечающих одному макросостоянию. Термодинамически закрытая система должна изменяться от менее вероятного к более вероятному состоянию с ростом энтропии. Из этих условий он вывел формулу S = – k ln W, где S – энтропия, k – постоянная Больцмана, W – термодинамическая вероятность. К. Шеннон [2, 7, 8] независимо нашёл формулу H = – Σ p_i log p_i в теории информации. А.А. Юшкевич [3] сообщает, что Э. Альфен [6] получил её в популяционной статистике ещё в 1939-1940 гг., но своевременной публикации помешала война. Н.П. Юшкин использовал энтропию в обеих интерпретациях – термодинамической [4, с. 125-135] и информационной [4, с. 168-185].



В геологических публикациях энтропия чаще всего используется как шкала сложности системы без осознанного принятия аксиоматики К. Шеннона или Э. Альфена. Но тогда следует хотя бы понимать особенности этой шкалы. График функции Н для двух (арки с \mathbf{H}_{\max} = lg 2) и трёх (поверхность с \mathbf{H}_{\max} = lg 3) вероятностей показан над барицентрической диаграммой р₁ + p₂ + p₃ = 1 на рис. 1. Легко видеть, что небольшие изменения вероятностей p, в углах диаграммы вызывают быстрые изменения Н (ножки купола крутые), а те же изменения р. в центре диаграммы не изменяют Н столь сильно (купол пологий). Таким образом, энтропия Н как шкала ведёт себя существенно по-разному в разных областях поля вероятностей. В общем случае Н достигает максимума lg n в центре поля вероятностей, когда все p_i = 1/n, и минимума 0 в углах поля вероятностей, когда одна вероятность p_i = 1 (остальные 0).

Рис. 1. График энтропии Н (в найтах, т.к. использованы десятичные логарифмы).

Система – одна, энтропии – разные

Из общей теории систем следует, что их сложность определяется не столько разнообразием элементов, сколько разнообразием связей. Последнее лишь потенциально ограничено разнообразием элементов и допускает вариации. Поэтому при описании сложности систем необходимо характеризовать оба аспекта. Покажем, как они связаны для 4- ... 9-вершинных выпуклых полиэдров (всего 2907), интерпретируемых как 4- ... 9-атомные кластеры [1]. Определим H_s как шенноновскую энтропию, где p_i – частоты (вероятности) вершин полиэдра (атомов кластера), взятого в комбинаторном приближении, в различных позициях его точечной группы симметрии (т.г.с.). Аналогично определим H_v , где p_i – частоты вершин полиэдра с различными валентностями. Результаты расчётов даны на рис. 2: H_s и H_v не связаны жёстко с порядком группы автоморфизмов выпуклого п-вершинника. Лишь в первом приближении можно указать, что с ростом симметрии обе энтропии уменьшаются. Диапазоны их изменений и соотношения определены утверждениями 1-3.

Утверждение 1. $0 \le H_s \le \lg n$.

Доказательство. $H_{min} = 0$ в целом достигается для правильных и полуправильных п-вершинников, а также бесконечных серий призм и антипризм (чётные $n \ge 4$). $H_{max} = \lg n$ достигается для комбинаторно асимметричных выпуклых n-вершинников ($n \ge 7$). Для фиксированного n границы H_s колеблются между указанными абсолютными пределами.

Утверждение 2. $0 \le H_v < \lg n$.

Доказательство. $H_{min} = 0$ достигается для правильных и полуправильных n-вершинников, а также бесконечных серий призм и антипризм (чётные $n \ge 4$). Покажем, что нет n-вершинников, у которых все вершины имели бы разные валентности. Верно даже более сильное утверждение: у любого выпуклого n- вершинников есть по меньшей мере 4, или 3 и 2, или 3 пары вершин с одинаковыми валентностями.

Допустим, что есть выпуклый полиэдр с разноименными гранями. Рассмотрим его диаграмму Шлегеля на k-угольную грань с наибольшим числом рёбер. Построим её корону, не допуская повторов. После присоединения (k-1)-, (k-2)- ... 4- и 3-угольной граней свободными останутся 3 ребра. Таким образом, исходное допущение ошибочно. К свободным рёбрам будут присоединены 3 одноименных, 2 и 1 или 3 разноименные грани. Поскольку все возможные (3- ... k-угольные) грани уже использованы, то на полиэдре окажутся 4, или 3 и 2, или 3 пары одноименных граней.

Допустим, что не все k-3 типа граней представлены в короне. После того, как по одной грани каждого типа присоединены к базальной грани, свободными останутся более чем 3 ребра. Для заполнения короны придётся выбрать более чем 3 грани из меньшего, чем ранее (k-3), числа вариантов. Эти причины не могут уменьшить разнообразие граней в короне. Наконец, в силу дуальности, любой выпуклый n-вершинник имеет 4, или 3 и 2, или 3 пары вершин с одинаковыми валентностями. В общем виде оценка не может быть улучшена. Предельные случаи: тетраэдр, 3-гональная дипиримида и 6-вершинник с т.г.с. *mm2*.

Утверждение 3. Н_v ≤ H_s для любого выпуклого п-вершинника, т.е. для любого п и т.г.с.

Доказательство. Для всех выпуклых 4- ... 9-вершинников утверждение проверено непосредственно. $H_v < H_s$ главным образом для п-вершинников с низкой симметрией, $H_s = H_v$ главным образом для п-вершинников с высокой симметрией, область перехода охватывает п-вершинники с порядками групп автоморфизмов от 2 до 12 (рис. 2). Рассмотрим произвольный п-вершинник. Вершины, эквивалентные по т.г.с., имеют равные валентности. Но различны ли валентности вершин, не эквивалентных по т.г.с.? $H_s = H_v$, если они различны, и $H_s > H_v$, если нет. Уменьшение разнообразия валентностей вершин приводит к уменьшению H_v по сравнению с H_s согласно общим свойствам статистической энтропии $H = -\Sigma$ p, log p, Дадим схему доказательства.

Для любого класса выпуклых n-вершинников упорядочим последовательности чисел вершин с различными валентностями согласно алгоритму: ... р ... q ... (H₁) \rightarrow ... p-1 ... q+1 ... (H₂), где 1 \leq p \leq q, и покажем, что всегда H₁ > H₂. По сути, нужно сравнить по два слагаемых в разложениях H₁ и H₂ и доказать:

 $-(p/n) \ln (p/n) - (q/n) \ln (q/n) \ge -[(p-1)/n] \ln [(p-1)/n] - [(q+1)/n] \ln [(q+1)/n] .$

Если р \rightarrow 1, то [(p-1)/n] ln [(p-1)/n] \rightarrow 0 и для р = 1 очевидно (q+1) (1+1/q)^q > 1. Для 2 \leq р \leq q следует доказать p^p / (p-1)^{p-1} < (q+1)^{q+1} / q^q = f(q). Рассмотрим f(q) как непрерывную функцию и най-



Рис. 2. Энтропии H_s (вверху) и H_v (внизу) для выпуклых 4- ... 6- (А, всего 10), 7- (В, 34), 8- (С, 257) и 9-вершинников (D, 2606) в зависимости от порядков групп автоморфизмов (a.g.o.).

дём логарифмическую производную: df/dq = $\ln(1+1/q) \times (q+1)^{q+1} / q^q > 0$. То есть, f(q) растёт с аргументом q = p, p+1, p+2, *etc*. Покажем, что неравенство верно даже для минимального аргумента q = p, то есть p^p / (p-1)^{p-1} < (p+1)^{p+1} / p^p, в другой форме $1 < (p+1)^{p+1} / p^{2p} = f(p)$. Рассмотрим f(p) как непрерывную функцию и найдём логарифмическую производную: df/dp = $\ln(1-1/p^2) \times (p+1)^{p+1}$ (p-1) $p^{-1} / p^{2p} < 0$. То есть, f(p) уменьшается с ростом аргумента p = 2, 3, 4, *etc*. Действительно, f(2) = 1,6875, f(3) = 1,404..., f(4) = 1,287..., f(5) = 1,223..., f(6) = 1,182... Но если p $\rightarrow \infty$, то

 $\lim f(p) = \lim (p+1)^{p+1} (p-1)^{p-1} / p^{2p} = \lim (1+1/p)^p (1-1/p)^p [1+2/(p-1)] = e \times e^{-1} \times 1 = 1.$

Итак, f(p) \to 1 сверху, т.е. f(p) > 1 для любого p. Таким образом, H $_1$ > H $_2$ для любого 1 \leq p \leq q и n, что и требовалось доказать.

Выводы

Так как всякая система характеризуется разнообразием элементов и их отношений, то при описании её сложности необходимо характеризовать оба аспекта.

На примере 4- ... 9-атомных выпуклых кластеров показано, что две фундаментальные энтропии связаны между собой. Это логично, так как разнообразие отношений потенциально ограничено разнообразием элементов.

Связь симметрии и (топологической, структурной, конфигурационной) энтропии атомных систем имеет место лишь в форме весьма грубого тренда: чем выше симметрия, тем ниже энтропия.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0001.

- 1. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Комбинаторная кристалломорфология. Кн. 4. Выпуклые полиэдры. Т. 1. 4- ... 12-эдры. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. 833 с. (Доступно на сайте ГИ ФИЦ КНЦ РАН).
- 2. Шеннон К. Работы по теории информации и кибернетике. М.: Иностр. лит., 1963. 832 с.
- Юшкевич А.А. К истории понятий энтропии и информации: об одном предвосхищении идей К. Шеннона // Историко-математические исследования. Вып. 19. М.: Наука, 1974. С. 167-176.
- 4. Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии: избранные проблемы. Л.: Наука, 1977. 291 с.
- 5. Юшкин Н.П. История минералогии и эволюция фундаментальных минералогических идей. Препр. 102. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1984. 52 с.
- Halphen E. L'analyse intrinsèque des distributions de probabilité // Publ. Inst. Stat. Uni. Paris. 1957. V. 6. N 2. P. 77-159.
- 7. Shannon C.E. The mathematical theory of communication // Bell Syst. Tech. J. 1948. V. 27. P. 379-423, 623-656.
- 8. Shannon C.E., Weaver W. The Mathematical Theory of Communication. Urbana: Uni. Illinois Press, 1949. 117 p.

СИММЕТРИЯ, АСИММЕТРИЯ, ДИССИММЕТРИЯ, АНТИСИММЕТРИЯ

Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, woyt@geoksc.apatity.ru

При известной сложности процедуры и заведомой критикуемости результата начать следует с определений. Симметрия – самосовмещающее движение фигуры (тела, среды) при сохранении метрики (расстояний между соответствующими точками). Асимметрия – отсутствие нетривиальных элементов симметрии. Диссимметрия (по П. Кюри, а не Л. Пастеру) – выпадение некоторых элементов симметрии тела из его характеристической (внутренне присущей, максимально возможной, проявляющейся в идеальных условиях) группы симметрии под действием среды. Предел диссимметрии – асимметрия. Антисимметрия – энантиоморфизм (диссимметрия по Л. Пастеру) плюс перекрашивание, то есть изменение физического свойства фигуры (тела) на противоположное (цвет: чёрный *vs*. белый, заряд: + *vs*. –). Несмотря на богатую историю исследований, в этой междисциплинарной области (особенно на стыках разделов), есть нерешённые вопросы и точки роста.

Симметрия и асимметрия

Теория симметрии [6] – один из краеугольных камней в наших представлениях о строении и стабильности геологических систем. В основном это точечные группы симметрии (т.г.с.) и фёдоровские группы при описании минеральных индивидов, а также предельные т.г.с. П. Кюри [3] при описании сред: ∞ (вращающийся конус) – среда с полярным направлением, ∞ m (неподвижный конус) – однородное электрическое поле, ∞/m (вращающийся цилиндр) – однородное магнитное поле, $\infty 2$ (скрученный цилиндр) – оптически активная анизотропная среда, ∞/mm (неподвижный цилиндр) – однородное поле одноосных механических напряжений, ∞/∞ (вращающая в каждой точке сфера) – оптически активная среда, $\infty/\infty m$ (покоящаяся сфера) – однородное скалярное поле.

Ряд всероссийских (с международным участием) конференций, проведенных в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН под титулом «Биоминеральные взаимодействия», показал, что геологи приняли представления В.И. Вернадского [1] о живом веществе как планетарном явлении. Но живое вещество как среда не характеризуется ни одной из перечисленных выше предельных т.г.с. Его суть – непрерывное изменение в каждой точке, согласованное (иногда не согласованное) в неоднородной системе живого организма более сложно, чем это указано для физических полей. Живое вещество как среда – неоднородное скалярное потенциальное поле. Его следует характеризовать предельной т.г.с., более асимметричной, чем таковая для среды с полярным направлением (∞). По-видимому, это вполне подтверждается крайней искажённостью биоминеральных индивидов и агрегатов в соответствии с принципом диссимметрии П. Кюри [3].

Можно ли определить асимметрию как отсутствие нетривиальной симметрии без отрицающего «а», через эквивалентное свойство фигуры? По крайней мере для выпуклых полиэдров в комбинаторном приближении (с точностью до непрерывной деформации, без сохранения метрики) это возможно. В статье [9] для этого использованы рёберные графы и их матрицы смежности. Покажем идею метода на примере тетраэдра (рис. 1). Из-за малого числа вершин и высокой симметрии при любой нумерации его вершин получим ту же матрицу смежности. Из-за её симметрии для фиксации графа достаточно верхнего треугольника. Выписав его построчно, получим двоичный (в других случаях появятся нули) код (имя) тетраэдра. Ради краткости переведём его в десятичную систему: 111111 \rightarrow 63. Обратным рассуждением по имени рёберный граф любого выпуклого полиэдра строится однозначно. Но тогда в имени должны содержаться все его топологические (комбинаторные) свойства.

С ростом числа вершин n число их различных нумераций растёт как n! Неужели указанный алгоритм всегда даёт одно имя выпуклого полиэдра? Отнюдь, число его различных имён равно

Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.021



Рис. 1. Рёберный граф и матрица смежности тетраэдра.

п. Автором доказан и опубликован ряд теорем: о связи указанного алгоритма именования выпуклых полиэдров с алгоритмом Е.С. Фёдорова генерирования их комбинаторного многообразия из тетраэдра; о типах n-вершинников с минимальным и максимальным именами; о непересечении диапазонов имён n-вершинников для последовательных n; о характере разбегания диапазонов имён на числовой прямой с ростом n. Тем самым переброшен мост от классической кристалломорфологии к комбинаторной теории выпуклых полиэдров, что должно способствовать обогащению обеих дисциплин.

Диссимметрия и антисимметрия

Диссимметрия – традиционное кристаллографо-минералогическое направление исследований учёных Санкт-Петербургского горного института. Автор неоднократно обращался к нему под влиянием работ И.И. Шафрановского. Антисимметрия представляет собой нечто иное, из диссимметрии не выводимое, обычно определяемое как энантиоморфизм плюс перекрашивание, то есть изменение физического свойства тела на противоположное [5, 7]. При этом физическое свойство возникает в рассуждении совершенно неожиданно, инородно. Автором найден более органичный смысловой переход от диссимметрии к антисимметрии, не требующий вовлечения физического свойства в сугубо геометрическое рассмотрение.

В статье [2] определена реальная кристаллографическая простая форма (р.к.п.ф.) как выпуклый полиэдр, ограниченный некоторыми гранями исходной простой формы, находящимися в правильной ориентации на любом расстоянии от начала координат. Некоторые грани можно удалять «в бесконечность». Компьютерное перечисление р.к.п.ф. для любых к.п.ф. и их комбинаций даёт инструмент для описания диссимметричных кристаллов, сформировавшихся даже в сильно анизотропных полях. Октаэдр порождает 30 (включая его) комбинаторно различных р.к.п.ф. (1, m, mm2, 2/m, 3m, mmm, $\overline{3}m$, $\overline{4}3m$) [8], ромбододекаэдр – 625 (1, m, 2, $\overline{1}$, mm2, 222, 2/m, 32, $\overline{4}2m$, mmm, $\overline{3}m$, 4/mmm) [10]. В обоих случаях все р.к.п.ф. относятся к подгруппам предельно высокой т.г.с. ($m \overline{3}m$) исходных форм. В общем случае это не обязательно. Но заметим, что вопрос о соотношениях т.г.с. исходного кристаллического полиэдра и его р.к.п.ф. не изучен.



Рис. 2. Антисимметричный тригональный трапецоэдр (слева) и перекрашенная тригональная дипирамида (справа). Внутренние нормали указаны чёрными (на передних гранях) и белыми (на задних гранях) кружками, внешние векторы-нормали не указаны.

Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.021 Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. 15. С. 88-91

Рис. 3. Антисимметричные полиэдры, порождаемые движениями граней тригонального трапецоэдра (слева, т.г.с. *m*') и тригональной дипирамиды (справа, 2'2'2, 2', *mm*'2'). Плоскости и оси антисимметрии показаны красным цветом.

При генерировании р.к.п.ф. движение граней вдоль нормалей допускалось лишь вовне и моделировало анизотропный рост кристалла. Но что будет, если переместить грани на другую сторону от начала координат на то же расстояние? Если исходный полиэдр примитивен или аксиален (то есть имеет лишь поворотные оси), то полученный (инвертированный) будет ему энантиоморфен. С учётом изменения ориентировок внешних векторов-нормалей на противоположные получим антисимметричный (вывернутый наизнанку, по А.В. Шубникову) полиэдр. Если исходный полиэдр содержит элементы симметрии 2-го рода, то инвертированный совместимо равен ему и лишь «перекрашен», то есть имеет противоположные ориентировки векторов-нормалей к граням (рис. 2).

Усложним задачу, переместив на другую сторону от начала координат любое число граней на любое расстояние. Для примера возьмём тригональные трапецоэдр (32) и дипирамиду ($\overline{6m2}$). Первый имеет лишь элементы симметрии 1-го рода, второй – и 2-го рода (но не имеет параллельных граней, что важно). Указанными выше движениями граней тригонального трапецоэдра получим 63 комбинаторно различных полиэдра, из которых 1 имеет шубниковскую т.г.с. *m*', остальные – классические *1* и *2*. Из тригональной дипирамиды получим 36 комбинаторно различных полиэдров, из которых 3 имеют шубниковские т.г.с. *2'2'2, 2' и mm'2'*, остальные – классические *1, 2 и m* (рис. 3).

Обращает внимание то, что m – не подгруппа т.г.с. 32 тригонального трапецоэдра, 222 – не подгруппа т.г.с. $\overline{6m2}$ тригональной дипирамиды. То есть, в геометрическом отношении т.г.с. полученных полиэдров не являются подгруппами т.г.с. исходных. Это находит простое объяснение. Часть граней антисимметричных полиэдров взята из граней исходного, часть – из граней инвертированного полиэдра. По сути, антисимметричные полиэдры составлены из граней комбинированного (исходный плюс инвертированный) полиэдра с удвоенным числом граней (здесь важно отсутствие параллельных граней у исходного полиэдра), заведомо обладающего центрально-симметричной



Рис. 4. Исходные, инвертированные и комбинированные выпуклые полиэдры на стереографических проекциях. Тригональный трапецоэдр (32) порождает дитригональный скаленоэдр ($\overline{3'm'}$, слева), тригональная дипирамида ($\overline{6m2}$) – гексагональную дипирамиду (6'/mmm', справа). Грани даны чёрными (исходные) и красными (инвертированные) крестиками (передняя полусфера) и кружками (задняя полусфера), оси симметрии (2, 3, $\overline{6}$) и антисимметрии (2, $\overline{3}$, 6) – чёрными и красными цифрами, плоскости симметрии и антисимметрии – синими и красными линиями, соответственно.

шубниковской т.г.с. Исходный и инвертированный полиэдры гемиэдричны по отношению к комбинированному. (Приведенное описание сходно с описанием двойника [4, с. 188-189], отвечающего нашему комбинированному полиэдру. Разница в том, что нас интересует не он, а получаемые из него антисимметричные полиэдры с числом граней не более чем у исходного.) Теперь очевидно, что m' – подгруппа шубниковской т.г.с. дитригонального скаленоэдра ($\overline{3'm'}$), порождаемого тригональным трапецоэдром, а 2'2'2, 2' и mm'2' – подгруппы шубниковской т.г.с. гексагональной дипирамиды (6'/mmm'), порождаемой тригональной дипирамидой (рис. 4).

Выводы

В развитие темы «Биоминеральные взаимодействия» предложено характеризовать живое вещество как среду минералообразования (неоднородное скалярное потенциальное поле) с предельной т.г.с., более асимметричной, чем таковая среды с полярным направлением.

Предложен алгоритм численного кодирования (именования) комбинаторного типа выпуклого полиэдра через матрицу смежности его рёберного графа. Анализ матрицы смежности позволяет вычислить п.г.а. и даже т.г.с. полиэдра.

Антисимметричные формы получены в результате радикальной (с переводом части граней вдоль нормалей по другую сторону от начала координат) диссимметризации выпуклых полиэдров, как содержащих, так и не содержащих элементы симметрии 2-го рода.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0001.

- 1. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и её окружения. М.: Наука, 1987. 340 с.
- 2. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Реальные кристаллографические простые формы // Зап. ВМО. 2004. № 2. С. 112-120.
- Кюри П. О симметрии в физических явлениях: симметрия электрического и магнитного полей // Избр. труды. М.: Наука, 1966. С. 95-113.
- 4. Попов Г.М., Шафрановский И.И. Кристаллография. М.: Высшая школа, 1964. 370 с.
- 5. Шубников А.В. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 172 с.
- Юшкин Н.П., Шафрановский И.И., Янулов К.П. Законы симметрии в минералогии. Л.: Наука, 1987. 336 с.
- Heesch H. Über die vierdimensionalen Gruppen des dreidimensionalen Raumes // Z. Krist. 1930. Bd. 73. S. 325-345.
- 8. Voytekhovsky Y.L. On the real crystal octahedra // Acta Cryst. 2002. A 58. P. 622-623.
- 9. Voytekhovsky Y.L. How to name and order convex polyhedra // Acta Cryst. 2016. A72. Pt 5. P. 582-585.
- Voytekhovsky Y.L., Stepenshchikov D.G. On the real crystal rhombododecahedra // Acta Cryst. 2004. A 60. P. 582-584.

ИЗ ИСТОРИИ МОДАЛЬНОГО АНАЛИЗА И СТЕРЕОЛОГИИ В ПЕТРОГРАФИИ

Войтеховский Ю.Л.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, woyt@geoksc.apatity.ru

Количественный минералогический (модальный) анализ горных пород и руд в шлифах –фундаментальный метод минералогии (в том числе технологической), петрографии (в классификации магматических и метаморфических горных пород и петрологических реконструкциях) и литологии (то есть петрографии осадочных горных пород). Его строгое обоснование имеет принципиальное значение. В первую очередь подчеркнём, что соотношения Делесса dV_i = dS_i [1], Розиваля dS_i = dL_i [2] и Глаголева dL_i = dN_i [3-5], последовательно понижающие размерность пространства предельно элементарными соотношениями (а именно, приравнивающие объёмные доли минеральных фаз к площадным, площадные – к линейным, линейные – к точечным), не имеют отношения к геометрическому принципу Кавальери: S_{1i} = S_{2i} \rightarrow V₁ = V₂ – если площади всех как угодно близких параллельных сечений двух тел попарно равны, то их объёмы тоже равны (рис. 1).

В современных обозначениях этот принцип, исторически предшествовавший интегральному исчислению, имеет ясный смысл: $V_1 = \int S(z) dz = V_2$, где S(z) – непрерывная функция изменения площадной доли некоторой минеральной фазы вдоль оси *z*, нормальной к сечениям. Но модальный анализ горных пород и руд в шлифах, сводящийся к накоплению статистик площадных, линейных или точечных долей минеральных фаз от шлифа к шлифу, не использует процедуру интегрирования, а лишь ведёт к оценке их средних значений. При этом можно утверждать, что объём любой минеральной фазы в горной породе или руде заключён в пределах: $S(z)_{min} \Delta z = \int S(z)_{min} dz < V < \int S(z)_{max} \Delta z$, где Δz – толщина изучаемого образца горной породы.



Рис. 1. К обоснованию принципа Кавальери.

Несмотря на очевидность указанного противоречия, к тому же рассмотренного в работах [6, 7], метод прочно вошёл в практику из-за кажущейся простоты и непрерывно автоматизировался [8-12] вплоть до применения современных компьютеров для анализа изображений шлифа. Список параметров, характеризующих сечения минеральных зёрен, и быстрота обработки статистик выросли многократно. Но в части восстановлений истинных метрических характеристик минеральных зёрен по таковым их плоских (тем более линейных) сечений идеология остаётся прежней. Компании, производящие автоматические анализаторы структур, предлагают пакеты программ без обсуждения

проблемы. Более того, даже анализ двумерных изображений не использует доступные разделы математики. Так, расстояние между минеральными зёрнами в шлифе подменяется евклидовым расстоянием между точками, взятыми в пределах зёрен, тогда как есть более сложная, но легко программируемая метрика Ф. Хаусдорфа, позволяющая делать это корректно.

Качественно новое направление исследований – стереологическая реконструкция – возникло из очевидного наблюдения, что произвольное сечение сферической формы всегда меньше её характерного сечения (рис. 2, слева). Но из этого следует, что объёмная доля такой минеральной фазы в горной породе и руде, приравненная к доле её плоских сечений, всегда занижена за счёт вмещающей матрицы. Соответствующая общая задача – отыскание распределения истинных размеров частиц по распределению размеров их случайных сечений – относится к классу обратных задач, ти-



Рис. 2. Слева: размер сечения выпуклого зерна всегда меньше характерного, в модальном анализе его объёмная доля занижена. Справа: к распознаванию истинных размеров сферических частиц по размерам круговых сечений; R = 100 – частицы радиусом 100 условных единиц; R = 100, r = 50 – два набора частиц одного вида, неразличимых в сечениях (например, две генерации одного минерала); горизонтальная шкала – радиусы сечений от 0 до 100 разбиты на 10 классов; вертикальная шкала – частоты сечений по классам (нижние кривые) и накопленные частоты (верхние кривые).

пичных в геофизике, и аналитически решена лишь для сферических и эллипсоидальных частиц благодаря относительно простому аналитическому описанию этих форм [13, 14]. Но даже в этом случае практическое использование теории требует подбора наилучшего решения и оценки погрешностей (рис. 2, справа). Для более сложных форм минеральных зёрен не обойтись без математического моделирования на мощных компьютерах. Историю развития этого направления можно почерпнуть из следующего далеко не полного списка работ [15-20].

Таким образом, из-за чрезвычайного разнообразия форм минеральных зёрен в горных породах и рудах методы стереологической реконструкции приводят к интегральным уравнениям с аналитически трудно задаваемым фактором формы. Практическое применение теории тонет в подборе наилучшего решения обратной задачи и сложных оценках погрешностей измерений. На смену модальному анализу горных пород и руд в шлифах должны прийти методы рентгеновской (или иной) томографии. Стандартизация модального анализа горных пород и руд в шлифах путём создания их искусственных аналогов с заведомо известными объёмными долями минеральных зёрен и широким спектром петрографических структур может служить межлабораторному сравнению точности метода, но не решит его проблем по существу.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0001.

- 1. Delesse M. Procede mecanique pour determiner la composition des roches // Annales des mines. De memoires sur l'exploitation des mines. Quatrieme serie. T. XIII. Paris: Carilian-Goeury et Dalmont, 1848. P. 379–388.
- Rosiwal A. Über geometrische Gesteinanalysen. Ein einfacher Weg zur ziffermässigen Feststellung des Quantitätsverhältnisses der Mineralbestandtheile gemengter Gesteine // Verhandlungen der keiserlichköniglichen Geologischen Reichsanstalt. Wien: Verlag der keiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 1898. S. 143-175.
- 3. Глаголев А.А. Количественный минералогический анализ горных пород под микроскопом. Л.: Госгеолиздат, 1932. 25 с.
- Глаголев А.А. О геометрических методах количественного минералогического анализа горных пород. М.-Л.: Госгеолиздат, 1933. 47 с.
- 5. Глаголев А.А. Геометрические методы количественного анализа агрегатов под микроскопом. М.-Л.: Госгеолиздат, 1941. 263 с.
- Чейз Ф. Количественно-минералогический анализ шлифов под микроскопом. М.: Иностранная литература, 1963. 156 с.
- Krumbein W.C. Thin-section mechanical analysis of indurated sediments // Journal of Geology. 1935. V. 43. P. 482–496.

- 8. Shand S.J. A recording micrometer for geometrical rock analysis // Journal of Geology. 1916. V. 24. P. 394-404.
- Wentworth C.K. An improved recording micrometer for rock analysis // Journal of Geology. 1923. V. 31. P. 228-232.
- 10. Hunt W.F. An improved Wentworth recording micrometer // American Mineralogist. 1924. V. 9. P. 190-193.
- Dollar A.T.J. An integrating micrometer for the geometrical analysis of rocks // Mineralogical Magazine. 1937.
 V. 24. P. 577-594.
- Hurlbut C.S., Jr. An electric counter for thin-section analysis // American Journal of Science. 1939. V. 237. P. 253-261.
- Wicksel S.D. The corpuscle problem. A mathematical study of a biometric problem // Biometrica. 1925. V. 17. P. 84-99.
- Wicksel S.D. The corpuscle problem. 2nd memoir. Case of ellipsoidal corpuscles // Biometrica. 1926. V. 18. P. 151-172.
- 15. Журавский А.М. Минералогический анализ шлифа с точки зрения вероятностей. М.-Л.: Госгеолиздат, 1932. 20 с.
- Шванов В.Н., Марков А.Б. Гранулометрический анализ песчаников в шлифах // Геология и разведка. 1960. № 12. С. 49–55.
- 17. Иванов Н.В. Новое направление в опробовании рудных месторождений. М.: Госгеолиздат, 1963. 179 с.
- 18. Чернявский К.С. Стереология в металловедении. М.: Металлургия, 1977. 375 с.
- Иванов О.П., Ермаков С.Ф., Кузнецова В.Н. Повышение точности определения весового гранулометрического состава рудных минералов по измерениям в шлифах // Труды ЦНИИ олово. Н.: Наука, 1979. С. 10-14.
- 20. Гульбин Ю.Л. О стереологических реконструкциях размеров зёрен в агрегатах // Записки Российского минералогического общества. 2004. № 4. С. 71-91.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ. ВЫПУСК 4. ПЕРВЫЕ НАХОДКИ В РОССИИ И В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

Волошин А.В., Карпов С.М., Чернявский А.В., Компанченко А.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, vol@geoksc.apatity.ru

Одним из важнейших показателей развития минералогии в регионе, является количество открываемых новых минералов [2]. Ежегодно мы представляем сводку о результатах исследования минералогии уникальных объектов Кольского региона, где приводятся краткие сведения о морфологии, ассоциации и конституционных параметрах новых для региона и России минеральных видов.

Геологическими объектами данного выпуска явились: кварц - карбонатные Pb-Zn жилы Мурманского побережья, участок Самуил; серно-колчеданное проявление Брагино, Южная Печенга; редкометалльные пегматиты месторождения Васин-Мыльк, Вороньи тундры и щелочные метасоматиты участка Доломитовый карьер, Южное Прихибинье, ИВСЗ (рис. 1).



Рис. 1. Обзорная геологическая карта Кольского региона с объектами исследований: 1 – участок Самуил; 2 – проявление Брагино; 3 – месторождение Васин-Мыльк; 4 – Доломитовый карьер.

Изучение минеральных объектов проводилось на оптическом микроскопе Axioplan в отраженном и проходящем поляризованном свете с блоком видиорегистрации. Исследование фазовой и внутрифазовой неоднородности минералов осуществлялась при помощи сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 с оценкой состава минеральных фаз с использованием спектрометра Bruker X Flash-5010 и JXA-8230 (Jeol). Химический анализ однородных зёрен минеральных фаз размером более 20 мкм выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46. Рентгеновская диагностика проводилась на рентгеновский дифрактометре ДРОН-2, камера РКД 57.3 мм при Fe K_{α} - излучении. Исследования минералов методом комбинационного рассеяния (КР) проводились на раман-спектрометрах Almega XR ThermoScientific, микроскоп Olympus BX51, объектив 100х, лазер 532 нм в Институте геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск и HORIBA Jobin-Yvon LabramHR800, лазер 488, 514 нм, ресурсный центр СПбГУ «Геомодель», Санкт-Петербург.

Результаты изучения минералов

Результатом выполненных минералогических исследований явилось установление минералов, впервые найденных в России и Кольском регионе относимых в классам карбонатов, сульфатов,

ванадатов, островных и цепочечных силикатов, органических минералов (табл. 1). В таблице 2 приведены данные по методам диагностики, подтверждающим достоверность отнесения минеральной фазы к тому или иному минеральному виду.

Минерал	Формула	География, геология				
Карбонаты						
Гидроцинкит	Zn ₅ (CO ₃) ₂ (OH) ₆	Мурманское побережье, кварц-карбонатные жилы, участок Самуил				
Аурихальцит	$(Zn,Cu)_{5}(CO_{3})_{2}(OH)_{6}$	То же				
Сульфаты						
Лангит	$Cu_4(SO_4)(OH)_6 \cdot 2H_2O$	Мурманское побережье, кварц-карбонатные жилы, участок Самуил				
	Ba	надаты				
Уэкфилдит-(Се)	(Ce, La,Nd,Pb)VO ₄ Южное Прихибинье, Доломитовый карьер щелочные метасоматиты					
Силикаты						
Гафнон	Hf(SiO ₄)	Вороньи тундры, редкометалльные пегматити месторождение Васин-мыльк				
Джервисит	$NaSc(Si_2O_6)$	Южная Печенга, рудопроявление Брагинсколчеданные (пирротиновые) руды				
Органические минералы						
Мулуит	$CuC_2O_4 \cdot nH_2O$	Мурманское побережье, кварц-карбонатные жилы, участок Самуил				
Уэдделлит	CaC ₂ O ₄ ·2H ₂ O	То же				

Таблица 1. Новые минералы Кольского региона и России.

Примечание. жирным шрифтом отмечены минералы, впервые установленные в России

		Химический соста	Крист. структура		
Минерал	Формула	Leo-1450, JXA-8230 (Jeol)	Cameca MS-46	РФА*	PC
Гафнон	Hf(SiO ₄)	+	+		+
Джервисит	$NaSc(Si_2O_6)$	+			+
Уэкфилдит-(Се)	(Ce, La,Nd,Pb)VO ₄	+			+
Гидроцинкит	$Zn_5(CO_3)_2(OH)_6$			+	
Аурихальцит	$(Zn,Cu)_5(CO_3)_2(OH)_6$			+	
Лангит	$Cu_4(SO_4)(OH)_6 \cdot 2H_2O$			+	
Мулуит	CuC ₂ O ₄ ·nH ₂ O			+	
Уэдделлит	$CaC_2O_4 \cdot 2H_2O$			+	

Таблица 2.	Достоверность	минерального	вида.]	Методы	диагностики
------------	---------------	--------------	---------	--------	-------------

Примечание. РФА – рентгено-фазовый анализ, РС – рамановская спектроскопия.

Аналитики: химический состав – Е.Э. Савченко, А.А. Тележкин, А.В. Базай (все ГИ КНЦ РАН), Галанкина О.Л. (ИГД РАН); рентгено-фазовый анализ – Е.А. Селиванова, М.Ю. Рауд; рамановская спектроскопия – оператор В.Н. Бочаров.

Гафнон Hf(SiO₄). В интерактивных минералогических базах и справочниках приведена информация о трех полях редкометалльных пегматитов, в которых установлен гафнон как собственный минеральный вид: Мозамбик, месторождение Муяне [4]; Китай, Монгольский Алтай, месторождение Коктогай [6]. Начало истории этого минерала на Кольском регионе начинается с 1976 г. При документации шурфов на месторождении в участках развития лепидолитового грейзена был обнаружен необычный минерал, по данным РФА имеющего структуру циркона. По данным рентгено-спектрального локального анализа циркон характеризуется высоким аномальным содержанием гафния. Высокогафниевый циркон находятся в тесной ассоциации с холтитом и стибиотан-



Рис. 2. Морфология кристаллов и внутренняя неоднородность индивидов высокогафниевого циркона и гафнона. А. – внешний вид кристаллов, снимок в косом освещении; Б – осциляторная зональность, снимок в обратно рассеянных электронах (BSE); В – неоднородность блочного типа, BSE; Г – фазовая неоднородность, снимок BSE; Д, Е – катодолюминесценция краевых зон в кристаллах – вторая генерация циркона и гафнон.

талитом, представляя собой идиоморфные, практически без трещин индивиды дипирамидального габитуса размером около 200-500 µm розовато-желтой и желто-оранжевой окраски (рис. 2, А).

Внутренне строение кристаллов неоднородное. Внутрифазовая неоднородность проявляется в виде осциляторной зональности во многих индивидах (рис. 2, Б), реже наблюдается слабо проявленная осциляторная зональностью в сочетании с неоднородностью блочного типа (рис. 2, В). Фазовая неоднородность кристаллов циркона проявлена в виде включений других минеральных фаз в объеме индивидов: альбита, поллуцита, микролита, стибиотанталита, соседкоита-ранкамаита и других фаз с неопределенным статусом минерального вида. Также к этому типу неоднородности следует отнести и вторую генерацию циркона и гафнона, нарастающих в виде краевой зоны (рис. 2, Г). Это хорошо проявлено на снимках в отраженных электронах и снимках полученных при облучении кристаллов катодными лучами (рис. 2, Д, Е).

Кристалл	Анализ	SiO	SiO ₂ ZrO ₂	HfO ₂	Ta ₂ O ₅	Сумма	apfu	
		SIO ₂					Zr	Hf
KV1-2	24 WDS	24.89	26.244	48.306	0.315	100.081	0.481	0.519
	25 WDS	24.773	26.188	48.274		99.581	0.481	0.519
KV1-2-1	026	29.04	24.26	46.7		100	0.470	0.530
	027	29.05	23.81	47.14		100	0.463	0.537
	028	29.16	24.67	46.17		100	0.477	0.523
	029	28.94	25.37	45.69		100	0.487	0.513
KV1-5-3	032	28.74	23.05	48.21		100	0.450	0.550
	033	28.85	24.26	46.89		100	0.469	0.531
	15 WDS	24.774	26.622	47.36		98.87	0.490	0.510

Таблица 3. Химический состав гафнона, Кольский полуостров, мас. %.

Поскольку структурные параметры гафнона и циркона идентичны, главным критерием достоверности диагностики гафнона следует считать химический анализ индивида, в результате которого определяется доминантность Hf над Zr (apfu) в катионной позиции кристаллической структуры циркона (табл. 3).

*Джервисит NaScSi*₂*O*₆. В мире известны два месторождения, где достоверно установлен этот минерал: Дэдхорс Крик, Канада [5] и Бавено, Италия [3]. Нами впервые в России и Кольском регионе джервисит был установлен в серно-колчеданных рудах участка Брагино, ЮПСЗ. Натрий скандиевый пироксен приурочен к шлирообразным обособлениям крупнозернистых пиритов, среди средне-мелкозернистой пирротиновой массы. Внутри пиритовых шлиров наблюдаются многочисленные полиминеральные включения редких нетипичных для основной рудной массы минералов: сидерит, альбит, минералы группы кричтонита, кызылкумит, ферберит, шамозит и мелкие (первые мкм) выделения джервисита (рис. 3). Структурное состояние минерала было определено методом рамановской спектроскопии по зерну в ассоциации с сидеритом. В области средних и больших значений полосы отражений в целом соответствуют клинопироксену и близки к эгирину. Отсутствие характерных для цепных силикатов полос отвечающих за валентные колебания связей в тетраэдре Si-O в области значений (950см⁻¹– 1050 см⁻¹) связывается с более интенсивным отражением вмещающего сидерита. Поэтому эта часть спектра джервисита находится в области шума. Оценочный состав минерала удовлетворительно рассчитывается на 6 атомов кислорода и по доминированию в структурных позициях Na в M2 и Sc в M1 минерал относится к джервиситу.



Рис. 3. Характер выделений джервисита (Jvs) в пиритовых (Ру) обособлениях в рудах участка Брагино (справа – снимки BSE) и результаты исследования его конституции (слева – раманспектр и кристаллохимические формулы). Куz – кызылкумит; Sid – сидерит; Chm – шамозит.

Уэкфилдит – (Ce)CeVO₄ Данный минерал был установлен на участке «Доломитовый карьер» в образцах, отобранных из зоны контакта щелочных метасоматитов (фенитового состава) и окварцованных доломитов. В метасоматитах ранее нами были уставлены ванадиевые и ванадийсодержащие силикаты – наталлиит, вандиевый эгирин и магнезио-рибекит [1]. Уэкфилдит-(Ce) находится в ассоциации с альбитом, апатитом, бастнезитом, иногда с повеллитом, другими ванадатами



Рис.4. Характер выделений уэкфилдита-Се (слева – снимки BSE) и его раман-спектр в с в сравнении со спектрами уэкфилдита–(La) и уэкфилдита–(Ce) из базы RRUFF (справа). Химический состав представлен в виде кристаллохимических формул. Ab – альбит; Phl – флогопит; Ap – апатит.

не имеющих на настоящий момент статуса минерального вида. Выделения минерала мелкие размером в несколько микрон (рис. 4). Его состав, оцененный по нескольким зернам отвечает составу редкоземельного ванадата - уэкфилдиту-(Се). Его структурное состояние было определено методом КР. Раман-спектр минерала в целом соответствует спектрам, приведенным в базе RRUFF для минералов этого вида. Некоторая размазанность спектра объясняется тем, что зерно, по которому были выполнены КР исследования, обрастает по краям ванадатом бария из группы бракебушита. Ввиду мелких размеров фаз происходит наложение спектров.

Большая группа новых для региона и России минералов была открыта в образцах, отобранных из кварц - карбонатных жил (Pb-Zn) Мурманского побережья. Образцы отбирались из отвалов старых выработок и обнажений в сентябре прошлого года. В четвертой декаде прошлого года (октябрь-декабрь) был проведен рентгенофазовый анализ вторичных минералов. В результате было выявлено несколько новых для региона видов, относимых к классам водных карбонатов, сульфатов и минералов класса органических соединений.

Гидроцинкит Zn₅(CO₃)₂(OH). Минерал бледно-желтого, белого цвета, в виде порошковатых агрегатов в смеси с гемиморфитом в ассоциации с малахитом и сфалеритом. Рентгеноструктурный анализ методом порошка показал принадлежность минерала к этому виду (рис. 5.).

Аурихальцит $(Zn, Cu)_5(CO_3)_2(OH)_6$. Минерал бледно-зелёного с голубоватым оттенком цвета в виде чешуйчатых листоватых агрегатов выполняет трещины в сфалерите. Рентгеноструктурный анализ методом порошка показал идентичность спектра отражений с эталонной рентгенограммой аурихальцита в базе ICDC2 (рис. 6).

*Лангит Си*₄(*SO*₄)(*OH*)₆·2*H*₂*O*. Минерал синего, сине-зеленого цвета в виде мелких пластинчатых кристаллов образующих корки на поверхности других медных минералов: малахита, брошантита. Рентгенограммы порошка наших образцов и образца из базы данных ICDC идентичны (рис. 7).



Рис. 5. Фотографии образцов (слева) и столбиковые диаграммы рентгенограмм порошка гидроцинкита в сравнении с эталонной рентгенограммой. Qtz – кварц; Sp – сфалерит.



Рис. 6. Фотографии образцов (слева) и столбиковые диаграммы рентгенограмм порошка аурихальцита в сравнении с эталонной рентгенограммой. Qtz – кварц; Sp - сфалерит.



Рис. 7. Фотографии образцов (слева) и столбиковые диаграммы рентгенограмм порошка лангита в сравнении с эталонной рентгенограммой. Qtz – кварц; Сср – халькопирит.



Рис. 8. Макрофото образца (слева) и столбиковые диаграммы рентгенограмм порошка лангита в сравнении с эталонной рентгенограммой. Qtz – кварц.

Следующая группа минералов, которые согласно современной номенклатуре минералов, относятся к классу органических веществ – оксалатам, солям щавелевой кислоты.

Мулуит СиС₂O₄·nH₂O образует сноповидные агрегаты, корки белого светло-серого цвета, состоящие из тонко призматических и игольчатых кристаллов в пустотах среди кварца. Рентгенограмма порошка данного минерала показала идентичность эталонной рентгенограмме мулуита (водного оксалата меди) (рис. 8).

*Уэдделлит CaC*₂*O*₄*·*2*H*₂*O* – водный оксалат кальция представлен в виде тонкозернистых корок, состоящих из уплощенно-дипирамидальных прозрачных кристаллов, окрашенных в салатовый



Рис. 9. Макросъемка образца (слева) и столбиковые диаграммы рентгенограмм порошка уэдделлита в сравнении с эталонной рентгенограммой. Qtz – кварц.

цвет в полости кварца. Рентгеноструктурный анализ методом порошка показал идентичность спектра отражений с эталонной рентгенограммой уэдделлита.

Таким образом, на изученных объектах достоверно установлено восемь минеральных видов, из которых три минерала являются первыми находками для региона и пять впервые обнаруженными в России.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0001.

- Волошин А.В., Компанченко А.А., Карпов С.М., Борисова В.В. Новые данные о минералах. Вып. 3. Первые находки в России и Кольском регионе // Труды XII ФНС. Апатиты: Изд-во К & M, 2017. С. 244-250.
- 2. Юшкин Н.П. Минералогия на пороге нового тысячелетия // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН. 1999. №9. С. 3-21.
- Mellini M., Merlino S., Orlandi P., Rinaldi R. Cascandite and jervisite, two new silicates from Baveno, Italy// Am. Min. 1982. V. 67. P. 599-603.
- 4. Neves J.M.C., Nunes J.E.L. High hafnium members of the zircon-hafnon series from the granite pegmatites of Zambezia, Mozambique // Contrib. Miner. Petrol. 1974. V. 48. P. 73-80.
- 5. Potter E.G., Mitchell R.H. Mineralogy of the Deadhorse Creek volcaniclastic breccias complex, northwestern Ontario, Canada // Contrib. Miner. Petrol. 2005. V. 150. P. 212-229.
- Yin R., Wang R.C., Zhang A-C. et al. Extreme fractionation from zircon to hafnon in the Koktokay No. 1 granitic pegmatite, Altai, northwestern China // Am. Miner. 2013. V. 98. P. 1714-1724.

МИНЕРАЛЫ СИСТЕМЫ Pt-Pd-Te В РУДАХ ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА, КОЛЬСКИЙ П-В

Габов Д.А., Субботин В.В., Савченко Е.Э.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, gabov_da@mail.ru

Введение

В настоящее время в рудах Федорово-Панского интрузивного комплекса (ФПК) установлено около 60 минералов и не названных минеральных фаз ЭПГ, золота и серебра. В соответствии с современными классификационными схемами они подразделяются на 4 группы: сплавы и самородные элементы, сульфиды, теллуриды и висмуто-теллуриды, арсениды и сульфоарсениды. Теллуриды и висмуто-теллуриды, арсениды и сульфоарсениды. Теллуриды и висмуто-теллуриды, арсениды и сульфоарсениды. Теллуриды и висмуто-теллуриды здесь являются одними из главных рудных минералов. На большинстве рудных объектов доля этих минералов составляет более половины от общего объема платиноидов в руде [1, 5]. Главные из них - котульскит, мончеит и меренскиит (табл. 1). Остальные теллуриды и соболевскит встречаются реже или распространены локально, при этом они также меньше по размеру зерен.

Мончеит	PtTe ₂	Сопчеит	Ag ₄ Pd ₃ Te ₄
Меренскиит	PdTe ₂	Теларгпалит	(Pd,Ag) _{3+x} Te
Котульскит	PdTe	Луккулайсваарит	$Pd_{14}Ag_2Te_9$
Соболевскит	PdBi	Темагамит	Pd ₃ HgTe ₃
Кейтконнит	Pd _{3-x} Te	Торнроозит	$Pd_{11}Te_2As_2$
Теллуропалладинит	Pd ₉ Te ₄	Койоненит	Pd _{7-x} SnTe ₂
Майчнерит	PdBiTe	Фаза	Pt ₃ Te ₄
Масловит	PtBiTe	Фаза	$Pd_{3}Te_{2}$?

Таблица 1. Теллуриды в составе руд ФПК.

Методика

Изучение минерального состава проводилось в аншлифах методами оптической и электронной микроскопии. Все минералы диагностированы на основании количественного изучения их химических составов при электроно-микроскопических исследованиях. Работы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Leo-1450, часть анализов минералов благородных металлов и главных сульфидов выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе MS-46 CAMECA с использованием стандартных методик и эталонов.

Морфологическая характеристика теллуридов

Морфология висмуто-теллуридов весьма разнообразна это – ксеноморфные, округлые, тонкие мирмекитоподобные или пластинчатые выделения, особенно характерные для мончеита (рис. 1 А). Котульскит часто наблюдается в виде секущих микропрожилков и тонкой (<5-10 мкм) интерстициальной вкрапленности с кластерным распределением во вторичных силикатах вокруг сульфидных агрегатов. Подавляющее большинство зерен размером более 10 мкм расположены внутри Cu-Ni-Fe-сульфидных зерен или на границе сульфид-силикат (рис. 1 D).

Особенности химического состава теллуридов

По соотношению главных видообразующих элементов между мончеитом и меренскиитом Федорово-Панских месторождений существует практически непрерывный изоморфный ряд составов, включая и крайние члены (рис. 2). Напротив, между котульскитом и соболевскитом ряд прерывистый. Крайний висмутовый член этой изоморфной серии – соболевскит, встречается редко. И хотя почти все химически изученные выделения висмуто-теллуридов имеют в своем составе незначительную примесь Bi, собственно висмутовые минералы (соболевскит, фрудит, майченерит) встречаются редко.



Рис. 1. SEM-фото теллуридов из руд ФПК:

- А идиоморфное, таблитчатое зерно мончеита (Mon) в котульските (Kot), Сср халькопирит;
- В зональный сросток мончеита, меренскиита (Mer) и котульскита, Pn пентландит;
- С каплевидный сросток мончеита со сперрилитом (Sp $PtAs_2$), рустенбургитом (Rust - Pt_3Sn)
- и самородным золотом (Au);
- D кластерное скопление котульскита в силикатах.



Рис. 2. Вариации составов теллуридов и висмуто-теллуридов из руд ФПК.

В составе теллуридов и висмуто-теллуридов часто присутствуют незначительные примеси Fe и Ni. Значительно реже наблюдаются примеси Cu, As, Sn Sb, Sb, Rh и Pb. В целом же составы рассматриваемых минералов всегда близки к стехиометрии.

Экспериментальные данные в системе Pt-Pd-Te и некоторые вопросы генезиса руд

В более ранних работах [1, 5] платиноиды из руд ФПК по ряду признаков были подразделены на две минеральные ассоциации: раннюю – сульфидно-теллуридную и позднюю – арсениднотеллуридную. Мончеит и меренскиит – типоморфны для ранней ассоциации. Телларгалит и кейтконнит – характерны для поздней ассоциации Котульскит является сквозным минералом и распространен в обеих ассоциациях. Сравнение с современными экспериментальными исследованиями в системе Pt-Pd-Te во многом подтверждают и уточняют эти наблюдения.

Модель кристаллизации теллуридов из сульфидных расплавов изображена на рис. 3. Согласно экспериментальным исследованиям [6] несмесимая ЭПГ-насыщенная теллуридная жидкость появляется в сульфидном расплаве при 1015°С. Далее при 920°С из нее начинает кристаллизоваться мончеит (PtTe₂), образуя удлиненные, часто игольчатые кристаллы, погруженные в остаточную Pd-теллуридную жидкость. При 620-600°С начинают кристаллизоваться теллуриды палладия. Из ЭПГ-обогащенного расплава получается котульскит (PdTe), при обогащении теллуром – меренскиит (PdTe₂).

Подобную картину можно наблюдать для теллуридов и висмуто-теллуридов в составе руд комплекса. А именно, многочисленные округлые обособления (капли) размером до первых сотен микрометров внутри или с краю сульфидных вкрапленников (рис. 1 А, В, С). Преобладают мономинеральные вкрапленники (мончеит, котульскит, меренскиит). Часто наблюдаются сростки этих трех минералов, как правило, двойные, значительно реже – тройные сростки. Экспериментальные исследования полностью подтверждают выводы о природе каплевидных выделений теллуридов внутри и на краях сульфидных агрегатов, как о результате остывания сульфидного и теллуридного расплавов.

Очевидно, что при формировании минеральных видов в системе Pt-Pd-Te(±Bi) для отдельно взятой теллуридной капли, ключевую роль играет отношение ЭПГ/Те. Отправной точкой будет кристаллизация самого высокотемпературного теллурида Pt - мончеита. Далее происходит уравновешивание оставшегося Pd-Te расплава и, в зависимости от отношения ЭПГ/Те, образуется меренскиит (PdTe₂) или котульскит (PdTe). В редких случаях возможно формирование тройных и даже зональных сростков, на примере которых видно, что котульскит будет кристаллизоваться последним (рис. 1 В).

В случае резкой нехватки теллура или избытка Pd образуются высокопалладиевые (низкотеллуровые) минералы – кейтконнит и теллуропалладинит, что хорошо видно на примере рудопроявлений в Южном рифе Западно-Панского массива. Сюда же можно отнести теллуриды Pd и Ag – луккулайсваараит, сопчеит и теларгпалит.

Можно ли каплю теллуриднного расплава считать условно замкнутой системой и существует ли ионный обмен с сульфидным расплавом? При сравнении состава выборок теллуридов по признаку наличию/отсутствию у них контакта с сульфидами, не было установлено очевидной разницы по содержанию в них Fe, Co, Ni и Cu. Это может означать, что вхождение сюда неблагородных металлов крайне ограничено. В тоже время очевидно, что теллуридный расплав крайне охотно вбирает в себя не только ЭПГ, но также As, Sn, Sb, Bi, Au и Ag. Это видно по наличию сложных теллуридно-арсенидных полиминеральных сростков, часто с золотом и интерметаллических соединений Pt и Pd с Sn (рис. 1 C).

Кластерные скопления теллуридов

Процессы взаимодействия кристаллизующегося и остывающего сульфидного расплава и растворенного в нем теллура являются, по-видимому, причиной появления характерных кластерных скоплений тонкозернистых (не более 10 мкм) теллуридов, расположенных в ореоле вокруг сульфидных агрегатов. По количеству выделений данная фракция уверенно лидирует среди платиноидов, но при этом вносит наименьший вклад в общую продуктивность оруденения при пересчете на объем.

Материалом для них может служить остаточный теллур в составе моносульфидного и промежуточного (*Mss* и *Iss*) твердых растворов, содержание которого в них достигает 0.2-0.39 мас.% и 0.08-0.46 мас.% [6]. Содержание теллура в наших реальных сульфидах минералах всегда ниже пределов обнаружения микрозондом. Метод лазерной абляции дает содержание висмута в пределах 0.02-0.17 г/т [3]. Данных по содержанию теллура в сульфидных минералах у нас нет, но, зная отношение Te/Bi \approx 5.8 (по данным LA-ICP-MS для руд Северного рифа), мы можем оценить содержание



Рис. 3. Модель формирования теллуридов Pt и Pd из сульфидного расплава (Helmy et al., 2006).

в руде теллура – не более 1 г/т. Из этого следует, что кластеры можно рассматривать, как результат завершающей стадии эволюции сульфидных расплавов – высвобождение теллура и палладия при распаде твердых растворов. Впрочем, нельзя полностью исключать влияние гидротермальных наложенных процессов, особенно для руд из наиболее измененной восточной части ФПК.

Новые минеральные фазы в системе Pt-Pd-Te

Потенциально новый теллурид состава Pt₃Te₄ впервые обнаружен в рудах месторождения В.Чуарвы. Минерал кристаллизуется в тригональной сингонии и обнаружен внутри сложных полиминеральных каплевидных сростков размером до 60 мкм. Небольшие размеры минерала не позволили провести большую часть необходимых исследований непосредственно в образце, поэтому изучались свойства его синтетического аналога по принятой для схожих случаев методике [8].

Выделения нового теллурида имеют ряд схожих и характерных особенностей:

1 – расположение внутри сложных каплевидных сростков теллуридов на краю или внутри сульфидного агрегата;

2 – состав сростков типоморфен – это низкотеллуровые Ag-содержащие минералы (теларгпалит, луккулайсваараит и Ag-содержащий кейтконнит), а также Pt-Fe и Pt-Cu сплавы в виде небольших пластинчатых и червеобразных выделений;

3 – каплевидный сросток обрамлен каймой Pt-Pd-сульфида (брэггит-высоцкит).

Исходя из типомофной ассоциации, формы нахождения (рис. 4 A), а также всего сказанного в этой статье выше, формирование нового теллурида является результатом уникального сочетания условий – резкого избытка Pt и Pd и недостатка Te в пределах условно замкнутой ЭПГ-теллуридной капли. Данное сочетание приводит к формированию низкотеллуровых минералов, к которым относится и сам Pt₃Te₄, а излишек ЭПГ сбрасывается в виде сплавов платины и брэггит-высоцкитовой сульфидной каймы.

Система Pd-Pt-Te относительно проста. В ряду Pt-Te в настоящее время известен только 1 минерал, а количество промежуточных фаз невелико, не считая изоморфной серии мончеитмеренскиит. В ряду же Pd-Te все гораздо разнообразней (рис. 2). Возможно, часть многочисленных промежуточных по составу фаз является результатом тончайшего срастания разных платиноидов. Однако встречаются и устойчиво повторяющиеся составы. К примеру, одна из фаз состава Pd₃Te₂, установленная в оруденении ФПК (рис. 4 В), была получена и экспериментальным путем [6]. Габов Д.А. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.024



Рис. 4. SEM-фото теллуридов из руд ФПК:

A – каплевидный зональный сросток состоящий из Ag-содержащего кейтконнита (Keit), фазы состава Pt₃Te₄ и Pt-Cu-сплава в окружении брэггитовой (Br - PtS) каймы; B – срастание мончеита и фазы состава Pd₃Te₂

Заключение

Морфология и взаимоотношения природных теллуридов между собой и с другими минералами платиновых металлов, рудообразующими сульфидами и силикатами, а также основные особенности их химического состава хорошо согласуются с результатами экспериментов в системах Pt-Pd-Te и других важнейших сульфидных системах (Fe-Ni-S, Cu-Fe-S, PtS–PdS–NiS) – [2, 4, 7 и др.] Во всех главных рудоносных зонах и соответствующих месторождениях Федорово-Панской интрузии (Федорова тундра, Киевей, С. Каменник, В. Чуарвы) механизм формирования ЭПГ минерализации необходимо рассматривать в рамках генезиса вкрапленного сульфидного оруденения, возникшего в позднемагматических условиях в результате процессов сульфидной ликвации и сегрегации сульфидов. Все главные концентраторы ЭПГ – ранние висмуто-теллуриды и сульфиды Pt и Pd, как и Pd-содержащий пентландит, образовались в интервале температур около 500-1100 °C при непосредственной кристаллизации из сульфидного расплава и остаточного газово-жидкого флюида. Процессы твердофазных обменных реакций между кристаллизующимся сульфидным веществом и платиноидами, а также перераспределение цветных и благородных металлов в постмагматических условиях в результате метаморфизма или под воздействием остаточных гидротерм существенного значения при формировании малосульфидных руд не имели.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0002.

- 1. Габов Д.А. «Минералы ЭПГ и Аи из малосульфидных руд массива Панских тундр (Кольский п-в)» // ЗРМО. 2009. Ч. СХХХVIII. № 3. С. 114-120.
- 2. Дистлер В.В., Гороховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л., Служеникин С.Ф., Филимонова А.А., Дюжиков О.А., Лапутина И.П. Петрология сульфидного магматического рудообразования // М.: Наука. 1988. 232 с.
- 3. Митрофанов А.Ф., Когарко Л.Н., Аносова М.О., Костицын Ю.А. Особенности распределения благородных металлов в сульфидных парагенезисах месторождения Федорова тундра (Кольский п-в). Докл. АН. 2013. Т. 451. № 6. С. 676-679.
- 4. Налдред А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд // Санкт-Петербург. Изд. СПбГУ. 2003. 487 с.
- 5. Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. Платинометалльная минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 54-65.
- Helmy H.M., Ballhaus C., Berndt J., Bockrath C. & Wohlgemuth-Ueberwasser C. Formation of Pt, Pd and Ni tellurides: experiments in sulfide-telluride systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 153(5). P. 577-591.
- 7. Verryn S. & Merkle R. The system PtS-PdS-NiS between 1200 ° and 700 ° C // The Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. P. 571-584.
- 8. Vymazalová A. *et al.* Lukkulaisvaaraite, Pd14Ag2Te9, a new mineral from Lukkulaisvaara intrusion, northern Russian Karelia, Russia // Mineralogical Magazine. 2014. V. 78. № 7. P. 1743-1754.
ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МЕТОДА РЕКОНСТРУКЦИИ КОНЦЕНТРАЦИЙ ГЕЛИЯ В ГЛУБИННЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА СГ-3)

Ганнибал М.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, m.a.gannibal@gmail.com

Результаты проведенных ранее исследований распространенности и изотопного состава гелия в породах и минералах Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) указывают на преимущественно радиогенное происхождение гелия и относительно хорошую его сохранность [1-3]. В некоторых частях разреза наблюдается также несколько повышенное, по сравнению со среднекоровым, отношение ³He/⁴He, причем таким повышением характеризуются не отдельные породы или минералы, а именно определенные интервалы глубины. Такое положение вещей, вкупе с единообразием изотопного состава гелия, извлеченного различными методами (дробление, плавление, ступенчатый нагрев) говорит о доминирующем влиянии метаморфического флюида в прошлом и/или подземных вод в настоящем на формирование наблюдаемого распределения изотопов гелия. В связи с этим разрез СГ-3 представляется перспективным объектом для изучения распределения изотопов гелия (а также U-He системы в целом) не столько в породах как таковых, сколько в системе вода – порода.

Метод реконструкции концентраций гелия в подземных водах, основанный на (подтвержденном) предположении о равновесии концентраций гелия во внутреннем объеме кварца, доступном для гелия (ДГО) и окружающей воде, был разработан нашим исследовательским коллективом совместно со швейцарскими коллегами [6] и успешно опробован на материале керна скважины, пробуренной в породах осадочной впадины пермо-карбонового возраста (Швейцария). Полученные данные позволили отследить источники, пути миграции и времена пребывания радиогенного гелия в пределах изученного интервала глубин, и сделать вывод о пригодности полигона для захоронения высокотоксичных и радиоактивных отходов. По существу, метод заключается в оценке внутреннего объема образца, доступного для гелия (при помощи насыщения образцов гелием в контролируемых P-T условиях), оценке давления гелия в этом объеме (на основании прямых измерений концентраций гелия в исходных образцах) и, наконец, в расчете концентраций гелия в воде (на основании данных о растворимости гелия).

Перспектива применения такого подхода к изучению разреза СГ-3 представляется наиболее верным способом получить экспериментальные данные о подвижности радиогенного гелия в системе вода-порода на столь значительных глубинах.

Первые попытки такого рода были предприняты практически в ходе разработки метода. Результаты, однако, получились невнятными: рассчитанные значения парциального давления гелия (Р_{ие}) в ДГО оказались хаотичными; результаты нескольких опытов с одним образцом, как правило, не сходились. Наиболее вероятной причиной неудачи были существенные отличия кварца из разреза СГ-3 от кварца из осадочных пород. Последние представляют собой обломочный кварц, тогда как образцы из разреза СГ-3 представлены, главным образом, кварцем из жил и пегматитов. По данным ступенчатого отжига, выполненного для одного из этих образцов, гелий из жильного кварца начинает выделяться при температуре, как минимум, на 150-200°С ниже, чем из обломочного кварца песчаников. Причиной этого, по-видимому, является декрепитация флюидонасыщенных включений, нестабильных в данном интервале температур. Таким образом, часть ДГО разрушается при первом прогреве образца, будь то экстракция гелия из образца или насыщение навески гелием. На этом же этапе исследований было установлено, что, наряду с разрушением ДГО может наблюдаться его увеличение, предположительно, вызванное утечкой части содержимого флюидных включений и, соответственно, увеличением в них доли объема газовой фазы (по отношению к жидкой). Поскольку объем жидкости входит в ДГО с множителем Н (постоянная Генри, или растворимость гелия в жидкости), составляющим в пресной воде около 0.01, а в рассолах около 0.001, такая утечка может критически повлиять на измеренный объем ДГО. Следует также иметь в виду, что оба процесса (декрепитация включений и утечка их содержимого) могут происходить в одном и том же образце, так что об изменениях, которые претерпевает исходный ДГО в ходе экспериментов вообще сложно что-либо сказать. Таким образом, методика, разработанная для кварца из осадочных пород не подходит для пород разреза СГ-3, и скорее всего, для многих других случаев предполагаемого равновесия концентраций гелия в системе кварц – вода, однако сама концепция такого равновесия кажется достаточно перспективной для того чтобы продолжать поиски адекватных экспериментальных методов ее исследования.

Чтобы отыскать и выделить в образцах кварца компоненту ДГО, устойчивую при температуре около 300-400°С, при которой гелий полностью высвобождается из образца в течение приемлемого временного интервала (в пределах недели), были предложены следующие способы:

1. Использовать для опытов более мелкую фракцию образцов. Идея состояла в том, чтобы заранее разрушить наиболее крупные флюидные включения, которые, во-первых, вносят наибольший



Рис. 1. Извлечение гелия из крупно- и мелкозернистой фракций образца кварца № 42057, разрез СГ-3, методом линейного нагрева.

вклад в ДГО образца (а также в его неоднородность), а во-вторых, в наибольшей степени подвержены декрепитации. Этот способ, хотя и определенно способствует в некоторых случаях разрушению части декрепитирующих включений (рис.1) не внушает особого оптимизма, так как первоначально проведенные опыты методологически как раз и представляли собой либо дробление (извлечение гелия из крупных включений) либо плавление тонкозернистого порошка, полученного в ходе дробления. Последние опыты от предлагаемых отличает только то, что раз-

рушение крупных включений происходило после насыщения гелием, а не до него, что едва ли могло принципиально что-то изменить. Как говорилось выше, результаты этих опытов были неудовлетворительными.

Подвергать образцы кварца предварительному краткосрочному прогреву: исходные образцы 2. – для того, чтобы разрушить включения, декрепитирующие при низких температурах, насыщенные гелием – для того, чтобы создать одинаковые условия дегазации (так как при прогреве исходных образцов, наряду с разрушением включений происходит также диффузия гелия из неповрежденной части ДГО). Этот способ был опробован для образцов 38032d (глубина отбора 9860.8 м, 1 опыт) и 41305 (глубина отбора 11352.2 м, 2 опыта). В этих опытах гелий извлекался из образцов путем изотермического нагрева; порции гелия, выделившиеся в течение первого часа прогрева (суммарная длительность каждого опыта составляла 100..150 часов) из всех образцов были исключены из рассмотрения. Реконструированные значения Р_{не} во внутреннем объеме образцов составили (1.58) и (1.17; 1.44) атм. для образцов 38032d и 41305, соответственно. При использовании разрушающих методов экстракции гелия (дробления и плавления) для этих образцов были получены значения (2.59; 2.64) и (3.38; 11.20) атм, соответственно. Для сравнения, среднее значение давления гелия в ДГО кварца из осадочных пород (см. выше) в интервале глубин 1130-2012 м составило 0.49 атм. Таким образом, полученные значения Р_{не} показывают значительно меньший разброс и достаточно правдоподобны. С другой стороны, сам по себе способ не предоставляет возможности выяснить, как полученные значения соотносятся с реальными. Можно вполне обоснованно предположить, что все декрепитирующие включения разрушаются в течение первого часа прогрева, однако если имеет место частичная утечка содержимого включений без их разрушения, расчетные значения Р_{не} (и, соответственно, его концентрации в подземных водах) будут необратимо занижены. Длительная выдержка образцов при температуре 350°С (рабочая температура опытов изотермического нагрева) также может повлиять на их проницаемость для гелия. Вообще говоря, моде-



Рис. 2. Результаты линейного нагрева образцов кварца из разреза СГ-3 (а-в) и из песчаника (Швейцария, (г). По оси ординат – поток ⁴Не, произвольные единицы.

лирование процессов, происходящих в природе, требует сильного их упрощения, а на результаты лабораторных опытов могут оказывать влияние любые факторы, независимо от того, находятся ли они в рамках модели или за рамками. Таким образом, необходим какой-либо эмпирический критерий достоверности реконструкции значений Р_{не} в ДГО. Ниже изложены возможные пути верификации полученных результатов.

Один из таких путей заключается в анализе нескольких образцов кварца с близких глубин или даже нескольких навесок одного образца. Относительный объем включений, в том числе той их части, за счет которой ДГО может претерпеть необратимые изменения является индивидуальным параметром не только для разных образцов, но и для разных навесок. При этом, предположительно, он же является главным источником возможной ошибки. Поэтому совпадение P_{He} для нескольких образцов будет свидетельствовать в пользу правильности таких результатов.

Еще надежнее было бы сопоставить результаты реконструкции Р_{не} в разных минеральных видах. Такое предложение было высказано еще в ходе отработки метода на породах швейцарской осадочной толщи,

однако из песчаников этой толщи не удалось извлечь в достаточном количестве ничего кроме кварца. Пригодность того или иного минерала для реконструкций концентраций гелия в окружающих подземных водах определяется рядом критериев [6]; доказательство того, что обломочный кварц соответствует этим критериям было весьма трудоемким. Кроме того, наличие в кварце песчаников внедренного гелия было установлено более или менее случайно [5], и явилось толчком к разработке метода оценки концентраций гелия в воде (а не наоборот). Если же речь идет о том, чтобы выбрать подходящий минерал из многих, первичным критерием такого выбора, по-видимому, должна стать крайне плохая сохранность захваченного гелия в выбранном минерале, что представляет собой известное затруднение, поскольку традиционно в изотопной геохимии гелия ценится его *хорошая* сохранность и объектом исследования становятся соответствующие минеральные виды.

Исследования мест нахождения благородных газов (в частности, гелия) в природных минералах, проведенные нашим коллективом в последние годы [4, 7], показали хорошую информативность метода линейного нагрева образца с одновременной регистрацией тока ⁴He⁺ на масс-спектрометре в динамическом режиме (в частности, результаты таких опытов представлены на рис.1). При достаточной скорости нагрева этот метод позволяет наблюдать процесс высвобождения гелия из разных мест нахождения, которые, как правило, соответствуют разным пикам выхода гелия, а также составить приблизительное представление о его подвижности и, что немаловажно, позволяет сделать это достаточно быстро. Пока что такие опыты были выполнены только для нескольких образцов кварца из разреза СГ-3 (рис. 2). Сопоставление этих кривых между собой, а также с аналогичной кривой, полученной для образца швейцарского обломочного кварца (рис. 2 г) позволяет, по принципу наибольшего соответствия, отобрать потенциально пригодные образцы (рис. 2 б), зафиксировать пониженную проницаемость образца (рис 2 а), наличие декрепитирующих включений (рис. 1), или еще одного места нахождения гелия (предположительно, примеси другого минерала, рис. 2 в). Таким образов, линейный нагрев представляется наиболее приемлемым способом первичной разбраковки образцов.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0012.

- 1. Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты. 1991. 185 с.
- 2. Икорский С.В., Каменский И.Л., Смирнов Ю.П. Изотопы гелия в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования // М. 1998. МФ «Технонефтегаз». 260 с.
- 4. Толстихин И.Н., Скиба В.И., Севостьянов А.Ю., Каменский И.Л., Ветрин В.Р. Места нахождения и происхождение благородных газов в минералах (на примере ильменита из щелочных гранитов Кольского п-ова). Геохимия. 2014. № 12. С. 1099-1107.
- Tolstikhin I.N., Lehmann B.E., Loosli H.H., Gautschi A. Helium and argon isotopes in rocks, minerals and related groundwaters: A case study in Northern Switzerland // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 1497-1514.
- Tolstikhin I.N., Gannibal M., Tarakanov S., Pevzner B., Lehmann B.E., Ihly B., Waber H.N. Helium transfer from water into quartz crystals: A new approach for porewater dating // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 238. P. 31-41.
- 7. Tolstikhin I.N., Verchovsky A.B., Kamensky I.L., Skiba V.I., Gannibal M.A., Vetrin V.R. Amphibole: a major carrier of helium isotopes in crustal rocks // Chem. Geol. 2016. V. 444. P. 187-198.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ – КАК ИНДИКАТОР ТИПИЗАЦИИ УЛЬТРАМАФИТОВ СПОРНОГО ГЕНЕЗИСА

Голубева И.И., Филиппов В.Н., Бурцев И.Н.

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

На Среднем Тимане в пределах юго-восточной части Четласского поднятия развиты своеобразные ультрамафиты, относимые к четласскому комплексу щелочных пикритов [3]. Становление этого комплекса связано с байкальским тектоно-магматическим циклом и имеет возраст 590-598 млн. лет [4]. Породы представлены субвертикальными телами с мощностью от десятков сантиметров до десятков метров в раздувах, имеют протяженность до 3 км. По геофизическим данным, неглубокими скважинами и наземными горными работами, были выявлены около тысяч даек, расположенных на площади около 1000 км². Дайки имеют многофазное строение, обусловленное присутствием пород предыдущих фаз внедрения. В породах отмечаются ксенолиты мантийных и вмещающих пород, погруженные в матрикс с варьирующим количеством минералов разного генезиса (магматогенного и метасоматического). Породы подвержены процессами карбонатизации и флогопитизации вплоть до слюдитов и карбонатитов. Изменчивый минеральный состав пород, но индивидуальный для определенного дайкового тела, приводит к разным диагностическим выводам исследователей. В производственных отчетах и научных статьях породы трактуются как кимберлиты, слюдистые лампрофиры, меланократовые минетты или лампрофиры, лампрофиры керсантитспессартитового ряда, щелочные пикриты [2; 5]. В наше распоряжение был представлен керн скважины № 55 глубиной 173 м, прошедшей вдоль двух параллельных даек мощностью около 5 м. Породы плотного сложения имеют черный цвет. Отмечается большое количество ксенолитов мантийных пород и минералов, а так же коровых (вмещающих) пород. Ксенолиты мантийных пород с размерами до 10 см представлены вебстеритами и горнблендитами. Ксеногенные обломки минералов – оливина (2-10%), моноклинного пироксена (3-5%), хромшпинелида в породе отличаются большими размерами и обуславливают порфирокластовую структуру. Матрикс представляет собой мелкозернистый агрегат разнородный по количественному составу магматогенных и вторичных минералов: моноклинный пироксен, роговая обманка, флогопит, кальцит, хлорит, эпидот. Текстура основной массы массивная или флюидальная. Породы изучаемых даек имеют в среднем химический состав (в масс. %): SiO₂ = 41.2; TiO₂ = 1.26; Al₂O₃ = 9.7; Fe₂O₃ = 3.2; FeO = 5.3; MgO = 16.1; CaO = 11.99; Na₂O = 0.79; K₂O = 3.3; P₂O₅ = 0.36, отличимый от щелочных пикритов пониженным содержанием магния, высоким количеством щелочей и кальция.

Хромшпинелид является одним из косвенных минеральных индикаторов генезиса магматических пород. В данном случае породы интересны не только как петрологический объект, но и как перспективные на алмазоносность [1; 6; 8], так как вблизи даек в аллювиальных отложениях и в самих породах известны находки алмазов уральского типа. В изучаемых ультрамафитах хромшпинелид, как уже отмечалось, встречается только как ксеногенный в виде изометричных обломков с размерностью до 0.6 мм. Минерал представлен двумя разновидностями – среднехромистым хромшпинелидом и железистой шпинелью. В микроскопе при одном поляризаторе хромшпинелид имеет красный цвет, а железистая разновидность шпинели – зеленый. Хромшпинелид с меньшими размерами (0.1-0.2 мм) встречается в мантийных ксенолитовых обломках оливина и вебстерита. Хромшпинелид представлен среднехромистой разновидностью со следующим составом (масс. %): $TiO_2 = 0-1.51$; Al $_2O_3 = 12.2-41.0$; Cr = 17.42-51.45; FeO + F $_2O_3 = 12.55-20.29$; MgO = 12.05-20.43 (табл. 1). На тройной диаграмме Al ³⁺ – Cr ³⁺ – Fe ³⁺ наблюдаются изоморфные замещения между хромом и алюминием, что предполагает перидотит-пироксенитовый магматический эволюционный тренд (рис. 1 а). В нашем случае хромшпинелиды образуют неполный Al ³⁺ – Cr ³⁺ тренд, соответствующий пироксенитовому генезису. На этом же графике размещены результаты химических анализов хромшпинелидов из других даек, удаленных друг от друга на значительные расстояния. Фигуративные точки хромшпинелидов расположились в одном поле, что подтверждает их единый генезис и однородность мантии на данном участке Среднего Тимана. Перидотит-пироксеновый



Голубева И.И. и др.

Рис.1 Особенности составов хромшпинелида на тройной диаграмме Al 3+ – Cr 3+ – Fe 3+ (a); на двойной диаграмме Cr /Cr + Al ¬ Fe+2 /Fe+2 + Mg (б).

Условные обозначения: 1 – хромшпинелид скважины № 55; 2 – хромшпинелид других скважин по [5]; 3 – ранняя реакционная кайма хромшпинелида; 4 – поздняя реакционная кайма хромшпинелида.



Рис. 2. Электронно-микроскопические изображения реакционных каемок хромшпинелидов (в режиме упруго-отраженных электронов).

а – железистая шпинель, замещаемая последовательно хлоритом и магнетитом; б – ранняя реакционная кайма; в – ранняя и поздняя магнетитовая реакционная кайма с выростами крючкообразной формой; г – ранняя реакционная кайма пористой структуры; д – увеличенный фрагмент пористой структуры реакционной каймы хромшпинелида Хорошо видно развитие магнетитовой каймы в виде выростов грибообразной формы; е – поздняя магнетитовая кайма около хромшпинелида.

тренд хромшпинелида прослеживается и на графике Cr /Cr + Al Fe⁺²/Fe⁺² + Mg (рис. 1 б) [9]. В минерале отмечается повышенное количество титана (в среднем 0.66 масс. %) и существенный диапазон значений (в масс. %) от 0 до 1.51. Повышенный титан и неравномерное его распределе-

ние объясняется мантийной метасоматической переработкой пироксенитов. Железистая зеленая шпинель в описываемых породах является редкостью и отличается относительно большими размерами (до 1 мм). Характеризуется так же повышенным содержанием ТіО, (0.47-0. 54 масс. %), высоким количеством Al₂O₂ (49.91-61.15 масс. %) и весьма незначительной примесью Cr₂O₂ (0-0.25 масс. %). Отмечаются практически равные количества магния и суммы железа (масс.%): MgO = 16.67-19.59, FeO + F₂O₂ = 18.74-22.69. Шпинель в процессе становления породы последовательно замещается хлоритом, а затем магнетитом (рис. 2 а). Стадийность замещения характерна и для хромшпинелида, отражающая процессы эволюции расплава в коровых условиях и постмагматическое преобразование породы. На тройной диаграмме Al³⁺ – Cr³⁺ – Fe³⁺ хорошо прослеживается реакционный тренд изоморфизма Cr³⁺ + Al³⁺ – Fe³⁺, подобный пикритовому, связанный с реагированием минерала с флюидонасыщенным расплавом (рис. 1 а). Визуально этот процесс хорошо виден на микрозондовых снимках в виде каймы пористой структурой с заливообразными краями, повторяющей первичные контуры замещаемого минерала (рис. 2 б-д). В поляризационном микроскопе в проходящем свете кайма диагностируется черным непроницаемым цветом вокруг просвечивающим красным хромшпинелида. Реакционная кайма имеет разную ширину вплоть до полного замещения первичного минерала, но в случае отсутствия диагностируется только магнетитовая (рис. 2 е). Состав реакционной каймы отличается от первичного мантийного хромшпинелида повышенным содержанием общего количества железа и пониженным магнием со средним значением 11.06 мас. % (табл. 1). В некоторых случаях отмечаются в небольших количествах примеси MnO (в среднем

	Центральная часть зерна (n – 26)			Реакционная кайма					
				ранняя (n – 15)			поздняя (n – 20)		
	X min	X max	X middl	X min	X max	X middl	X min	X max	X middl
TiO ₂	0	1.51	0.66	0	0.98	0.54	0	6.26	1.6
Al ₂ O ₃	12.2	41.0	29.6	7.07	29.47	22.2	0	8.23	1.4
Cr ₂ O ₃	17.42	51.45	34.1	25.41	39.65	34.4	2.23	29.28	8.43
FeO*	12.55	20.29	16.7	16.57	50.86	28.0	42.10	98.14	79.1
MgO	12.05	20.43	17.53	1.29	18.1	11.06	0	2.99	0.73
MnO	0	0	0	0	2.99	0.39	0	2.74	0.82
ZnO	0	0	0	0	2.29	0.15	0	1.75	0.48

Таблица 1. Химический состав хромшпинелида и реакционных каемок (в масс. %).

0.39 масс. %) и ZnO₂ (в среднем 0.15 % мас. %). Оцинкование хромшпинелидов происходит, обычно, в гидротермально-метасоматических и гидрогенных условиях [7]. В нашем случае цинксодержащие каемки образовались за счет реакционного реагирования обломков низкохромистого хромшпинелида пироксенитового генезиса с флюидонасыщенным щелочным мантийным расплавом. Высокая насыщенность летучими компонентами расплава, как уже упоминалось выше, приводит на конечных стадиях формирования пород к образованию карбонатитов и флогопитовых слюдитов. Метасоматические процессы происходили одновременно с дезинтеграцией сформировавшихся ранее мономинеральных карбонатных или слюдистых участков, так как в породе нередко встречаются фрагменты пород кальцитового или флогопитового состава, растащенных, впоследствии на отдельные фрагменты флюидизированным высокотекучим расплавом. На последних стадиях становления породы пропитываемой остывающими растворами около хромшпинелида формируется поздняя кайма магнетитового состава. Об этом свидетельствуют выросты, образованные на краю магнетитовой каймы, крючкообразной, грибообразной или другой неправильной формами, развивающиеся в межзерновом пространстве контактирующих минералов (рис. 2 в; д; е). Прерывистость образования зональных реакционных каемок иллюстрирует тройная диаграмма Al ³⁺ - Cr ³⁺ - Fe ³⁺ на которой хорошо виден обособленный эволюционный тренд кристаллизации магнетита. Поздняя магнетитовая оторочка имеет переменный химический состав (рис. 2 а). Помимо главных компонентов оксидов железа (в среднем 79.1 масс.), отмечается постоянная примесь Cr_2O_3 в количестве от 2.23 до 29.28 масс. % (табл. 1). Количество TiO_2 , MgO и Al_2O_3 резко уменьшается до полного исчезновения. Элементы Mn и Zn в среднем соответственно (в мас. %) 0.82 и 0.48 отличаются повышенным содержанием по сравнению с ранней каймой, но в некоторых случаях данные элементы могут отсутствовать. Оцинкование хромшпинелида на этом этапе происходило за счет гидротрмальнометасоматических процессов, прошедших в сформировавшейся породе.

Таким образом, химический состав хромшпинелидов описываемых ультрамафитов отвечает мантийному пироксенитовому генезису и не подтверждает его пикритовую природу. Преобразование минерала отражает эволюционный процесс становления мантийной породы в земной коре.

- 1. Гаранин В.К. Полигенность природного алмазообразования // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. Москва. 2010. Т. 2. С. 157-175.
- Голубева И.И., Бурцев И.Н. Проблема типизации щелочных ультрамафитов дайкового комплекса Среднего Урала // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Петрозаводск. 2015. С. 551-554.
- Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб: 1 000 000 (третье поколоение). Лист Q – 39. Объяснительная записка. СПб: Ид-во СПб Картография. ВСЕГЕИ. 2015.
- 4. Костюхин М.И., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона: Л.: Наука. 1987. 232 с.
- 5. Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург. 2008. 312 с.
- 6. Саблуков С.М., Каминский Ф.В., Саблукова Л.И. Древние алмазоносные изверженные породы некемберлитового типа // Проблемы источников шлубинного магматиза и плюмы. Иркутск, 2005. С. 116-133.
- 7. Силаев В.И., Голубева И.И., Хазов А.Ф. и др. Цинкосодержащие и цинкистые хромшпинелиды: химизм и типоморфные значение // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар. 2010. Вып. 126. № 36. С. 110-180.
- 8. Щека С.А., Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. Первая находка эксплозивных щелочных пикритов в Наданьхада-Алине (КНР). Геохимия. ДАН. 2009. Т. 429. № 3. С. 373-387.
- 9. Barnes S.J., Roeder P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. Journal of petrology. 2001. V. 42. № 12. P. 2279-2302.

ВЗАИМОСВЯЗЬ НЕОТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ НА ПРИ-МЕРЕ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ И ЕГО ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Гордеев Н.А.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва, gord@ifz.ru

В работе представлены результаты комплексного изучения Оленекского поднятия и его южного обрамления, в комплекс вошли геологические, структурно-геоморфологические и тектонофизические методы.

Территория исследования приурочена к Лено-Оленекскому междуречью на северо-востоке Восточно-Сибирской платформы. Наличие россыпных алмазов [2; 3; 16; 17] и данных об Оленекском месторождении битумов [13], а также относительно трудная доступность района обусловили необходимость детального изучения новейшей тектоники района, т.к. на сегодняшний день на район исследований имеются лишь мелкомасштабные карты неотектоники [14; 4].

Основной <u>целью работы</u> было сопоставление новейших тектонических структур с новейшей и современной геодинамикой района. Установление взаимосвязи древних и новейших структур.

Методы исследования

Ряд полевых исследований заключался в изучении рельефа, в том числе морфологии речных долин, склонов водоразделов и др., исследовались коренные и четвертичные отложения, проводилось шлиховое опробование, описание кернового материала.

Структурно-геоморфологический метод изучения новейших структур [11]. Метод заключается в анализе особенностей рельефа по топографическим картам для выделения новейших структур. Их подтверждение и уточнение требует построения геоморфологических и геологогеоморфологических профилей. Профили проводились по водоразделам как вкрест основных неотектонических структур, так и вдоль их простирания. Геолого-геоморфологические профили дают возможность выделить новейшие поднятия и прогибы, определить более точное положение уступов и выровненных поверхностей, увидеть характерные черты их морфологии, подчеркнуть возможные деформации или другие особенности их строения. Анализ геологических данных позволяет установить состав и возраст горных пород, на которых были выработаны ступени рельефа, их залегание, чтобы более точно проследить степень унаследованности древних структур на новейшем этапе.

3D геологическое моделирование. Для установления взаимосвязи глубинных и новейших структур применено 3D геологическое моделирование. На основе программного обеспечения Arc-Gis, Global Mapper оцифровывались геологические, топографические карты, тектонические схемы. В дальнейшем были созданы базы данных в формате ASCII, Elevation data, Grid. После этого полученные данные загружались в программное обеспечение RMS, в котором создается рабочая среда для моделирования. Параметры модели нашей среды – ширина «х», глубина «у», высота «z»; система привязки координат – проекция Гаусса-Крюгера на основе датума WGS84. Далее производилась загрузка файлов ASCII, Elevation data и Grid, которые мы переработали в 3D модель.

Реконструкция неотектонического напряженного состояния. Для проведения геодинамического анализа территории исследования был применен структурно-геоморфологический метод (СГМ) реконструкции сдвиговых напряжений [15]. Он основан на повсеместном развитии в осадочном чехле платформ крутопадающих разломов, требующих горизональной ориентации осей сжатия и растяжения. Ориентация оперяющих разрывов или вторичных нарушений в зонах динамического влияния сдвигов как по полевым данным, так и по данным моделирования, обобщена М.В. Гзовским [1] и представлена на (рис. 1). Этот рисунок используется в СГМ и назван нами «палеткой Гзовского». В каждом варианте выделяются две системы сопряженных сколов и система отрывов, параллельная оси сжатия. Технология метода заключается в дешифрировании всех мелких прямолинейных элементов рельефа, названных мегатрещинами, вблизи предполагаемого или действительного разрывного нарушения. Для дешифрирования используются топографические карты, космические и аэрофотоснимки, масштаб которых зависит от конкретных целей.



Рис. 1. Парагенезис оперяющих трещин в зоне сдвига [1]. «Палетка Гзовского». Варианты напряженного состояния при углах скалывания 45 ° (а), < 45 ° (б), обстановки дополнительного растяжения (в) и сжатия (г). 1 – разлом; 2 – трещина отрыва; 3, 4 – сколы с правой (3) и левой (4) сдвиговой кинематикой; 5, 6 – ориентация осей растяжения (5) и сжатия (6) в горизонтальной плоскости.

Новейшая структура и геодинамика

На изучаемой территории выделяется ряд неотектонических структур, таких как, Оленекское поднятие (или свод).

В новейшее время произошла перестройка структурного плана. Древний Оленекский свод после продолжительного платформенного этапа, прерываемого вспышками магматизма [6; 7; 8; 9; 10], был унаследован новейшим одноименным поднятием, а на месте древних прогибов образовались на севере Келимярский прогиб, на востоке – поднятие кряжа Чекановского, на юге – Кютингдинский прогиб, на северо-востоке – Бурский прогиб. К югу и юго-востоку от Оленекского поднятия на неотектоническом этапе сформировались субмеридиональные поднятия, последовательно с запада и с востока понижающиеся к Ленскому прогибу. «Восточные» структуры унаследованно развиваются над западным склоном древнего Предверхоянского прогиба, в то время как центральная и восточная части древнего прогиба втянуты в поднятие Верхоянского хребта. В новейшей тектонической структуре территории Лено-Оленекского междуречья отчетливо выделяются две разноплановые области – северная и южная.

Анализ полей напряжения на исследуемой территории подчеркивают в области Оленекского поднятия радиальный рост и развитие прогибов в окаймлении самого поднятия, что подтверждает его развитие по настоящие дни. Кроме этого общее положение локальных мелких брахиморфных поднятий внутри Оленексого выявляют активное расширение последнего в северо-западном направлении. В области южного обрамления Оленекского поднятия «подсвечиваются» широтные ориентировки сжатия, что в совокупности дает объяснение и взаимосвязь между меридиональными куэстовыми поднятиями на западе, активно-растущего Верхоянского хребта на востоке и крупной Приленской впадины.

По наложенной <u>3D модели чехла</u> (рис. 2) можно определить степень унаследованности новейших структур от древних. Унаследованными структурами, развивающимися над крупными древними Оленекским и Мунским сводами являются Оленекское и Куойско-Суханское поднятия, над древними Хастахским и Кютингдинским грабенами – Бурский и Кютингдинский прогибы, новейший Ленский прогиб развит над периферией мезозойского Предверхоянского прогиба. К инверсионным структурам относятся Кряж Чекановского и ступени-поднятия Верхоянья – Восточно-Приленское, Джарджан-Натарское, Собопольское. Они развиты над древним Предверхоянским прогибом. Такие структуры, как Мунско-Сюнгюдинское поднятие, Келимярская впадина, не имеют прямой взаимосвязи с древнейшими структурами, так как их эволюция связана с развитием смежных структур. Например, для Келимярской впадины – это воздействие Оленекского поднятия с запада и Кряжа Чекановского с востока. Кроме того, асимметричная форма новейших структур юга исследуемой территории свидетельствует о возможном давлении со стороны активно развивающегося Верхоянского хребта. Куэстовый рельеф характерен и для Кряжа Чекановского.

Резюмируя все выше сказанное, можно сделать следующие выводы: структурногеоморфологический метод анализа вторичных нарушений, базирующийся на принципах тектонофизического моделирования [15], показал, что формирование большинства разломов, независимо от их простирания и ранга, происходит преимущественно в обстановке транспрессии. Обстановки транстенсии крайне редки и характерны лишь для новейших отрицательных структур. Анализ морфологии новейших структур в комплексе с тектонофизическим методом позволил разделить территорию Лено-Оленекского междуречья на несколько областей с разными геодинамическими обстановками формирования структур. Основными источниками, которые влияют на особенности структурного плана территории исследования, являются новейшие активно развивающиеся Оленекское поднятие и Верхоянский Хребет. На основании детального анализа линеаментов, проведенного в пределах Оленекского поднятия, установлены направления возможного сжатия, что соответствует результатам тектонофизического анализа.



Рис. 2. 3D модель чехла.

- 1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики / Гзовский М.В. М.: Наука. 1975. 536 с.
- 2. Граханов С.А. Рэтские россыпи алмазов 2010.
- 3. Граханов С.А. Особенности формирования и закономерности размещения россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы Автореферат дисс. на соиск. уч. степени доктора геол.-минер. н. Якутск, 2007.
- 4. Грачев А.Ф. Основные Проблемы Новейшей Тектоники И Геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. № 12. Москва. 1996. С. 5-36.
- 5. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Анабарская. Лист R-51-IX, X. Объяснительная записка. Составитель Н.И. Гогина. М.: Недра. 1975. 89 с.
- 6. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Нижне-Ленская серия. Лист R-51-V, VI. Объяснительная записка. Составители Д.С. Яшин, Д.А. Вольнов. М.: Недра, 1965. 49 с.
- 7. Геологическая карта дочетвертичных образований. Масштаб 1:1 000 000. Серия Джарджан. Лист R-51. Составитель В.С. Гриненко, Л.А. Юганова, А.М. Трущелев. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2013.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Серия Джарджан. Лист R-51. Объяснительная записка. Составитель В.С. Гриненко, Л.А. Юганова, А.М. Трущелев. С-Пб.: ВСЕГЕИ. 2013.

- 9. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. 1960.
- 10. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Масштаб 1:2500000. М.: ВСЕГЕИ. 1972.
- 11. Макаров В.И. Некоторые проблемы изучения новейшей тектоники платформенных территорий (на примере Русской плиты) // Разведка и охрана недр. 1997. №1. С. 20-26.
- 12. Объяснительная записка к сдвоенному листу R-51-V, VI Госгеолкарты СССР масштаба 1:200000. 1960.
- 13. Поляков А.А., Блинова В.Н., Каширцева В.А., Смирнова М.Е., Новые данные о геологическом строении Оленекского месторождения битумов и перспективах нефтегазоносности прилегающей территории // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 3.
- 14. Николаев Н.И., Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. М.: Мингео СССР. 1979.
- 15. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. вузов. геол. и разв. / Сим Л.А. 1991. № 10. С. 3-22.

Фондовые материалы

- 16. Галабала Р.О. (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Лены и Оленека. Отчет партии № 14 об АФГК масштаба 1 : 50 000 на площади листов К-51-19-24, 36, 48; К-52-13, 14, 25, 26, 37-39, проведенном в 1988-1992 гг. М. 1992.
- 17. Граханов С.А. Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ на коренные месторождения алмазов в пределах Оленёкского поднятия (Республика Саха (Якутия)) в 2007-2010, ф.

БЕСКОРНЕВЫЕ ЭНЕРГОГЕНЕРИРУЮЩИЕ ОЧАГИ НЕРАДИОАКТИВНОЙ ПРИРОДЫ В ЛИТОСФЕРЕ (ТЕКТОНО-КЕССОННЫЙ ЭФФЕКТ И ЕГО ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ В СИНТЕЗЕ УГЛЕВОДОРОДОВ)

Горяинов П.М.

Геологический институт КНЦ РАН

Для объяснения энергетической составляющей минералообразующих реакций обычно привлекаются различные глубинные источники (глубинное тепло, энергия активной тектонической динамики и, конечно же, распад радионуклидов). Однако многие, если не подавляющая часть процессов глубокой вещественной дифференциации может быть связана с бескорневыми источниками энергии нерадиоактивной природы. Публикация содержит материалы и размышления на эту тему, которая раскрывает сущность одного из важнейших литосферных явлений – тектоно-кессонного эффекта [1].

Введение

Проблема образования «нестандартных» минеральных ассоциаций, в особенности сильно восстановленных, сейчас на пике геохимических исследований. В последнее время теория восстановления in situ (как точка зрения, противоположная теории «исходно восстановленного мантийного источника») подкрепляется экспериментами, и главным из альтернативных модификаторов признаются как раз-таки разряды высоких энергий [13]. Процессы, сопровождающие выведение к поверхности нерелаксированных пород, в частности, возникновение в связи с этим градиентов напряжений и избыточных электрохимических связей в твердотельном субстрате, объединены под названием «тектоно-кессонный эффект» (ТКЭ), – по отдаленной аналогии с известным биофизическим явлением [1, 2]. В зависимости от величины градиента в очагах проявления ТКЭ возникают эмиссионные энергетические потоки различной природы (от акустической, молекулярной, электронной до плазменно-нейтронной). При незначительных градиентах происходит шелушение и лавинное накопление детритуса. При значительном градиенте может происходить частичное плавление с образованием пород смешанного состава (детритус с расплавным и гидрохимическим или более сложным цементом), образование брекчий нескольких поколений, не связанных с воздействием внешних тектонических факторов [10].

Тектоно-кессонный эффект: физические следствия

Избыточность связей (ионных, ковалентных, металлических) провоцирует энергетическую эмиссию в очаге разгрузки. С этим геодинамическим процессом связано появление плазмоидов и шаровых молний, а также значительные вариации магнитного поля во время землетрясений [3, 4]. Если кристаллическое вещество (горная порода) находилась в субсолидусном состоянии, то каждое достижение критического состояния (т.е. определенного градиента избыточного напряжения) могло сопровождаться локальными, бескорневыми выплавками. Примеры подобных явлений можно найти в самых разных геологических ситуациях, прежде всего, характеризующихся повышенной энергонасыщенностью. Это явление детально рассмотрено в ряде публикаций [1, 2, 8].

При моделировании природных реакций глубинного минералообразования, в том числе реакции органического синтеза, обычно учитывают лишь два параметра энергетической «накачки» системы – температуру и давление как факторы, способствующие возрастанию химической активности ионов. Ионизирующее излучение в построении этих моделей обычно не участвует, хотя оно является одним из наиболее эффективных способов введения энергии в систему. Одними из первых на это обратили внимание А.А. Воробьев [3, 4] и И.Ф. Вовк [5, 6]. Возрастание градиентов механического потенциала, как отмечает А.А. Воробьев [4], вызывает не только механическую неустойчивость, но и «механоэлектрические преобразования и возникновение электрических полей, токов, электрических разрядов, а в плазме – плазмохимических, ядерных и термоядерных реакций, теплового и взрывного действия разрядной плазмы». Вот какую природу могут иметь шаровые молнии (плазмоиды), сопровождающие разрядку избыточных тектонических напряжений в литосферных структурах разного масштаба, прежде всего, землетрясения.

Тектоно-кессонный эффект: химические следствия

Ионизирующее воздействие на водно-минеральные системы традиционно связывают исключительно с естественной радиоактивностью горных пород [6]. На самом деле «привязка» этих реакций к ионизирующему излучению именно этой природы далеко не очевидна. Так, минералообразующие реакции, обусловленные глубокой диссоциацией воды по невыясненной причине, распространены значительно шире, чем процессы радиоактивного распада. Разрушение кристаллического вещества, разрыв избыточных кристаллических связей порождает не только тепловую эмиссию. По мнению А.А. Воробьева [3], в тектонических процессах энергетические эффекты электрической природы (характер излучения не привязывается к определенной длине волны) превышают все другие ее виды на несколько порядков. Эти процессы, и в общем случае, – тип динамической эволюции связан с проявлением тектоно-кессонного эффекта (рис. 1).

Особая роль в химических изменениях, вызванных ионизирующим излучением в литосфере, принадлежит воде. Вода выступает в подобных условиях и как среда, и как активный участник, источник окислителя или восстановителя, и, наконец, как мощный агент мобилизации, переноса и



Рис. 1. Схема типовых геодинамических обстановок проявления тектоно-кессонного эффекта.

Красными линиями обозначены зоны локализации наивысших градиентов избыточных давлений и размещения продуктов тектоно-кессонной динамики (включая месторождения металлов, углеводородов) [1]. Примеры месторождений углеводородов, локализованных в ситуациях I–IV: I–шельфовые месторождения мира Калифорния, Карский и Баренцевоморский шельф, II–красноморский и аравийские рифты, III–нефтегазовые и соляные купола, Западно-Сибирские месторождения, IV–Прадхо-Бей (Аляска), Сев. Сахалин.

преобразования вещества и энергии. Ионизирующее облучение воды вызывает высвобождение в ней электронов, атомарного водорода, а также гидроксильных радикалов, т.е. наиболее реакционноспособных и известных в природе частиц. Они в ничтожно короткое время освобождают кристаллическое вещество от избыточной энергии, не рассеивая ее в виде тепла, как это имеет место в безводных средах, – заметим, чрезвычайно редких, – а вступая в химическое взаимодействие с различными контактирующими с флюидом компонентами.

Взаимодействие ионизирующих излучений с водой условно разделяют на несколько стадий: физическую, физико-химическую и химическую [11]. В физическую стадию, общая продолжительность которой составляет $< 10^{-13}$ с, происходит передача воде энергии излучения (за время до 10^{-10} с), а затем идут быстрые процессы молекулярной диссоциации и ионизации. В результате этого об-

разуются возбужденные молекулы воды (H₂O*), положительные ионы (главным образом H₂O+) и электроны. В *физико-химическую стадию* длительностью около 10^{-13} – 10^{-10} с в системе протекают процессы диэлектрической релаксации в воде, и устанавливается тепловое равновесие. При этом возникают гидратированные электроны e_{aq}^- , атомы водорода Н и радикалы ОН. И, наконец, в третью стадию – *химическую* – (10^{-9} – 10^{-8} с) протекают различные химические реакции. В чистой воде в эту стадию радикалы рекомбинируют с образованием молекулярных продуктов разложения воды: H₂ и H₂O₂, а также радикала HO₂. Электроны, заторможенные до энергий, недостаточных для ионизации молекул воды, возбуждают их (H₂O → H₂O*). Благодаря наличию заряда, замедленный до тепловых скоростей электрон в состоянии поляризовать воду и гидратироваться ($e^- \rightarrow e_{aq}^-$), а затем и образовать атом водорода.

Тектоно-кессонный эффект: геологические следствия

Иными словами, в облучаемой системе «вода-порода» становятся возможными многие химические реакции, не идущие при нормальных Т и Р в нейтральной среде. К ним относятся, например, окисление не только сульфидов, но и весьма устойчивых алюмосиликатов, и многие другие реакции разложения одних и синтеза других минеральных форм. Понятно, что принятая теория и практика «восстановления» условий минералообразования будет считать их высокотемпературными и высокобарическими, а в случае разложения силикатов на гидратированные и окисленные фазы их начинают связывать с инсоляционными процессами (например, с корами выветривания). На чем построена и систематика метаморфических пород, и моделирование геодинамических режимов их возникновения, и реконструкция палеогеографии ландшафтов.

Вот некоторые эффекты ионизационного воздействие на систему «вода-порода» [6]:

1. Под действием ионизирующего излучения на водонасыщенные горные породы содержащиеся в них элементы с переменной валентностью (железо, хром, марганец, ванадий, уран, молибден, титан и другие) в зависимости от наличия в составе породы акцепторов радикалов того или иного типа (например, органического вещества, сульфидов или кислорода) окисляются или восстанавливаются. Это определяет и состав метаморфических минералов с переменной железистостью, т.е. минералов-индикаторов «синтетических» палеотермометров и палеобарометров. При воздействии ионизирующего излучения органическое вещество (углеродистые соединения) – наиболее чувствительный компонент системы «вода-порода» – легко гидролизуется или, в меньшей степени, взаимодействует с атомарным водородом. Эти два продукта (гидроксил-ион и водород), попадая в скопления рассеянного органического вещества, вызывают окисление и гидрогенизацию, карбоксилирование и декарбоксилирование, окислительную деструкцию и полимеризацию;

2. В результате этого в системе «вода-порода» имеет место ионизационное газообразование (накопление водорода, углекислого и угарного газа, метана) и образование более тяжелых углеводородов, в том числе и ароматических соединений нефтяного ряда. Нерастворимый в воде органический остаток (кероген) постепенно теряет гидроксильные, карбонильные и аминные группы, обогащаясь углеродом в том числе и свободным, вплоть до графита или даже алмаза [6] даже в приповерхностных условиях (!). В пользу химического действия ионизирующих излучений свидетельствует и обнаружение в углистом веществе метаморфических пород графита, алмаза и муассонита в контакте с минералами урана. Весьма интересны материалы Г.Г. Пименова с коллегами [7], указывающие на факт появления в водных резервуарах законтурного обводнения реакторов рентгенографически определяемых фаз графита и даже алмаза. Хотя температура в этих резервуарах не может превышать 60-80°. Порой это представляет собой серьезную проблему из-за повышенной электропроводности графитовой пленки на дне этих емкостей. Природа такого графита связана с восстановлением до С_{своб} остатков смазки на стенках реактора под воздействием водорода диссоциированой воды.

«Привязка» этих реакций к ионизирующему излучению исключительно радиоактивной природы задержала развитие этой блестящей идеи И.Ф. Вовка [6], ибо оказалось, что универсальность такого источника излучения весьма неочевидна. Так, минералообразующие реакции, обусловленные глубокой диссоциацией воды «невыясненной» природы, распространены значительно шире, чем процессы радиоактивного распада. Источник же ионизирующего излучения нерадиоактивной природы в литосферных процессах весьма распространен. Разрушение кристаллического вещества, разрыв избыточных кристаллических связей, т.е. появление свободных кристаллических зарядов, порождает не только тепловую эмиссию. По мнению А.А. Воробьева [3], в тектонических процессах энергетические эффекты электрической природы превышают все другие ее виды на несколько порядков. Эти эффекты и провоцируются тектоно-кессоннм эффектом.

Процессы гидролиза соединений углерода и появление ароматических углеводородов или восстановление соединений углерода до С_{своб.} (в зависимости от акцепторов) могло происходить на месте локальной энергетической аномалии, привязанной к нескольким типичным геодинамическим ситуациям (см. рис.). С этой точки зрения возрастная привязка месторождений углеводородов к вмещающим породам скорее всего, ошибочна, так как возраст субстрата и углеводородов могут не совпадать. На это указывает и появление скоплений углеводородов в докембрийских ультраметаморфитах и даже гранитах [12]. С этой же точки зрения современное нефтеобразование кажется вполне реальным в разных породных системах. Более того, вскрытие природных углеводородных «емкостей» создает предпосылки для появления нового углеводородного вещества в литосфере за счет искусственного создания градиентов избыточных напряжений и инициирования новых очагов эмиссионных потоков, новых проявлений тектоно-кессонного эффекта.

К месту заметим, что и образование гремучей смеси (водорода и кислорода) в процессе диссоциации воды предположительно и есть истинная причина многих катастрофических взрывов и выбросов в подземных горных выработках, которую не всегда справедливо относят к нарушениям техники безопасности. Горные инженеры, не сомневаясь, связывают ее со спонтанным поступлением и взрывом метана. Это заключение особенно актуально, к примеру, для выработок, никогда не относившихся к числу метаноопасных. А послевзрывные следы окисей углерода (органического или даже свободного) указывают, скорее, на горение деревянных или пластмассовых конструкций, чем на присутствие неучтенного метана.

Можно ли видеть в идее бескорневых энергетических аномалий практические возможности, касающиеся как прогноза и даже поисков неизвестных месторождений углеводородов, так и негативных последствий активной индустриальной нагрузки на природную среду? Предположительно, да.

- 1. Горяинов П.М. Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений–важное явление геодинамики / (П.М. Горяинов, И.В. Давиденко // ДАН СССР. 1979. Т. 247. № 5. С.1212-1215.
- Горяинов П.М. О геодинамически необычных явлениях осадочного породо- и рудообразования в связи с проявлением тектоно-кессонного эффекта / П.М. Горяинов // Лит. и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 47-60.
- 3. Воробьев А.А. Высокие геоэлектрические поля. Томск. Изд. ТГУ. 1970.
- 4. Воробьев А.А. Тектоноэлектрические, тектономагнитные явления и их практическое приложение. Кн. в 5-ти частях. Ч. IV. Геоэлектрика и электрогеология / Воробьев А.А. // Томск. 1980. Деп. ВИНИТИ. 250 с.
- 5. Вовк И.Ф. Радиолиз подземных вод и его геохимическая роль. М. Недра. 1979. 231 с.
- 6. Вовк И.Ф. Радиолиз подземных вод как механизм геохимического превращения энергии радиоактивного распада в осадочных породах // Литология и полезные ископаемые. М.: Наука. № 4. 1981. С. 34 -43.
- О роли химического действия ионизирующих излучений в геологических процессах углефикации органического вещества / Г.Г. Пименов, В.М. Бяков, О.П. Степанова. М.: ИТЭФ, 1982. 48 с.
- 8. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск. Наука. 1992. 230 с.
- 9. Тыминский В.Г. Геохимические предвестники землетрясений // Природа. № 2. С. 46-47.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А. Обдукционный магматизм и сопряженная мигматизация (на примере Урала) // Литосфера. 2007. № 3. Р. 66-85.
- 11. Харт Э. Гидратированный электрон / Харт Э., Анбар. Пер. с англ. В.И. Быковой, С.А. Кабакчи. Под ред. д-ра хим. наук, проф. А.К. Пикаева. Москва : Атомиздат. 1973. 280 с.
- Areshev E.G., Tran Le Dong, Ngo Thuong San, Shnip O. A. Reservoirs in fractured basement on the continental shelf of Southern Vietnam // Journal of Petroleum Geology. 1992. V. 15. P. 451-464. doi: 10.1111/j.1747-5457.1992.tb01045.x
- Ballhaus C., Wirth R., Fonseca R.O.C., Blanchard H., Pröll W., Bragagni A., Nagel T., Schreiber A., Dittrich S., Thome V., Hezel D.C., Below R., Cieszynski H. Ultra-high pressure and ultra-reduced minerals in ophiolites may form by lightning strikes // Geochemical Perspectives Letters. 2017. V. 5. P. 42-46.

МАГНЕТИТОВЫЙ ПЛАСТ В ЭКЗОКОНТАКТЕ МАССИВА НЮД МОНЧЕГОРСКОГО КОМПЛЕКСА: НОВЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ПО LA-ICP-MS ДАННЫМ О СОСТАВЕ МАГНЕТИТА

Грошев Н.Ю.¹, Малыгина А.В.¹, Абрамова В.Д.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, nikolaygroshev@gmail.com ² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Введение

В районе участка Габбро 10-й аномалии Мончегорского интрузивного комплекса развиты породы экзоконтакта массива Нюд (рис. 1, а; а также рис. 1 в статье П.В. Припачкина и др. из этого сборника), происхождение которых связывается с различными метасоматическими процессами [1]. Метагаббро и метадиориты экзоконтакта разделены пластом существенно магнетитовых пород (50–90 об. % Mt). Происхождение магнетитового пласта является предметом продолжающейся дискуссии, в которой метасоматическая модель [1] противопоставляется первично-магматическому механизму формирования [2 и ссылки там]. Как показала Дэр с коллегами [3], элементы-примеси в магнетите играют важную роль в вопросе разделения гидротермально-метаморфогенных и магматических условий образования этого минерала. В настоящей статье мы приводим LA-ICP-MS данные о содержании редких элементов в магнетите из метадиоритов и из руды.

Материалы и методы исследований

Для того, чтобы определить, является ли магнетитовый пласт магматическим или метаморфогенным (метасоматическим) образованием, был изучен магнетит из двух образцов керна скважины номер 1810. Образец 1810/18.3 отобран из массивных метадиоритов с акцессорным магнетитом, образец 1810/21.4 – из магнетитовой породы пласта, содержащей 50 об. % магнетита. Зерна магнетита с множественными ламелями ильменита, развитыми в обоих образцах (рис. 1, б и в), изучены на электронном микроскопе Hitachi S-3400N в РЦ «Геомодель» (г. Санкт-Петербург, аналитик В.В. Шиловских). Выделенные относительно однородные участки зерен исследованы на микрозондовом анализаторе MS-46 Сатеса в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты, аналитик Е.Э. Савченко). Анализ магнетита методом LA-ICP-MS выполнен на квадрупольном масс-спектрометре Thermo Xseries с лазерной приставкой New Wave 213 в ИГЕМ РАН (г. Москва, аналитик В.Д. Абрамова). Сканирование зерен магнетита проводилось линейными профилями шириной 40 мкм со скоростью 5 мкм/сек. Частота сканирования 15 Гц, энергия лазера 5-7 Дж/см². Каждому анализу предшествовала 30 секундная регистрация шумового сигнала. Содержания изотопов 23 элементов (табл. 1) рассчитаны в программе Iolite 2.5 путем установки переделов калькуляции на линейном профиле магнетита по спектрам элементов, характерных для свободного от включений минерала; всего сделано 26 расчетов. Для калибровки использовался международный стандартный образец состава GSE-1 G, в качестве внутреннего стандарта применялся ⁵⁷Fe.

Результаты исследований и обсуждение

Нормированные к континентальной коре спектры распределения редких элементов для акцессорного и рудного магнетита из пород экзоконтакта массива Нюд нанесены на мультиэлементную диаграмму (рис. 2), элементы на которой располагаются в порядке увеличения совместимости с магнетитом в магматической системе. Рудный магнетит в сравнении с акцессорным содержит бо́льшие концентрации совместимых элементов (Co, V, Ni, Cr), в то время как акцессорный обогащен умеренно несовместимыми элементами (Ta, Nb, Cu, Mo). Несмотря на различие в концентрациях некоторых элементов (Mg, Al, V, Nb, Mo, Ta), спектры акцессорного и рудного магнетита имеют одинаковый рисунок, что, наряду с распределением этого минерала в разрезе (рис. 1, а), свидетельствует о генетической связи метадиоритов и магнетитового пласта. Грошев Н.Ю. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.029



Рис. 1. а – Сводная геологическая колонка экзоконтакта массива Нюд по керну буровых скважин с вариациями магнитной восприимчивости пород. Штриховая линия показывает содержание магнетита в породе, равное 20 об. %. б – BSE изображение метадиорита с вкраплениями магнетита (обр. 1810/18.3). в – BSE изображение магнетитовой породы (обр. 1810/21.4). Сокращения минералов: Ab – альбит, Am – амфибол, Bi – биотит, Ilm – ильменит, Mt – магнетит, Qz – кварц.

Как акцессорный, так и рудный магнетит по характеру рисунка спектра редких элементов резко отличается от магнетита известных гидротермально-метаморфогенных обстановок и наиболее близок к магматическому магнетиту. Это сходство наиболее заметно в области совместимых и умеренно несовместимых элементов. Изученный магнетит, подобно классическим магнетититам Бушвельда, обогащен Ti, Zn, Co, V, Ni и Cr, чего практически не наблюдается в гидротермально-метасоматических обстановках (рис. 2). Низкое отношение Ni/Cr (< 1) в магнетите из пород экзоконтакта также типично для магматических условий кристаллизации (рис. 3), при которых оба этих элемента являются совместимыми, в отличие от гидротермальных условий, где проявляются различия в растворимости и мобильности между Ni и Cr. Нетипичное для магматических систем обогащение магнетита экзоконтакта некоторыми несовместимыми элементами (Y, Pb, Zr, Hf), вероятно, объясняется поздней флюидной проработкой первично-магматических пород на завершающих этапах лапландско-кольской коллизионной орогении.



Рис. 2. Нормированная к континентальной коре [4] мультиэлементная вариационная диаграмма для магнетита из метадиорита и магнетитовой породы экзоконтакта массива Нюд в сравнении с магнетитом из типовых обстановок [3]. * – настоящее исследование.



Рис. 3. Диаграмма в координатах концентрация Ti (ppm) против Ni/Cr в магнетите (Мт). Черно-белые символы отражают состав магнетита из метадиорита и магнетитовой породы экзоконтакта массива Нюд; цветными значками показан состав магнетита из магматических (красный) и метаморфогенно-гидротермальных (синий цвет) обстановок по данным [3]. Сокращения: IOCG – Iron Oxide-Copper-Gold; ПЖКФ – месторождения полосчатой железисто-кремнистой формации.

Таким образом, акцессорный и рудный магнетит из экзоконтакта массива Нюд имеет геохимические черты, свидетельствующие, вопреки доминирующим представлениям [1], об его образовании в магматической, а не метасоматической системе. Предлагаемая магматическая модель подразумевает формирование экзоконтактовой ассоциации пород в результате дополнительного внедрения эволюционированного расплава в придонную часть массива Нюд и его дифференциации с формированием массива Габбро 10-й аномалии со своей собственной краевой зоной, зонами метагаббро и метадиоритов с магнетитовыми рудами (рис. 1, а). С учетом полученных новых генетических ограничений интересным в металлогеническом плане представляется изучение концентраций элементов платиновой группы в метадиоритах (см. интрузив Стелла в ЮАР).

Элемент и изотоп		ПО		Метадиорит (8*)			Магнетитовая порода (18*)		
		min	max	средн.	min	max	средн.	min	max
Si	PCMA	500	_	952	НПО	1510	1030	630	1740
Са	PCMA	300	_	664	НПО	1900	НПО	НПО	НПО
Mg	24	6.1	21.6	1791	42	4900	5739	440	22000
Al	27	12.8	41.0	3288	240	7300	8463	640	32000
Р	31	195	2913	НПО	НПО	НПО	НПО	НПО	НПО
Sc	45	3.6	17.8	9.65	1.50	19.60	23.68	2.50	107.00
Ti	47	9.4	72.8	26693	514	55000	22422	1790	58000
V	51	0.8	5.4	593	243	711	1372	1000	1830
Cr	52	5.0	18.2	2738	250	6900	3172	477	21000
Mn	55	5.0	21.3	2302	246	4700	1338	150	3530
Со	59	0.5	2.1	29.8	7.3	38.3	37	26.0	68.0
Ni	60	8.9	40.4	10.2	0.3	27.0	129	80.0	270.0
Cu	63	7.2	32.4	810**	_	_	200**	_	_
Zn	66	10.5	36.8	72	25	136	62	17	130
Ga	71	0.9	5.5	42	35	52	67	42	108
Ge	74	1.1	10.8	2.85	0.80	4.60	1.83	0.41	5.60
Y	89	0.36	1.04	5.36	0.24	24.00	22.74	0.27	276.00
Zr	90	0.49	0.92	117	6	394	322	2	2 700
Nb	93	0.30	0.77	43.06	0.32	73.00	5.32	0.17	9.60
Мо	95	1.14	3.10	13.45	3.70	36.00	1.52	0.25	3.30
Sn	118	0.72	2.71	1.65	0.43	4.00	1.72	0.30	5.40
Hf	178	-	-	7.71	0.32	14.80	17.84	0.12	78.00
Та	181	0.12	0.15	4.45	0.90	7.40	0.48	0.05	0.94
W	182	0.30	0.72	5.49	2.60	14.00	4.45	0.30	17.40
Pb	208	0.85	2.68	6.88	1.54	11.00	7.38	1.47	24.00

Таблица 1. Вариации содержания элементов-примесей (ppm) в магнетите из метадиорита (1810/18.3) и магнетитовой породы (1810/21.4) по данным LA-ICP-MS.

Примечание: PCMA – рентгеноспектральный микроанализ; НПО – ниже порога обнаружения (ПО); * – количество анализов; ** – приведено минимальное содержание меди из серии определений, в которой встречаются нехарактерные для магнетита концентрации (до 2.8 мас. %), возможно, связанные с присутствием остатков медного напыления после PCMA).

Работа частично поддержана из средств РФФИ (16-05-00367, 15-35-20501) и гранта SEGCF (Канада), присужденного А.В.М. Работа выполнена в рамках госзадания № 0231-2015-0002.

- 1. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л: Наука. 1973. 288 с.
- Малыгина А.В., Грошев Н.Ю., Кариковски Б.Т. и др. О генезисе «магнетитового пласта» в массиве Габбро десятой аномалии Мончегорского плутона по данным U-Pb SHRIMP-II-датирования циркона и бадделеита из метадиоритов / Новое в познании процессов рудообразования: Сборник материалов. М.: ИГЕМ РАН. 2017. С. 187-190.
- 3. Dare S. A. S., Barnes S., Beaudoin G. et al. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators // Mineralium Deposita. 2014. V. 49. P. 785-796.
- 4. Rudnick R. L. and Gao S. 3.01. Composition of the Continental Crust / Treatise on Geochemistry. 2003. V. 1. P. 1-64.

МЕСТА НАХОЖДЕНИЯ И ПОДВИЖНОСТЬ ИЗОТОПОВ ГЕЛИЯ В МИНЕРАЛЕ И ЕГО СТРОЕНИЕ (НА ПРИМЕРЕ АМФИБОЛА)

Гудков А.В.¹, Каменский И.Л.¹, Колобов В.В.², Тараканов С.В.³, Толстихин И.Н.¹

¹Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, Gantoris@rambler.ru

² Центр физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН, Апатиты

³ Лаборатория свойств стекла, Санкт-Петербург

Введение

Анализ U-Th-Li-4He-3He изотопной системы в амфиболах, выделенных из щелочных гранитов Понойского массива, показал, что в этих минералах содержатся преимущественно радиогенные изотопы гелия. Предполагая, что время накопления 4He соответствует возрасту Свекофенского метаморфизма (1802 млн. лет), сохранность 4He в двух образцах амфибола, для которых были определены концентрации U и Th, составляет L4 \equiv 4HeИ3M/4HePAC \approx 0.15. Аналогичное сопоставление измеренных и рассчитанных концентраций нуклеогенного 3He привело к значительно большему коэффициенту сохранности, L3 \equiv 3HeИ3M/3HePAC \approx 0.35 [1]. При прочих равных условиях (в гомогенных материалах) диффузия 4He должна быть медленнее, чем 3He, так что лучшая сохранность легкого изотопа не является тривиальным результатом и нуждается в объяснении.

Оба радиогенных изотопа Не возникают в экзотермических ядерных процессах, протекающих с образованием радиационного трека. Различие в поведении родительских изотопов может стимулировать большую подвижность атомов 4He, которые: (1) могут мигрировать по нарушенным доменам зерна, и поэтому характеризуются более высокой подвижностью; (2) могут мигрировать на более короткие расстояния. Обе эти возможности рассмотрены ниже: модель 1 предполагает разные скорости диффузии 3He и 4He, а модель 2 – разные размеры диффузионных доменов для атомов 3He и 4He при близких диффузионных параметрах. Следует отметить, что модели 1 и 2 не являются взаимоисключающими и в принципе могут быть реализованы совместно.

Моделирование миграции обоих изотопов He, имеющих одинаковое происхождение (оба возникли в радиационных треках) но характеризующихся разной подвижностью, может оказаться полезным для понимания особенностей материала, определяющих миграцию атомов He, и для решения вопроса об возможности использования полученных результатов для описания миграции атомов He из минерала в прошлом.



Миграция атомов 3Не и 4Не из амфибола при его нагреве в вакууме

Подвижность атомов, сохранившихся в минерале, может быть экспериментально исследована и использована для количественного моделирования. Полученные ранее [1] результаты измерений изотопного состава Не в температурных фракциях газа, выделившегося при ступенчатом нагреве амфибола (образец 24/90, Понойский массив, коллекция В.Р. Ветрина), показали, что при температурах менее 600 ° С выделялась несколько больше 4He чем 3He, в качественном соответствии с коэффициентами сохранности изотопов. В дальнейшем аналогичный эксперимент был выполнен с другим образцом (23/90) из того же массива (рис. 1).

Изменение температуры с течением времени описывается ступенчатой зависимостью, согласно которой некоторое заданное значение температуры устанавливается мгновенно и остается таковым в течение 100 минут. Затем, также мгновенно, устанав-

Рис. 1. Результаты выделения изотопов Не из амфибола (образец 23/90) при его ступенчатом нагреве в вакууме.

ливается новая температура и следует новая 100 минутная выдержка и т.д. Всего выделилось 4He = 3.4 х 10-9 моль, 3He = 2.1 х 10-15 моль.

Как следует из рисунка 1, оба изотопа выделяются в интервале температур от 400 до 800° C, причем при температурах меньше 600° C 4He выделяется несколько более интенсивно, чем 3He, - в соответствии с полученными ранее результатами.

Математическая модель миграции атомов Не

Предполагается, что происходит выход атомов газа из зерен материала с радиусом R = 0.5 мм и с концентрацией газа C(t) при заданной функции нагревания образца T(t). Механизм миграции – объемная диффузия. Так что имеем следующую задачу:

$$\partial_t C = \frac{D(T)}{r^2} \partial_r \left(r^2 \partial_r C \right). \tag{1}$$

Предполагается, что газ в окружающем пространстве отсутствует, и граничное условие на поверхности зерна задается как:

$$C\Big|_{r=R} = 0, \qquad t > 0.$$
 (2)

Начальное условие соответствует равномерное распределение газа в грануле:

$$C\big|_{t=0} = 1, \qquad r < R. \tag{3}$$

Здесь *t* – время; *r* – радиальная координата; *D* – коэффициент диффузии; *T* – температура (известная функция времени); *C* – концентрация газа.

При исследовании миграции радиогенных атомов гелия начальная концентрация не является константой. Однако, как будет показано ниже, процессы, обеспечившие разную сохранность изотопов Не, оперировали на заметно более коротких временных шкалах, чем период полураспада урана-235, и предположение о постоянной начальной концентрации гелия может быть принято.

на-235, и предположение о постоянной начальной концентрации гелия может быть принято. Из (3) следует, что начальное количество газа в зерне составляет $M_0 = \frac{4}{3}\pi R^3$, а текущее количество газа в грануле определяется следующим интегралом по ее объему:

$$M = 4\pi \int_{0}^{R} r^{2}C \, dr \, . \,$$
Далее будем рассматривать относительную величину:
$$m(t) = \frac{M(t)}{M_{0}} = \frac{4\pi \int_{0}^{R} r^{2}C \, dr}{\frac{4}{3}\pi R^{3}} = \frac{3}{R^{3}} \int_{0}^{R} r^{2}C(r,t) \, dr \, ,$$
(4)

представляющую количество газа в грануле в момент времени t, нормированное на единицу. Соответственно, выход газа характеризуется функцией:

$$g(t) = 1 - m(t), \qquad (5)$$

Из уравнения (4) для относительной скорости выхода газа из зерна получаем:

$$d_t m = \frac{3}{R^3} \int_0^R r^2 \partial_t C(r, t) dr = \frac{3D(T)}{R} \partial_r C|_{r=R}$$
(6)

Принимаем следующую зависимость коэффициента диффузии от температуры:

$$D = D_0 \exp\left(-\frac{E}{R_A T}\right) \tag{7}$$

где D_0 – предэкспоненциальный множитель; E – энергия активации; $R_A = 8/31 J/mol$ – универсальная газовая постоянная.

Из уравнения (6) следует, что нормированная масса газа, сохранившегося в зерне (коэффициент сохранности), зависит от двух параметров: D(T) и R. Для построения модели 1 требуется подобрать такие оптимальные значения коэффициента диффузии (путем варьирования параметров D_0 и E), чтобы расчетная кривая g(t) = 1 - m(t) максимально соответствовала экспериментально измеренной кривой выхода. Степень близости (или отклонения) данных расчета и эксперимента можно характеризовать, например, следующей функцией:

$$\delta(D_0, E) = \sum_i [g_{calc}(D_0, E, t_i) - g_{measur}(t_i)]^2, \qquad (8)$$

где суммирование проводится по всем моментам времени, для которых значения функции g(t) были измерены. Задачей является определение комбинации значений D_0 и E, при которых ошибка $\delta(D_0, E)$ минимальна. Для этого была разработана программа, в которой для минимизации ошибки $\delta(D_0, E)$ был использован градиентный метод. Для построения модели 2 требуется выполнить аналогичные процедуры, принимая D0 и E для 3He и 4He близкими, R3 = 0.5 мм как в модели 1, и варьируя R4.

Результаты расчетов и обсуждение

Рассмотрим сначала результаты, полученные для модели 1: диффузионные параметры для 3He и 4He находятся из результатов эксперимента в предположении о равенства радиуса диффузии обоих изотопов. Рисунок 1 показывает, что рассчитанные диффузионные потери изотопов 3He и 4He хорошо соответствуют измеренными при ступенчатом нагреве зерен образца в вакууме, – для всех температурных фракций кроме одной (рис. 1, 2). Согласованные с экспериментальными данными модельные параметры, энергия активации E и частотный фактор D_0 , показаны на рисунке 2; радиус диффузии обоих изотопов предполагался равным $R_{3,4} = 0.5$ мм. Эти параметры близки к полученным для амфиболов ранее (см. табл.) [1].

Следующей задачей является определение условий, при которых происходила миграция Не из минерала в прошлом, а именно – температуры и длительности интервала ее действия, которые могли бы обеспечить наблюдаемые коэффициенты сохранности изотопов Не.





Результаты совместного решения уравнения (6) для приведенных значений (рис. 2) диффузионных параметров 3He и 4He в зависимости от температуры (определяющей значение коэффициента диффузии, уравнение (7) и времени выдержки при этой температуре, представлены на рисунке 3.

Как следует из рисунка 3, наблюдаемые коэффициенты сохранности, $M(4He) \leq 0.25$, $M(3He)/M(4He) \approx 2$ могут быть получены при нагреве образца до ≈ 400 °C в течение $\approx 3 \times 103$ минут. Такие параметры недостижимы в природных условиях; поэтому диффузионный процесс не может адекватно описать потери изотопов гелия из амфибола в ходе его геологической эволюции, приведшие к измеренным коэффициентам сохранности. Более того, зависимость коэффициентов диффузии 3He и 4He от температуры (рис. 3) приводит к выводу о невозможности описать потери изотопов гелия и для других более близких коэффициентов сохранности, вплоть до $M(3He) \equiv M(4He)$: температуры и длительности процесса миграции He из минерала несовместимы с природными условиями.

Моделирование процесса миграции атомов гелия из амфибола согласно модели 2, – близость энергии активации и частотного фактора для 3He и 4He при различных значениях радиуса диффузии, – так же позволяет согласовать наблюдаемые (рис. 1) и рассчитанные потери изотопов, как это было сделано для модели 1 (рис. 2); соответствующие диффузионные параметры приведены в таблице.



Таблица. Диффузионные параметры для модели 2.

Рис. 3. Коэффициенты сохранности изотопов 3He и 4He в амфиболе (образец 23/90) в зависимости от температуры и времени экспозиции для модели 1.



Рис. 4. Коэффициенты сохранности изотопов 3He и 4He в амфиболе (образец 23/90) в зависимости от температуры и времени экспозиции для модели 2.

Зависимости коэффициентов сохранности от температуры и длительности экспозиции для модели 2 (рис. 4) свидетельствуют о возможности использовать эту модель для описания потерь изотопов гелия в прошлом. Наблюдаемые коэффициенты сохранности соответствуют рассчитанным при низких температурах (около 100 °C) и значительных длительностях экспозиции, порядка 3×1011 мин. (около 0.6 млн. лет).

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0012.

Литература

 Tolstikhin I.N., Verchovsky A.B., Kamensky I.L., Skiba V.I., Gannibal M.A., Vetrin V.R. and Tarakanov S.V. 2016. Amphibole: a major carrier of helium isotopes in crustal rocks. Chemical Geology. V. 444. P. 187-198.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СКАЛЬНОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Дьяков А.Ю., Калашник А.И.

Горный институт КНЦ РАН, Anamumы, dyakov@goi.kolasc.net.ru; kalashnik@goi.kolasc.net.ru

Интерпретация геолого-геофизических данных основана на взаимосвязи геофизических аномалий с геологическими факторами, что позволяет выявлять неоднородности (зоны трещиноватости, тектонических нарушений и т.п.) в массиве скальных пород, форма и размеры которых меняются в широких пределах. Вследствие многообразия геолого- геофизических условий, стандартной методики интерпретации геофизических данных, подходящей для большинства случаев, не существует. В том числе, не смотря на все более активное применение электромагнитного зондирования в горном деле различными исследователями, вопросы оценки геолого-структурного строения массивов скальных пород с их помощью остаются не решенными [2, 3, 5]. Существенным недостатком электромагнитного зондирования, как и у большинства волновых методов, является сложность камеральной обработки полученных данных, а также неоднозначность интерпретации, на качество которой влияет опыт интерпретатора. Целью данной работы являлась разработка комплексного подхода (сопоставления данных имитационного моделирования, визуального обследования и анализа кинематических и динамических характеристик сигнала электромагнитного зондирования) к интерпретации геолого-геофизических данных для идентификации наклонных неоднородностей и снижения роли субъективных факторов в процессе интерпретации, что позволит существенно повысить их достоверность.

В подповерхностной георадиолокации распространение электромагнитных волн метрового и дециметрового диапазона в геологической среде-диэлектрике описывается уравнениями Максвелла:

$$\nabla^2 \vec{E} - \frac{\varepsilon \partial \vec{E}}{c^2 \partial t^2} - \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0,$$

где \dot{E} – напряженность электрического поля (В/м); ε – действительная часть комплексной относительной диэлектрической проницаемости (безразмерная величина); с – скорость распространения электромагнитной волны в пространстве (м/с); μ_0 – магнитная проницаемость среды (Г/м); σ – проводимость (См/м).Идея метода заключается в излучении импульсов электромагнитных волн и регистрации сигналов, отраженных от границ неоднородностей зондируемого массива пород, имеющих отличающиеся электрофизические свойства [6].

Для выявления влияния на состояние массива пород нарушений крупного порядка и понимания механизма формирования особенностей волновых характеристик сигнала, выполнено моделирование электромагнитного поля, индуцированного георадарным зондированием на участке скальных пород с наклонной неоднородностью. Расчеты выполнены методом конечных разностей во временной области с использованием программ GPRMAX и MATGPR [1, 8, 9].

На рис. 1 представлены результаты имитационного моделирования работы георадара с частотой опробования 100 МГц над зоной неоднородности, находящейся под углом 45 ° к поверхности. В левой части рисунка (рис. 1 а) показана типичная наклонная структурная неоднородность на уступе карьера. Геометрическая схема модели отображает разрез фрагмента уступа размером 20*15 метров (рис. 1 б), с зоной неоднородности длинной 2 м и мощностью 0.1 м. Диэлектрическая проницаемость вмещающих монолитных пород принята 6 ед. (согласно справочных данных физических свойств горных пород значения диэлектрической проницаемости могут быть 4-8 ед.) [7], а нарушенной структуры, в целях контрастности получаемых данных, в два раза больше – 12 ед. Анализ необработанной синтетической радарограммы (рис. 1 в) позволил выявить амплитудные изменения волновой формы сигнала, отраженной от неоднородности. Выявлено, что при пересечении краев неоднородности образовываются два гиперболических отражения, которые маскируют полезный сигнал. Для восстановления истинного положения объекта применена процедура миграции, в которой идея процедуры обработки основана на принципе Гюйгенса, где каждая точка волнового фронта является вторичным источником колебаний. На рисунке 1 е представлена волновая форма сигнала (трасса), проходящая непосредственно посередине неоднородности (рис. 1 д), которая содержит истинное отражение от объекта – красная пунктирная стрелка. На рис. 1 г «хвосты» гипербол (указаны зелеными пунктирными стрелками) маскируют полезный сигнал – истинным отражением от объекта являются вершины гипербол, обозначенные красными пунктирными стрелками. Таким образом, посредством математического моделирования установлена волновая картина осей синфазности и амплитудных характеристик сигнала электромагнитного зондирования уступа, ослабленного наклонной неоднородностью.



Рис. 1. Алгоритм и результаты моделирования электромагнитного поля, индуцируемого электромагнитным зондированием, в окрестности наклонной неоднородности.

а – неоднородность на уступе карьера, б – геометрическая схема модели, в – синтетическая модель радарограммы, г, е – волновая форма сигнала в точке, д – обработанная радарограмма.

Количественная интерпретация геофизических данных является самым важным этапом получения достоверной информации о структуре массива скальных пород. Интерпретация заключается в детальном анализе волновой картины внутри выделенных на радарограмме участков или областей, которые отличаются друг от друга характером рисунка, либо поверхностями угловых несогласий [4, 6].

На рисунке 2 представлен участок обследования крупных трещин (северо-западный борт, горизонт +120 м. карьера Железный АО «Ковдорский ГОК»), проходящих через несколько уступов, в значениях диэлектрической проницаемости, отражающей состояние массива с сопоставлением визуального обследования. Результаты георадарного исследования геолого-структурного строения массива скальных пород вначале обрабатывались с использованием специализированных для данного вида исследований компьютерных программ (ГЕОРАДАР-ЭКСПЕРТ и RadExplorer),

интерпретировались раздельно, а затем выполнялся комплексный анализ полученных данных в пространственно-глубинной взаимосвязи.

Для вычисления значений диэлектрической проницаемости использовалась программа автоматизированной обработки сигналов ГЕОРАДАР-ЭКСПЕРТ, где исходными данными служила числовая матрица амплитуд отраженных сигналов, полученная при электромагнитном зондировании. В результате вычислений на выходе формируется матрица того же размера, но уже со значениями диэлектрической проницаемости для каждой точки двумерного пространства разреза (технология основана на эффекте дифракции), что позволяет производить построение разрезов как в случае наличия отражающих границ, так и в случае непрерывного изменения электрофизических свойств по профилю наблюдений и по глубине [4]. Значения относительной диэлектрической проницаемости 6.5 отн. ед. были приняты соответствующими однородному состоянию скального массива [4, 7]. Увеличение диэлектрических свойств пород до 8 отн. ед. в приповерхностной зоне объясняется ее повышенной нарушенностью, что подтверждается визуальным обследованием вертикального обнажения пород. Следовательно, возрастание значений диэлектрической проницаемости от 6.5 до 8 и выше отн. ед. свидетельствует о большей степени неоднородности массива скальных пород.



Рис. 2. Радарограмма и ее сопоставление с обнажением пород на уступе (начало и конец профиля обозначены на фото оранжевыми метками).

На рисунке 3 представлено сопоставление значений диэлектрической проницаемости и локальных максимумов амплитуд огибающей электромагнитного сигнала (полученных в программе RadExplorer) по глубине. Выявлено, что увеличение диэлектрической проницаемости соответствует высоким значениям локальных максимумов амплитуд огибающей электромагнитного сигнала, и наоборот.

Выполненными инструментальными измерениями выявлено, что в пределах зон неоднородностей массива (разломная тектоника, участки повышенной трещиноватости) наведенное электромагнитное поле искажается в зависимости от степени различия физических свойств пород зоны и основного массива. Установлено, что интенсивность искажения волнового поля определяется контрастностью (соотношением) физических свойств пород и глубиной расположения зоны.



Рис. 3. Сопоставление значений диэлектрической проницаемости пород (Е) и локальных максимумов амплитуд (Amp) огибающей электромагнитного сигнала по данным натурных измерений: а – пятый метр профиля, б – двадцатый метр профиля.

В результате имитационного моделирования установлен механизм формирования особенностей волновой картины осей синфазности и амплитудных характеристик сигнала радарограммы скальных пород, ослабленных наклонной неоднородностью. Сопоставительный анализ данных, с одной стороны, полученных натурными определениями с применением георадарного зондирования, а с другой – по результатам моделирования электромагнитного поля, индуцированного георадарным зондированием, позволил создать основу для более надежного установления параметров наклонной структурной неоднородности по интервалам изменения значений диэлектрической проницаемости пород. Тем самым обоснованы принципы идентификации структурных нарушений и зон неоднородностей в скальном массиве по волновым данным экспериментальных радарограмм натурных георадарных определений.

- 1. Дьяков А.Ю., Калашник А.И. Моделирование электромагнитного поля, индуцированного георадарным зондированием в окрестности структурной неоднородности скального массива // Тр. Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2017. № 14. С. 275-278.
- 2. Калашник А.И., Казачков С.В., Сохарев В.А., Запорожец Д.В., Дьяков А.Ю. Выявление дислокаций в скальных горнотехнических конструкциях // Вестник Мурман. гос. тех. университета. 2013.Т.16. № 1. С. 93-97.
- 3. Калашник А.И., Запорожец Д.В., Дьяков А.Ю., Казачков С.В., Сохарев В.А. Исследования георадарами структуры и текущего состояния горных пород, слагающих уступы основного карьера Ковдорского ГОКа // Горный журнал. 2014. № 4. С.60-64.
- 4. Калашник А.И., Дьяков А.Ю. Оценка нарушенности скальных пород уступа карьера электромагнитным зондированием // Горн.информ. аналит. бюл. 2015. Глубокие карьеры. Спец. вып. № 56. С. 230-238.
- 5. Мельников Н.Н., Калашник А.И., Запорожец Д.В., Дьяков А.Ю., Максимов Д.А. Опыт применения георадарных подповерхностных исследований в западной части Российского сектора Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 1 (107). С. 39-49.
- 6. Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных. М.: Изд. МГУ, 2008. 192 с.
- 7. Турчанинов И.А. и др. Атлас физических свойств минералов и пород Хибинских месторождений. Л.: Наука. 1975. 71 с.
- 8. Tzanis A. and Kafetsis G. A freeware package for the analysis and interpretation of common-offset Ground Probing Radar data, based on general purpose computing engines. // Bulletin Geol. Soc. Greece. 2004.V. 36. No 3. P. 1347-1354.
- 9. Tzanis A. MatGPR Release 2: A freeware MATLAB® package for the analysis & in-terpretation of common and single offset GPR data // FastTimes. 2010. 15 (1).P. 17-43.

Та-Nb МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТАХ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ: СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Егоров А.В.¹, Арзамасцев А.А.^{1,2}

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, egorovalex.nw@gmail.com ² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, arzamas@ipgg.ru

В пределах Питкярантского пегматитового поля Северного Приладожья известно несколько месторождений керамических пегматитов, отработка которых в основном завершена. Помимо крупных пегматитовых тел на территории поля насчитывается более 400 мелких пегматитовых жил. Образование пегматитового поля связывают с коллизионным этапом развития региона, в течение которого произошло внедрение синорогенных гранитных комплексов: Маткаселькского, Импиниемского (1871±12 млн. лет) [3], Тервуского (1858.8±2.5 млн. лет) [2]. Зачастую выявление связи гранитов с пегматитами в пределах Питкярантского поля весьма затруднительно, так как пространственная связь данных образований хорошо прослеживается только в пределах гранитных комплексов. Вмещающими породами для пегматитов является архейские гранито-гнейсы, слагающие купольные структуры, а также супракрустальные раннепротерозойские породы питкярантской свиты (рис. 1). Размещение пегматитовых жил контролируется системой тектонических нарушений северо-западного и субмеридионального простирания, которые были заложены в период свекофеннской складчатости. Обновление тектонической активности в последующий постколлизионный период привело к изменению существующих пегматитовых тел, которое проявилось в милонитизации и интенсивных метасоматических преобразованиях. Постколлизионные изменения связывают с плагиомикроклиновыми и микроклин-плагиоклазовыми мигматит-гранитами [4].



Рис. 1. Схема геологического строения района работ [9].

1 – гранито-гнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – плагиомикроклиновые граниты; 4 – микроклин-плагиоклазовые граниты; 5 – нижний карбонатный горизонт питкярантской свиты; 6 – амфиболиты питкярантской свиты; 7 – верхний карбонатный горизонт питкярантской свиты; 8 – кварцевые песчаники, кварц-биотитовые сланцы ладожской серии; 9 – разломы: а) достоверные, б) предполагаемые; 10 – Импиниемский диорит-гранодиоритовый комплекс; 11 – месторождения керамических пегматитов Питкярантского поля; 12 – проявления Та-Nb минерализации в пегматитах: 1) участок работ, 2) месторождение Линнаваара. Врезка – местоположение района, контур – Ладожское озеро.

По данным К.И. Степанова [3] с постколлизионными метасоматическими изменениями пегматитов месторождения Линнаваара связана редкометальная Ta-Nb минерализация, приуроченная к вторичным прожилкам мусковит-кварц-альбитового состава.

В ходе полевых работ нами исследовано пегматитовое тело, локализованное в пределах ядра Мурсульского гранито-гнейсового купола. Вскрытая шурфом пегматитовая жила залегает в архейских (возраст 2659±15 млн. лет) [1] гранито-гнейсах (рис. 2), которые смяты в линейные изоклинальные складки с крутопадающими крыльями. Гранито-гнейсы простираются субмеридионо и характеризуются вертикальным падением. Пегматитовая жила представляет собой дискордантное изогнутое линзообразное тело протяженностью 35 м и видимой мощностью от 1 до 10 м. Глубина шурфа в центральной части жилы – 3 м. Южная часть жилы сильно задернована, предполагаемая граница проведена по данным радиометрической съемки.

При изучении тела было выявлено характерное зональное строение. На границе с вмещающими гранито-гнейсами присутствует краевая зона, представленная срастаниями крупнокристаллического полевого шпата. Промежуточная зона сложена прорастающими совместно полевым шпатом и кварцем. В центральной части тела развиты блоки микроклина, которые вскрыты шурфом.



Рис. 2. Геологический план участка работ. 1 – гранито-гнейсы; 2 – предполагаемая граница жилы; 3 – краевая зона; 4 – промежуточная зона; 5 – центральная зона; 6 – шурф; 7 – отвалы шурфа; 8 – элементы залегания; 9 – места отбора проб: ПМ-1, ПО-1, ПО-2.

В пределах южного борта шурфа наблюдаются

небольшие (3-5 см) мусковит-кварц-альбитовые прожилки, секущие блоковый микроклин. В отвалах шурфа обнаружены образцы, содержащие срастания крупных (до 10 см) кристаллов мусковита, кварца и олигоклаза, а также биотита, кварца и микроклина. Также в отвалах наблюдаются крупные (до 25 см) осколки молочно-белого и серого кварца на основании которых можно сделать вывод о присутствовавшем в жиле кварцевом ядре.

Для исследований отобраны три пробы (> 8 кг каждая): 1) ПМ-1 – проба из центральной зоны крупнокристаллического микроклина; 2) ПО-1 – проба из мусковит-кварц-альбитовых прожилков из южного борта карьера; 3) ПО-2 – проба, состоящая из образцов мусковит-кварц-олигоклазового срастания, из отвалов. Помимо крупных проб для каждой из зон отбирались штуфные образцы.

Породообразующими минералами пегматитовой жилы являются полевые шпаты, мусковит, биотит и кварц. Также присутствуют многочисленные скопления мелких (до 0.5 мм) кристаллов спессартина и гнездовые выделения магнетита (до 1 см). В подчиненном количестве наблюдаются второстепенные минералы: пирит, халькопирит, апатит, циркон, рутил, ильменит, ильменорутил, колумбит, монацит, ксенотим, бетафит, ураноторит.

В пробе ПО-1, отобранной из прожилков мусковит-кварц-альбитового состава, была установлена Та-Nb минерализация, которая также присутствует в пробе ПО-2, но характеризуется меньшим содержанием. Наблюдается две формы выделения Та-Nb-содержащих минералов: твердые растворы изоморфного ряда ферроколумбит $Fe^{2+}Nb_2O_6$ – ферротанталит $Fe^{2+}Ta_2O_6$ в составе рутила (рис. 3 a) и редкие радиоактивные минералы, схожие по химическому составу с лиандратитом U(Nb,Ta)₂O₈ и ишикаваитом (U,Fe)NbO₄. Включения в рутиле представляют собой относительно мелкие (5-80 µm) обособления неправильной формы. Размер зерен рутила варьирует в пределах 0.1-1.2 мм, при высокой концентрации включений наблюдается мозаичная структура. По химическому составу включения соответствуют ферроколумбиту с изоморфными примесями Mn и Sc.

Выделения Ta-Nb минералов в виде включений в рутиле встречаются довольно часто.



Рис. 3. Формы выделения Ta-Nb минералов, микрофотографии в режиме отраженных электронов (электронный микроскоп Hitachi S-4300N).

а – включения ферроколумбита (светлые) в рутиле, состав включений приведен в таблице 1;

б – срастания ферроколумбита и лиандратита: 1 – ферроколумбит, 2 – лиандратит, 3 – магнетит,

4 – включения микроклина, 5 – включение циркона.

Реже тантало-ниобаты наблюдаются в виде сложных срастаний с многочисленными различными по составу включениями (рис. 3 б). Данные срастания не превышают размера 200 µm и, возможно, являются осколками более крупных минеральных индивидов. В качестве основных минералов в срастаниях выступают ферроколумбит и лиандратит, в составе которых наблюдаются включения микроклина. Размер включений микроклина не превышает 10 µm, каплевидная форма выделения свидетельствует о том, что осколки были захвачены в процессе роста ферроколумбита и лиандрита и переработаны. Циркон присутствует в виде единичного каплевидного включения в ферроколумбите, что, опять же, говорит о его более раннем образовании по отношении к вмещающему минералу. По периметру включений в ферроколумбите присутствуют зоны развития магненита.

Номер включения	Sc ₂ O ₃	TiO ₂	MnO ₂	FeO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅
1	3.30	8.45	2.32	14.68	65.32	5.92
2	2.76	5.81	7.66	13.12	66.29	4.36
3	3.14	6.45	8.97	8.61	66.42	6.41
4	2.21	7.24	2.74	18.18	66.01	3.61

Таблица 1. Химический состав включений ферроколумбита в рутиле, мас. %.

По результатам рентгенофлуоресцентного анализа и масс-спектрометрии (ICP-MS) были определены содержания петрогенных, REE и малых элементов. Для установления возможного источника пегматитового расплава полученные составы проб исследуемого пегматитового тела сопоставлялись с составами кислых интрузий эпохи свекофеннской складчатости: предколлизионным Куркиекским и синколлизионным Тервуским плутонами [2] (рис. 4).

График распределения редкоземельных и малых элементов в пробах из пегматитовой жилы характеризуется явно выраженными отрицательными аномалиями для Ba, Sr, Eu и Ti. При этом присутствуют аномально высокие содержания радиоактивных элементов (U,Th). Повышенное содержание характерно также для Rb и Nb. Содержание HREE несущественно преобладает над LREE, отношение (La/Yb)_n для проб из пегматитовой жилы установлено в пределах единицы.



Рис. 4. Распределение редкоземельных и малых элементов в исследуемой пегматитовой жиле (ПО-1, ПО-2, ПМ-1) и кислых свекофеннских плутонах Тервус (Т) и Куркиеки (К). Нормирование на состав примитивной мантии [5].

Сопоставив тренд распределения редкоземельных и малых элементов в породах Куркиекского плутона (1881±6.7 млн. лет) [2], с трендом пегматитов, наблюдаем незначительную обратную корреляцию – слабые Sr, Eu, Ti положительные аномалии.

Явно выраженная корреляция в распределении REE и малых элементов наблюдается между пробами из пегматитовой жилы и гранитами Тервуского плутона (1858.8±2.5 млн.лет) [2]. Для гранитов Тервуского плутона, как и для исследуемых пегматитов характерны положительные аномалии Rb, U, Th и отрицательные аномалии для Ba, Sr, Eu, Ti. В распределении REE наблюдаются различия: повышенное содержание LREE при более низких значениях HREE, отношение (La/Yb)_n равно 70. Граниты Тервуского плутона являются синколлизионными, их образование связывают с селективным плавлением и мигматизацией вмещающих гранито-гнейсовых толщ.

Учитывая характер распределения редкоземельных и малых элементов, можно установить связь между исследуемой пегматитовой жилой и гранитами Тервуского типа. По видимому, пегматитовая жила была сформирована на завершающей стадии кристаллизации расплава синколизионных гранитов. Однако, пространственной связи пегматитов и гранитов в пределах участка работ не выявлено.

Повышенное содержание радиоактивных элементов в пегматите объясняется пространственной близостью U-Th рудопроявления Пюттюмяки, которое приурочено к посторогенным мигматитгранитам (1789±31 млн. лет) [4]. Происхождение Ta-Nb минерализации, вероятно, обусловлено воздействием флюидонасыщенных гидротермальных растворов мигматит-гранитов. В пользу связи Ta-Nb минерализации с мигматит-гранитами рудопроявления Пюттюмяки свидетельствует присутствие U-содержащих тантало-ниобатов: лиадратита и ишикаваита.

- 1. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А. U-Pb геохронология (SRIMP-II) цирконов из метаосадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит). Т 20. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. № 2. С. 1-13.
- 2. Седова И.С., Саморукова Л.М. Глебовицкий В.А., Крылов Д.П., Геохимия гранитоидов Свекофеннского тектоно-метаморфического цикла Северного Приладожья // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 394-414.
- Степанов К.И., Санин Д.М., Санина Г.Н. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000 (второе издание). Листы P-35-XXIV, P-36-XIX // Объяснительная записка. Гл.ред. Ю.Б. Богданов, отв. ред. В.Г. Легкова. СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2004. С. 74-85.
- Шурилов А.В., Полеховский Ю.С., Тарасова И.П. Радиоактивная минерализация Импилахтинского полигона геологического факультета СПбГУ (Северное Приладожье): уч. Пособие. СПб: С.-Петерб. ун-т, 2013. С. 9-23.
- 5. McDonough W.F., Sun S.S., The composition of the Earth. Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.

НЕОТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ХИБИНСКОГО МАССИВА: РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПРОТИВОРЕЧИВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Жиров Д.В.¹, Маринин А.В.², Жирова А.М.¹, Сим Л.А.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, zhirov@geoksc.apatity.ru ² ИФЗ РАН, Москва, marinin@yandex.ru

Хибинский щелочной плутон является крупнейшим в мире щелочным массивом, имеющим в плане форму овала размером примерно 44 × 35 км и площадью около 1330 км² (рис. 1). Он образовался в ходе девонской тектоно-магматической активизации в северо-восточной части Фенноскандинавии [1]. Интрузив представляет собой конусообразный шток, переходящий в лополит, который мы классифицируем как структуру центрального (кольцевого) типа [8]. В строении Хибинского массива (XM) контрастно выделяется кольцевой (конический) пояс - ийолит-уртитовая дуга (ИУД), с которой связаны месторождения мирового класса апатит-нефелиновых руд [13]. Большинство исследователей, в том числе и авторы, связывают образование этого пояса с древним коническим (центриклинальным) разломом, образовавшимся на одной из заключительных стадий щелочного магматизма. Вероятнее всего, на глубине и ближе к геометрическому центру плутона залегание этой структуры становится субвертикальным.

Древняя (синрудная и пострудная) тектоника обусловила формирование и последующие вещественные и морфологические преобразования основных рудных и геологических тел ИУД, а также разрывных структур, основными из которых являются крупные радиальные разломы и Главный разлом (ГР), представленный мощной зоной разрывных нарушений нескольких рангов соподчинения и с различной ориентацией в пространстве с общим падением вдоль залегания рудных тел (внутри и за пределами). Отличительной чертой всех элементов ГР служит шпреуштейнизация внутренней зоны нарушений и прилегающих пород мощностью от первых сантиметров до первых метров [12].



Рис. 1. Светотеневая карта рельефа Хибинского массива.

Красный пунктир – район исследований, ИУД – ийолит-уртитовая дуга (фоидолиты), красные звездочки – апатит-нефелиновые месторождения: К – Кукисвумчорр, Ю – Юкспорр, АЦ – Апатитовый Цирк, ПР – Плато Расвумчорр, ВР – Восточный Расвумчорр, КО – Коашва, Н – Ньоркпахк, ОР – Олений Ручей); желтые круги – крупные техногенные объекты (обогатительные фабрики, хвостохранилища).



Рис. 2. Сечения XM в направлении Юг-Север через геометрический центр плотностной (а) и скоростной (b) моделей. Пунктирная линия точками – контуры XM; аномалия 1) – предполагаемая зона концентрации горизонтальных напряжений, аномалия 2) – предполагаемое слепое тело базит-гипербазитов.

Основными чертами неотектоники, по мнению большинства исследователей [3, 10, 11, 13 и др.], являются общая тенденция регионального поднятия с дифференциацией блоковых движений. Рельеф XM в целом сформирован как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов: долговременных восходящих блоковых движений, неоднократных оледенений и связанных с ними гляциоизостатических проявлений. Последним отдаётся превалирующая роль при интерпретации неотектоники [10, 11, 13].

К настоящему времени накоплена совокупность наблюдений и явлений, характеризующих современный тектонический режим XM как весьма сложный и противоречивый по многим показателям. В первую очередь это касается особенностей напряжённо-деформированного состояния (НДС). В ходе выполнения 3D сейсмоплотностного моделирования выявлено несколько локальных высокоскоростных и плотностных аномалий, одна из которых (№1 на рис. 2) расположена к югу от центральной части XM и имеет размер примерно 5 × 10 км [5]. Она начинается на глубине 1.5÷2.0 км и отчётливо прослеживается примерно до глубины 3.5÷4.0 км. Значения скорости в пределах аномалии достигает 6.8÷7.0 км/с относительно фоновой скорости около 5.5 км/с. Существующие модельные представления о строении массива и данные глубокого бурения не позволяют привлечь для интерпретации этой аномалии только вещественный фактор, т.е. объяснить за счёт крупного геологического тела.

Другой характерной чертой НДС в районе разрабатываемых месторождений является субгоризонтальное положение главных сжимающих напряжений σ 3 с весьма высокими для приповерхностной части значениями (первые десятки МПа). Эти параметры получены в десятках инструментальных замерах «in situ» [9]. Как правило, σ 3 следуют вдоль простирания рудных тел согласно концентрической кольцевой структуре ИУД [15]. Эта закономерность вступает в противоречие с целым комплексом других показателей: кинематика молодых разрывных структур, механизмы реализации инструментально зафиксированных крупных сейсмодинамических событий [4], результаты геодезического мониторинга [15], а также реконструкции стресс состояний [7-8], которые определённо указывают на преобладание в районе ИУД южной части Хибин взбросовой кинематики относительных смещений с комплементарными сдвигами, что соответствует обстановке субгоризонтального сжатия в радиальном направлении. Ещё более осложняют общую картину результаты наших исследований [8] в краевой, приконтактовой части Хибин, где выявлены крупные сбросовые наруше-



Рис. 3. Сбросы: a) скрин фотореалистической модели Хибин с выходом плоскостей сбросов (пунктир) на склоне г. Айкуайвенчорр; б) восточный склон г. Суолуайв, образованный поверхностью сброса, высота склона в кадре примерно 350-400 м.

ния (рис. 3), которые прослеживаются по всей южной половине и предполагаются для всего массива в целом. Кроме того, зафиксированы многочисленные проявления право- и левосторонних сдвигов в практическом большинстве площадок массовых замеров. Они также подтверждаются и прямыми геолого-структурными маркерами (положение складок, морфология рудных и позднемагматических тел и др.). Это принципиально новое отличие от всех ранее известных интерпретаций, которые в основном варьируют и отличаются друг от друга только в последовательности и знаке вертикальных и взбросо-сбросовых движений различных блоков [10-12]. Сдвиговую кинематику можно считать древней на основании её связи с проявлениями пликативной тектоники, однако для некоторых участков и блоков XM устанавливается унаследованный характер таких смещений вплоть до современных. Таким образом, перечисленные и многие другие явления и результаты исследований не могут быть уложены в рамки какой-либо упрощённой модели неотектоники.

Комплексный подход к интерпретации всей совокупности перечисленных явлений позволил авторам обосновать механизм современного тектонического развития Хибинского массива по типу реидного или протрузивного поднятия (прорывания вмещающих толщ) приповерхностной центральной части массива с одновременным смещением в радиальном направлении от центра к периферии за счёт разгрузки остаточных субгоризонтальных напряжений (рис. 4). Этот механизм объясняет несовместимую, на первый взгляд, фактографию за счёт дифференцированного и разнонаправленного движения различных частей массива. В результате опережающего поднятия XM единовременно формируются: в приконтактовой зоне на периферии интрузива – соскальзывания краевых частей с кинематикой сброса (обстановка субгоризонтального растяжения), взбросонадвиговые структуры в пределах ИУД (обстановка субгоризонтального сжатия), а также различные типы нарушений вблизи и внутри рудных тел вследствие модификации и усложнения структу-



Рис. 4. Интерпретация современной тектоники Хибинского массива (ХМ).

1) – породы вмещающей рамы, 2) – XM, 3) – породы ийолит-уртитовой дуги, 4) – направление движения отдельных частей XM, 5) – реидное опережающее воздымание XM и его интенсивность, 6) – направление главного сжимающего напряжения в приповерхностной части XM. ры НДС. Благодаря различиям реологии вмещающих щелочных сиенитов, фоидолитов и богатых апатит-нефелиновых руд создаются предпосылки для концентрации напряжений и трансформации их направления действия вблизи и внутри рудных тел, что подтверждается интенсивным рассланцеванием и повышенной трещиноватостью этих зон.

Ключевым элементом предложенной модели служат высокие, преобладающие над литостатическими величины горизонтальных напряжений. Их источником могут служить различные явления и механизмы, начиная от гляциоизостазии, до механизма консервации повышенных остаточных субгоризонтальных напряжений в ходе быстрого поднятия [14]. Также может быть рассмотрен механизм транслирования повышенных напряжений с глубин к поверхности посредством структур двухосного сонаправленного поворота [2, 6].

Исследование выполнено в рамках научного проекта № 0231-2015-0013 «3D и 4D геологоструктурное моделирование в целях эффективного, рационального и безопасного освоения глубоких горизонтов стратегических полезных ископаемых». Изучение структуры двухосного сонаправленного поворота в пределах Ковдорского массива и оценка возможности выявления подобных структур в пределах Хибин поддержаны финансированием из средств гранта РФФИ 18-05-00590А.

- 1. Arzamastsev A.A., Mitrofanov F.P. Paleozoic plume-lithospheric processes in Northeastern Fennoscandia: evaluation of the composition of the parental mantle melts and magma generation conditions // Petrology. 2009. V. 17. № 3. P. 300-313.
- Dmitry Zhirov New Type of Brittle Deformations: Two-Axial Turn Structure of Fractures in the Kovdor Carbonatite Intrusion (NW Russia) / Conference Proceedings SGEM-2017. Albena (Bulgaria), 2017. V. 17. Issue 11 Geology. Mineral Processing. P. 375-381.
- 3. Арманд А.Д. Развитие рельефа Хибин и Прихибинской равнины. М. 1964.
- Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Жиров Д.В. Современная сейсмичность на территории Мурманской области и ее проявление в горно-промышленных зонах. Новосибирск: СО РАН, ФТПРПИ. 1. 2016. С. 62-70.
- 5. Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б. Новые данные о глубинном строении Хибинского и Ловозерского массивов, Кольский полуостров // ДАН. 2008. Т. 422. № 3. С. 391-393.
- Жиров Д.В. Новый тип структурной упорядоченности разрывной тектоники в Ковдорском карбонатитфоскоритовом массиве (СВ Фенноскандинавского щита). Матер. L Тектонического совещания «Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии». 30.01-3.02 2018 г. ГИН и МГУ. Москва. М. 2018. Т. 1. С. 181-185.
- Жиров Д.В., Рыбин В.В., Шпаченко А.К. Эволюция хрупких деформаций массива пород Ньоркпахкского месторождения апатит-нефелиновых руд по результатам документации и анализа трещиноватости // Матер. конф. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле 13-17 октября 2008 г. ИФЗ РАН, Москва. М. 2008. Т. 1. С. 124-127.
- Жиров Д.В., Сим Л.А., Маринин А.В. Реконструкция палео стресс состояний в южной части Хибинского плутона (Восток Фенноскандинавского щита) // Тр. конф. «Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей» МГУ 24-26 мая 2016. М: Изд-во «Перо». 2016. С. 39-44.
- Козырев А.А., Семенова И.Э., Рыбин В.В., Аветисян И.М. Исследование напряженно-деформированного состояния массива пород численными методами на основе данных натурных измерений в окрестности крупной карьерной выемки // ГИАБ. 2011. № 11. С. 78-89.
- Корсакова О.П., Колька В.В., Савченко С.Н. Блоковые структуры Кольского полуострова, их устойчивость в условиях природно-технических систем (на примере горных массивов Хибины и Ловозеро) // Вестник МГТУ. Т. 12. № 3. 2009. С. 478-491.
- 11. Николаева С.Б. Складчатые деформации в позднеплейстоценовых отложениях Хибин (центральная часть Кольского п-ова): морфология и генезис // Вестник МГТУ. 2014. Т. 17. № 2. С. 329-339.
- Онохин Ф.М. Особенности структуры Хибинского массива и апатито-нефелиновых месторождений. Л.: Наука. 1975. 106 с.
- Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: РИО КНЦ РАН, 2002. 359 с.
- 14. Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 538-542.
- Сейсмичность при горных работах. Под ред. Мельникова Н.Н. Кол. авт. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 325 с.
МИКРОСТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КИАНИТОВЫХ ПОРОД ХИЗОВААРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПУТИ ИХ ПРИМЕНЕНИЯ

Завёрткин А.С., Гоголев М.А., Фролов П.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, mag-333@mail.ru

Кианитовые концентраты, наряду с дистен-силлиманитовыми, могут найти применение при производстве огнеупорных порошков для футеровки индукционных тигельных печей, выплавляющих чугун и цветные сплавы. Работы по улучшению стойкости футеровки индукционных тигельных печей для цветных сплавов, наряду с улучшением технологии, ведутся в направлении выявления новых составов огнеупорных масс, более стойких в службе. При этом внимание уделяется получению плотного черепка тигля, считается, что чем плотнее футеровка, тем она долговечнее в эксплуатации. Основная роль здесь отводится правильно подобранному зерновому составу и способу набивки тигля или подового камня, если речь идет о канальной индукционной печи. Правильно подобранный зерновой состав кварцитовых или высокоглиноземистых масс обеспечивает отсутствие трещин в футеровке в периоде службы. Из практического опыта эксплуатации индукционных тигельных печей промышленной и высокой частоты емкостью 1т, выплавляющих кремнистую латунь и алюминиево-железистую бронзу, известно, что стойкость кислой футеровки этих печей находится в пределах сотни плавок. Предварительный обжиг кварцитовой массы перед футеровкой печей не увеличил ее стойкость. Некоторое увеличение продолжительности службы тигля из кварцитовой футеровки вызывает введение в ее состав 10-12% электрокорунда.

Футеровку на основе глиноземистых материалов (дистен-силлиманитовая футеровочная масса с борной кислотой) в индукционных печах начали применять сравнительно недавно. Обычно такая футеровка выполняется из пластической массы и требует медленной сушки. Обладая высокой огнеупорностью (до 1800°С), футеровка на основе глинозема, так же, как кварцитовая, не обеспечивает объемной стабильности, а стоимость ее дороже кварцитовой. Поэтому, при плавке чугуна, глиноземистая футеровка, как набивная, так и из фасонных штучных изделий, широко применяется там, где необходима длительная стойкость ее – в канальных индукционных, крупных тигельных печах.

Раскисление металла, легирование, десульфурация, вакуумная обработка сплава существенно снижают стойкость огнеупорной футеровки. В связи с этим, все большее применение находят высокоглиноземистые огнеупоры, в том числе из обогащенного природного сырья силлиманитовой группы, благодаря высоким показателям термической стойкости, механической прочности, способности противостоять в процессе службы разрушающему действию расплавов металла и шлака при высокой температуре.

Из опыта эксплуатации кианитовой футеровки в индукционных печах следует сделать вывод о том, что при обжиге тигля до $1450 \,^{\circ}$ C (плавка чугуна и цветных, на основе меди, сплавов) происходит разрыхление структуры кианита вследствие полного превращения в муллит. При более высоких температурах, во время термовременной обработки синтетического чугуна в процессе проведения плавки ($1500-1550\,^{\circ}$ C) протекает процесс спекания.

Для силлиманита, входящего в состав дистен-силлиманитовой футеровки тигля, характерными являются непрерывные процессы спекания и муллитообразования, достигающие одновременно почти полного завершения при плавке легированной стали 1650-1750 °C.

Одним из промышленно значимых высокоглиноземистых месторождений России является Хизоваарское месторождение кианитовых руд, которое расположено в Лоухском районе Северной Карелии и является наиболее перспективным объектом глиноземистого сырья, суммарные запасы которого составляют 25.5 млн. т по категориям B+C₁+C₂ [1].

В процессе работ изучался минеральный и химический составы проб, физико-химические, флотационные свойства минералов, анализировались возможные варианты технологических схем обогащения, методы обогащения и типы флотационных реагентов.

На Хизоваарском месторождении геолого-минералогические сорта представлены светлосерыми рудами с игольчатым кианитом и разделяются на два типа, отличающихся содержанием кремнезема и глинозема, а также входящего в их состав кианита. Первый тип руд представлен сле-



Рис. 1. Кианитовые руды Хизоваарского месторождения.

А – первый и Б – второй тип руд (фото в отраженных электронах). Кі – кианит, Кln – каолинит, Mus – мусковит, Qz – кварц, Rut – рутил.

дующим минеральным составом: кварц 70-85%, кианит 10-25% (главные); мусковит, плагиоклаз, биотит, графит, тальк (второстепенные); пирит 0-10%, пирротин, магнетит (рудные); рутил, апатит, сфен, гранат (акцессорные) (рис. 1 А). По данным сканирующей электронной микроскопии, содержание в кианите глинозема составляет 60-62 мас. %.

Второй тип содержит: кварца 50-60%, кианита 10-40% (главные); мусковит, графит (второстепенные); пирита 0-10%, пирротин, арсенопирит, рутил (рудные) (рис. 1 Б). Содержание глинозема в кианите варьирует в интервале от 57 до 63 вес. %.

Исследование микротвердости и коэффициентов анизотропии различных морфологических форм кианита позволяет выделить их как типоморфные характеристики различных генетических типов руд [2], что теоретически будет оказывать влияние на энергозатраты в процессе подготовки материала. Институтом геологии КарНЦ РАН выполнен комплекс лабораторных технологических исследований применения при промышленном выпуске кианитового концентрата реагентов местного производства, талового масла, выпускаемого Сегежским ЦБК [3]. Руды обогащали до содержания глинозёма в концентрате от 41 до 60%, при этом концентрат содержал незначительное количество оксидов железа и щелочей. Полученный концентрат удовлетворяет требованиям отечественной промышленности огнеупоров.

В настоящее время на Хизоваарское месторождение кианитовых руд нет действующей лицензии. На участке существует опытный карьер, по изученности объект является перспективным для вовлечения в промышленную эксплуатацию, а, благодаря выгодному расположению, месторождение может быть освоено для получения кианитового концентрата.

Трудности, вызванные сложностью обогащения кианитовых руд с целью получения кианитового концентрата, остаются до настоящего времени одной из основных причин незначительного применения этого вида глинозёмистого сырья в огнеупорных и формовочных материалах.

- 1. Борисов П.А., Волотовская Н.А. Хизоваарское месторождение кианита (КФССР) // Советская геология. 1941. № 6. С. 82-86.
- Гаранжа А.В. Особенности микротвёрдости кианита в зависимости от генетического типа руд Хизоваарского месторождения (Северная Карелия) // Геолого-технологическая оценка индустриальных минералов и пород Республики Карелия и отдельных регионов Европейского континента. Петрозаводск. 1997. С. 51-54.
- 3. Каменева Е.Е., Скамницкая Л.С. Обогащение минерального сырья Карелии. Петрозаводск, 2003. 228 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВИДА ХИМИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ В СУЛЬФАТАХ И ФТОРОСУЛЬФАТО-ЦИРКОНАТАХ НЕОДИМА МЕТОДОМ ИК СПЕКТРОСКОПИИ

Залкинд О.А., Годнева М.М.

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Anamumы, zalkind@chemy.kolasc.net.ru

Недостаточная изученность индивидуальных свойств соединений неодима тормозит их применение на практике. Ранее система $TiO_2 - H_2SO_4 - HF - Nd(NO_3)_3 - H_2O$ была изучена при содержании в растворах 6-7 мас.% TiO_2 , м.о. $H_2SO_4/Ti = 3-8$ и Nd/Ti = 0.4-0.6 при 50 и 75°C [5, 6]. Выделены фазы NdF₃, Nd₂(SO₄)₃8H₂O, Nd₂(SO₄)₃4H₂O, NdTiOF(SO₄)₂6H₂O, Nd₄Ti₃F₁₅(SO₄)_{4.5}°nH₂O, NdFSO₄°nH₂O, NdF₃, TiOSO₄·2H₂O, TiO₂°xH₂O. Для них приведены ИК-спектры, которые записаны на старом оборудовании, и полосы поглощения в спектрах не разрешены, что не дало возможности должным образом их интерпретировать.

Экспериментальная часть

В качестве исходных компонентов использовали $TiOSO_4 2H_2O$, $Nd(NO_3)_3 6H_2O$ (х.ч.), H_2SO_4 и HF марки «ос.ч.». Исследования проводили по разрезам системы $TiO_2 -H_2SO_4 -HF-Nd(NO_3)_3-H_2O$ при мольных отношениях (м.о.) H_2SO_4 : Ti = 2 и 5, Nd: Ti = 0.2 и 0.5, F : Ti = 1-6 и содержании в растворе 2-15 мас.% TiO_2 . Концентрацию TiO_2 рассчитывали с учетом разбавления водой, содержащейся в растворе фтористоводородной кислоты и гидрате неодима. Смеси выдерживали в течение 7-30 сут при 20 °C, затем образовавшиеся осадки отфильтровывали, промывали ледяной водой, спиртом с водой, спиртом. ИК-спектры записывали в области 300-3800 см⁻¹ с помощью ИК Фурье спектрометра Nicolet 6700. Образцы готовили прессованием таблеток для записи в средней области с KBr, для длинноволновой области – с CsJ. Спектры записаны для NdF₃ (I), фазы *x* (II), NdTi₂O_{4·75}(SO₄)_{0.5}·3H₂O (III), NdTiOF(SO₄)₂·6H₂O (IV) Nd₂(SO₄)₃·8H₂O (V), Nd₂(SO₄)₃·4H₂O (VI).

Обсуждение результатов

При м.о. F/Ti = 4-6 в осадках отмечены розового цвета, характерного для трехвалентного неодима, капсулы, состоящие из ядра и оболочки. Рентгенограммы оболочки и ядра идентичны. В них отражены сильные линии NdF₃ (фаза I) [5] и примесь аморфной фазы, содержащей по данным ИК-спектроскопии сульфат ион. Структура фазы I решена [4]. Во фториде неодима имеются только мостиковые атомы фтора. В ИК-спектре осадков с NdF₃ отсутствует поглощение в области 450-550 см⁻¹, характерное для концевых атомов фтора. Имеется интенсивная полоса в области 376-381 см⁻¹, которой нет в спектрах сульфатов неодима. По-видимому, ее следует отнести к мостиковым атомам фтора.

Для осадков с фазой I отмечено поглощение в области 550-3800 см⁻¹, характерное для линий SO_4 -иона и H_2O , по которому выявлено наличие примеси фазы II (рис.), что подтверждено данными кристаллооптического анализа. Группа SO_4 , вероятно, бидентатна [2], а вода координирована к элементу-комплексообразователю (наличие поглощения ρ). В ИК-спектре ядра содержатся линии 841, 1400 и 1523 см⁻¹, которые относятся к анионам нитрата $Zr(NO_3)_4$ 5H_2O [9], а также полосы, относящиеся к SO_4 -группам с волновыми числами, сходными с полосами для фазы II. Как следует из рентгенограммы [10] ядро состоит, в основном, из фаз I и II, но связи фтора с элементом-комплексообразователем не обнаружены.

Оболочка содержит SO₄-группу с низкой симметрией C_{2v} или C_{sv} . Полагаем, что первоначально из исходного раствора осаждаются нитрат циркония и фторид неодима, образующие ядро. Затем, когда в растворе содержание нитрат–иона уменьшается, осаждается NdF₃ с примесью аморфной фазы II, создавая оболочку.

Аморфная фаза II, отмеченная в сочетании с фазой I, отдельно не выделена. Фаза II содержит, судя по ИК-спектру, SO₄-группу, количество которой уменьшается по мере увеличения м.о. F/Ti в исходной смеси и увеличивается с ростом содержания титана в исходном растворе.



Рис. ИК-спектры.

а – коротковолновая часть, б – длинноволновая; 1 – NdF₃ и фаза x; 2, 8 – NdF₃ и NdTi₂O_{4.75}(SO₄)_{0.5}3H₂O; 3, 7 – NdTiOF(SO₄)₂6 H₂O; 3 – Nd₂(SO₄)₃8H₂O; 5, 6 – Nd₂(SO₄)₃4H₂O, Nd₂(SO₄)₃8H₂O (мало).

Фаза III содержит два типа SO₄-групп, судя по полосам v₁, причем возможно один тип с высокой симметрией до T_d, другой с более низкой - C_{3v}. Судя по ИК-спектру фаза III, является иным сульфатом, чем фаза II. Ее состав, установленный методом термогравиметрии, NdTi₂O_{4.75}(SO₄)_{0.5} 3H₂O Oна обнаружена по характерной линии на рентгенограмме при 14 Å. ИК-спектр осадка, содержащего фазы I и III, в длинноволновой области следует отнести к фазе III, т.к. фаза I не содержит SO₄-групп.

Фаза IV в связи с отсутствием вращательных колебаний воды в спектре, содержит кристаллизационную воду. В ней имеется три типа SO_4 -групп (три полосы поглощения v_1), все высокой симметрии. SO_4 -группы мостиковые [2]. Атомы фтора связаны с титаном [5, 6]. Они концевые и мостиковые. Группы Ti-F и Ti-F-Ti, вероятно, связаны с неодимом через кислород SO_4 -групп.

Фаза V образует ярко розовые крупные кристаллы, структура которых решена методом РСтА [1, 3]. Имеется два вида сульфатных групп: бидентатно мостиковая (связывает два атома неодима. Два других атома O с атомом неодима не связаны) и тридентатномостиковая (ее три атома кислорода входят по одному во внутренние сферы трех атомов неодима) [3]. По ИК-спектру в фазе имеется только одна полоса поглощения v_1SO_4 с симметрией C_{3v} или C_{2v} и слабые полосы вращательных колебаний (ρ) воды, присущие координированной воде. По-видимому, расстояния между кислородом SO_4 -групп и атомами неодима в бидентатно- и- тридентатно-мостиковых группах близки, и дентатность не отражается в ИК-спектре. Учитывая данные РСтА и ИК– спектроскопии для фазы V, определить дентатность SO_4 -групп нельзя. По данным ИК-спектроскопии фаза содержит два вида молекул воды (две полосы $\delta(H_3O)$.

По данным ИК-спектроскопии фаза VI, как и фаза V, содержит два вида молекул воды. Судя по набору полос, имеется также два вида SO_4 -групп: мостиковые и концевые, дентатность которых определить нельзя, исходя из данных для фазы V.

Выводы

ИК-спектры позволили установить наличие, число видов, симметрию SO_4 -групп в полученных ранее соединениях и уточнить дентатность тех же групп в отдельных фазах, даже до конца не идентифицированных, а также подтвердить наличие F-мостиков во фториде неодима. Установле-

ны мостиковые SO_4 -группы в соединении NdTiOF(SO_4)₂·6H₂O. Отмечено несоответствие числа видов SO_4 -групп в сульфате неодима, определенных методами РСтА и ИК-спектроскопии, чему дано объяснение. В составе ядра найден нитрат циркония, что позволило объяснить образование частиц типа ядро-оболочка.

- 1. Асланов Л.А., Рыбаков В.Б., Ионов В.М., Порай-Кошиц М.А., Иванов В.И. ДАН СССР. 1972. Т. 204, №5. С. 1122.
- 2. Годнева М.М., Никитина С.Д., Мотов Д.Л. и др. // Журн. неорган. химии. 2001. Т. 46. № 5. С. 799.
- 3. Комиссарова Л.Н., Пушкина Г.Я., Шацкий В.М. и др. Соединения редкоземельных элементов. Сульфаты, селенаты, теллураты, хроматы. М.: Наука. 1986. 366 с.
- 4. Кондратюк И.П., Лошманов А.А., Мурадян Л.А. и др. // Кристаллография. 1988. Т. 33. С. 105.
- 5. Панасенко Е.Б., Белокосков В.И., Бегунова Р.Г. // Журн. неорган. химии. 1986. Т. 31. № 10. С. 2669.
- 6. Панасенко Е.Б., Загинайченко Н.И., Белокосков В.И. и др. // Журн. неорган. химии. 1988. Т. 33. № 12. С. 3171.
- 7. Филатова С.А., Горощенко Я.Г., Янкович В.Н., Антишко А.Н. // Журн. неорган. химии. 1977. Т. 22. № 4. С. 956.
- 8. Юрченко Э.П., Кустова Г.Н., Бацанов С.С. Колебательные спектры неорганических соединений. Новосибирск: Наука. 1981. 143 с.
- 9. Nyquist R.A., Kogal R.O. Infrared Spectra Inorganic Compounds. New-York-London: Academic Press. 1971. 500 pps.
- 10. The Powder Diffraction File. (International Centre for Diffraction Data). Cardes 23-1262, 83-2244, 73-195.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В МЕТАСОМАТИТАХ И КВАРЦОЛИТАХ ЗАПАДНЫХ КЕЙВ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Зозуля Д.Р., Лялина Л.М., Савченко Е.Э.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, zozulya@geoksc.apatity.ru

Породы Кейвской щелочногранитной провинции Балтийского щита занимают площадь порядка 2500 км², слагая несколько крупных обособленных массивов (Западнокейвский, Белые тундры, Понойский, Стрельнинский и др.) и многочисленные мелкие штоки, жилы и дайки. В ходе комплексного изучения редкометальных (Zr, REE, Y, Nb, Th) проявлений, связанных со щелочными гранитами, установлено три генетических типа рудных (редкометальных) объектов: 1) автометасоматиты (минерализованные граниты), 2) метасоматиты (альбититы, микроклиниты, апобазитовые метасоматиты), 3) пегматиты и кварцолиты. В данной работе изучены геохимические особенности (главным образом REE) поздне- и постмагматических образований (апобазитовые метасоматиты Ельозерского месторождения и кварцолиты Ровозерского проявления) и их редкоземельная минерализация.

Ельозерское редкометальное месторождение приурочено к линейной тектонической зоне между Кейвским и Центральнокольским террейнами Балтийского щита. Зона простирается на 12 км в ЮВ-СЗ направлении и имеет ширину от 200 до 1500 м. Месторождение генетически связано с позднеархейскими Кейвскими щелочными гранитами и состоит из нескольких сотен апогранитных и аплитовых жил протяженностью 50-500 м и мощностью 3-50 м во вмещающих габброанортозитах, амфиболитах и гнейсах. Выделены две группы рудных тел, различающихся по происхождению и минеральным парагенезисам: 1) минерализованные (циркон, торит) кварц-альбитовые с эгирином жилы (автометасоматиты); 2) высокоминерализованные (минералы Zr, REE, Nb, Th) кварц-эпидот-лепидомелановые с Ca-Na амфиболом жилы и тела неправильной формы (апобазитовые метасоматиты на контакте гранитов и основных пород). Формирование автометасоматитов соответствует поздне- и постмагматическому этапу эволюции рудомагматической системы. Содержание Zr в метасоматитах этого типа достигает 19000-38000 ppm. Апобазитовые метасоматиты формировались в наиболее низкотемпературных гидротермальных условиях и характеризуются высокими содержаниями таких редких элементов как REE (до 85000 ppm), Y (до 42000 ppm), Nb (до 62000 ppm), Zr (до 67000 ppm), Th (до 17000 ppm). Распределение REE в апобазитовых метасоматитах имеет V-образную форму (рис. 1), что характерно для пород, испытавших гидротермальную переработку фторсодержащими растворами [2, 5, 9].

В апобазитовых метасоматитах установлены следующие редкометальные минералы: рудообразующие (главные) фазы (от ранних к поздним: торит, циркон, фергусонит-(Y), самарскит-(Y), чевкинит-(Ce), алланит-(Ce)) и второстепенные (и акцессорные) фазы (монацит-(Ce), эшинит-(Y),



Рис. 1. Хондрит-нормализованное распределение REE в апобазитовых метасоматитах Ельозерского месторождения (а) и кварцолитах Ровозерского проявления (б).



Рис. 2. Хондрит-нормализованное распределение REE в минералах Ельозерского месторождения.

эшинит-(Се), пирохлор, Nb-содержащий рутил, давидит-(La), уранинит, торогумит, гадолинит-(Се), хинганит-(Се), фторбритолит-(Се), даналит, бастнезит-(Се), гидроксилбастнезит-(Се)). LREE накапливаются преимущественно в минералах группы чевкинита (до 45 мас. %), алланите (до22мас.%),ортите(4-29мас.%);Y-Nboксидыявляются основными носителямиY (25-28мас.%)иHREE (9-11 мас. %) (рис. 2).

Установленная последовательность кристаллизации минеральных парагенезисов указывает на процессы ремобилизации и фракционирования REE в ходе формирования апобазитовых метасоматитов:

1. Кристаллизация чевкинита-(Се), торита, фергусонита-(Ү), циркона и монацита-(Се);

2. Замещение чевкинита-(Се) ферриалланитом-(Се) под воздействием гидротермальных растворов: чевкинит-(Се) + Са + Аl → ферриалланит-(Се) + LREE + Fe + Si +Nb + Ti;

3. Замещение ферриалланита-(Ce) алланитом-(Ce): ферриалланит-(Ce) + Ca + Al \rightarrow алланит-(Ce) + HREE + Fe;

4. Кристаллизация гадолинита-(Се) с последующим формированием по нему хинганита-(Се) и высвобождением части REE и Fe;

5. Замещение ферриалланита-(Се) минеральной ассоциацией ильменит + титанит+рутил со значительным высвобождением REE и Si;

6. Кристаллизация кварца и REE-карбонатов.

Последовательность кристаллизации минералов и их состав указывают на то, что формирование апобазитовых метасоматитов происходило из щелочных фторсодержащих флюидов при высокой активности CO₂, Si, Ca и Al на некоторых этапах. Значительная роль фтора во флюиде подчеркивается присутствием в метасоматитах флюорита, фторапатита и бастнезита-(Ce). На высокую активность фтора также указывают значения отношения Y/Dy в самарските-(Y) – 14-16 (по [8]). Поскольку REE-карбонаты кристаллизуются, в основном, в виде наиболее поздних прожилков, CO₂ является важным компонентом флюида на последних стадиях формирования метасоматитов. Текстурные взаимоотношения титанита, ильменита и рутила говорят о возможности прохождения реакций: ильменит + CO₂ + REE = рутил + REE-карбонат + магнетит и титанит + CO₂ + REE \rightarrow рутил + REE-карбонат + SiO₂ (по [11]); и, соответственно, относительно высокой fCO₂.

Установленные минеральные ассоциации и особенности составов минералов позволяют выявить другие параметры флюида, в частности температуру и относительную фугитивность кислорода. Парагенезис кварца и эпидота позволяет предположить, что редкометальные руды месторождения испытали одну из последних стадий метасоматоза – кислотное выщелачивание. Несмотря на то, что эпидот кристаллизуется в широком температурном интервале 250-600 °C [6], присутствие в породе безполевошпатового минерального парагенезиса кальцит-магнетит-эпидот предполагает низкие температуры, до 310 °C, и высокую fO, (расчетные данные [1]).

Данные по составу редкометальных минералов свидетельствуют об изменении окислительных условий на разных стадиях формирования апобазитового метасоматита. Показано, что положительные Се аномалии в минералах указывают на высокие окислительные условия при их формировании [3, 7, 10]. В метасоматите положительные Се аномалии обнаружены в некоторых торитах, ферриалланите-(Ce), гадолините-(Ce), хинганите-(Ce)иэшините-(Ce), аотрицательные – всамарските-(Y) и в некоторых торитах (рис. 2). Повышенное содержание MnO в ильмените (до 5.10 мас. %) свидетельствовует о понижении fO_2 в ходе его кристаллизации (по [4]). Более того, присутствие галенита в рутил-ильменит-титанитовых срастаниях и внутри измененного циркона указывает на значительную fS_2 и восстановительные условия. Таким образом, в целом окислительный характер флюида в случае Ельозерского месторождения может изменяться на некоторых стадиях формирования метасоматита.

Кварцолиты Ровозерского проявления приурочены к пологим контактам щелочных гранитов Западнокейвского массива и располагаются как внутри гранитов, так и в гнейсах экзоконтактовых зон. Кварцолитовые тела весьма разнообразны по форме, размеру (от 0.5 до 1.5 м) и составу. Кварцолиты представляют собой неравномернозернистые такситовые породы, содержащие не менее 50 об. % кварца и не более 10 об. % полевых шпатов и в качестве второстепенных минералов – эгирин, арфведсонит, аннит, магнетит, ильменит, флюорит. Значительное количество флюорита и других F- или OH-содержащих минералов указывает на активное участие флюида при формировании кварцолитов. Редкометальная минерализация в кварцолитах достигает 20-30 об. % и характеризуется разнообразным составом (более 10 минералов Y, Nb, REE, Zr, Th). Распределение REE в кварцолитах сходно с таковым для апобазитовых метасоматитов (рис. 1), при этом некоторые образцы имеют даже обратный наклон в распределении REE, то есть породы также испытали гидротермальную переработку фторсодержащими растворами.

Типоморфным сквозным минералом редкометальной ассоциации в кварцолитах является циркон. К нему добавляются развитые резко неравномерно (от первых граммов до десятков килограммов на тонну породы) и не повсеместно – эшинит-(Y), чевкинит-(Ce), фергусонит-(Y), фторбритолит-(Y), иттриалит-(Y), торит, монацит-(Ce), ксенотим-(Y), бастнезит-(Ce).

Фторбритолит-(Y) и иттриалит-(Y) являются главными носителями REE, их содержание в некоторых телах может достигать 10-15 об. %. Распределение редкоземельных элементов во фторбритолите-(Y) (рис. 3 а) характеризуется синусоидальной формой с преобладанием HREE над LREE и ярко выраженными минимумами для Pr и Nd. Распределение редкоземельных элементов в иттриалите-(Y) (рис. 3 б) сходно с таковым для фторбритолита-(Y), отличаясь меньшим количеством наиболее легких REE.



Рис. 3. Хондрит-нормализованное распределение REE во фторбритолите-(Y) (а) и иттриалите-(Y) (б) из кварцолитов Ровозерского проявления.

Ранее было показано, что отношения Y/Dy и La/Nd_n в бритолитах являются показателями состава флюида [12]. Вариации Y/Dy во фторбритолите-(Y) и иттриалите-(Y) составляют 7-11 и 7-16, соответственно, и указывают на высокую активность фтора во флюиде. La/Nd_n изменяется в пределах 1.5-2.5 во фторбритолите-(Y) и 0.8-1.8 в иттриалите-(Y), что говорит об отсутствии CO₂ во флюиде. При этом соотношение H₂O/F в среде кристаллизации иттриалита-(Y) значительно выше, чем для фторбритолита-(Y).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-05-00427) и Госзадания (тема НИР 0231-2015-0009).

- 1. Кольцов А.Б. Гидротермальное минералообразование в термобароградиентных полях // Геохимия. 2010. 11. С. 1169-1184.
- Минеев Д.А. Геохимия апогранитов и редкометальных метасоматитов северо-западного Тарбагатая. М.: Наука. 1968. 183 с.
- Berger A., Gnos E., Janots E., Fernandez A., Giese J. Formation and composition of rhabdophane, bastnäsite and hydrated thorium minerals during alteration: implications for geochronology and low-temperature processes // Chem. Geol. 2008. 254. P. 238-248.
- 4. Cassidy K.F., Groves D.I., Binns R.A. Manganoan ilmenite formed during regional metamorphism of Archean mafic and ultramafic rocks from Western Australia // Can. Mineral. 1988. 26. P. 999-1012.
- Charoy B.L., Raimbault L. Zr-, Th-, and REE-rich biotite differentiates in the A-type granite pluton of Suzhou (Eastern China): the key role of fluorine // J. Petrol. 1994. 35. P. 919-962.
- 6. Frey M., Capitani C., Liou J.G. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites // J. Metamorphic Geol. 1991. 9. P. 497-509.
- Gieré R., Sorensen S.S. Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. In «Epidotes», A. Liebscher & G. Franz, eds., Miner. Soc. Am., Rev. Mineral. Geochem. 2004. 56. P. 431-493.
- 8. Gramaccioli C.M., Diella V., Demartin F. The role of fluoride complexes in REE geochemistry and the importance of 4f electrons: some examples in minerals // Eur. J. Mineral. 1999. 11. P. 983-992.
- 9. Taylor R.P., Strong D.F., Fryer B.J. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. 77. P. 267-271.
- Uher P., Ondrejka M., Konečny P. Magmatic and postmagmatic Y-REE-Th phosphate, silicate and Nb-Ta-Y-REE oxide minerals in A-type metagranite: an example from the Turčok massif, the Western Carpathians, Slovakia // Mineral. Mag. 2009. 73. P. 1009-1025.
- 11. Wang R.C., Wang D.Z., Zhao G.T., Lu J.J., Chen Xiao M., Xu S.J. Accessory mineral record of magma-fluid interaction in the Laoshan I- and A-type granitic complex, Eastern China // Phys. Chem. Earth. 2001. A26. P. 835-849.
- Zozulya D., Lyalina L., Savchenko Ye. Britholite-group minerals as sensitive indicators of changing fluid composition during pegmatite formation: evidence from the Keivy alkaline province, Kola Peninsula, NW Russia // Mineralogy and Petrology. 2017. Vol. 111 (4). P. 511-522.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В ЛОУХСКОМ РАЙОНЕ 11 СЕНТЯБРЯ 2015 ГОДА

Зуева И.А., Бакунович Л.И.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, ek92wa@mail.ru, luba5 89@mail.ru

Территория Республики Карелии расположена в восточной части Фенноскадинвского щита. В регионе четко выделяются три структурных области: центральная часть занимает относительно устойчивый в течение всей докембрийской истории крупный участок земной коры – Карельский кратон, с северо-востока к нему примыкает линейный Беломорский складчатый пояс, а с юго-запада обширная Свекофеннская скдадчатая область. Карельский неоархейский кратон в структуре Фенноскандинавского щита составляет ядро и сложен, главным образом, архейскими гранитоидными, зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами, менее распространены высокометаморфизованные (гранилитовые) комплексы. Беломорский подвижный пояс располагается с северо-востока от Карельского кратона и сложен преимущественно неоархейскими гранитогнейсами. Располагается между Карельским кратоном и Кольской провинцией и принципиально отличается от них тем, что это сложно и интенсивно складчатая структура полициклического развития, породы которой неоднократно метаморфзованы в условиях высокого (кианитовый тип) давления, как в архее, так и в протерозое. Свекофенская складчатая область на территории Республики Карелии представлена только малой своей частью. Однако именно в данном регионе она непосредственно стыкуется с Карельским кратоном. В приконтактовой зоне представлена архескими гранитогнейсами в гранитогнейсовых куполах Северного Приадожья [4].

На территории Карелии действует сеть сейсмических станции на базе широкополосной аппаратуры – CMG-6TD и CMG-3ESP (АЦП - GSR 24). Станции PTRZ, PITK и PAAN установлены в специально оборудованных сейсмических павильонах на бетонные постаменты, имеющие контакт с коренными породами, а KOS6 и KEMI на цокольных этажах помещений. Станция KEMI была закрыта в 2016 г. [3, 7].

Результаты обработки

Для определения параметров местного землетрясения использовалась программа EL_WIN, разработанная сотрудником КоФ ФИЦ ЕГС РАН В.Э. Асмингом [1, 2]. Землетрясение 11 сентября 2015 г. было обработано по первым вступлениям Р и S волн трех станций KEMI, KOS6 и VAL. Станция VAL обслуживается сотрудниками сейсмологического центра, расположенного в Ленинградской области. Для определения координат эпицентра использовался метод засечек (рис. 1). Результаты обработки представлены в таблице 1.



Рис. 1. Землетрясение 11.09.2015. Показаны первые вступления Р и S волн трех станций KEMI, KOS6, VAL. На карте представлены эпицентральные окружности, координаты эпицентра.

			<u>^</u>		
Дата события	Время в очаге	Координать	ы эпицентра		
		Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	Магнитуда
11.09.2015	19:23:50,157	66.388	31.256	10	2.5

Таблица. 1. Параметры землетрясения 11.09.2015 года.

Для данного события был проведен спектральный анализ записи. Для построения спектров использовалась программа WSG. Программа WSG является совместной разработкой Геофизической службы РАН (ГС РАН) и ООО «НПП Геотех» [5]. Взяты данные станции KOS6. Были отмечены пяти секундные фрагменты шума и вступления продольных волн для вертикальной компоненты (рис. 2).



Рис. 2. Волновая картина на трехкомпонентной записи землетрясения 11 сентября 2015 года (запись не фильтрована) на станции КОЅ6. Отмечены пяти секундные фрагменты записи.



По отмеченным 5 секундным фрагментам построены спектры (рис. 3).

Рис. 3. Спектр продольных волн и шума.

Сравнение показало, что максимальный по амплитудам фрагмент продольных волн в широкой полосе частот (от 1 до 20 Гц) превышает уровень шума.

Вывод

По данным станций Карельской сейсмической сети было обнаружено местное землетрясение 11 сентября 2015 года. Событие произошло на севере Карелии в Лоухском районе на глубине 10 км

магнитудой 2.5. На карте ОСР-97С район отнесен к зоне 5-6 балльных сотрясений с периодичностью 5000 лет [6]. Полоса частот продольных волн соответствует интервалу от 1 до 20 Гц.

Исследование проведено в рамках Госзадания ИГ КарНЦ РАН.

- 1. Асминг В.Э. Программный комплекс для автоматизированной обработки сейсмических за- писей «EL» // Приборы и методика геофизического эксперимента. Мурманск: Изд-во ООО «МИП-999». 1997. С. 125-132.
- Асминг В.Э. Создание программного комплекса для автоматизации детектирования, локации и интерпретации сейсмических событий и его использование для изучения сейсмичности северо-западного региона: дисс. к.ф.-м.н. М. 2004.
- Мещерякова В.А., Герасимова А.А., Зуева И.А. Сейсмичность территории Республики Карелия в 2015 году // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Матер. XII Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН. 2017. С. 220-222.
- 4. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск : Карельский научный центр РАН. 2008. 296 с.
- 5. Служба Срочных Донесений [Электронный ресурс] Режим доступа: http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/ new/ccd_quake.pl?dat=2017-04-23&1=0
- 6. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации-ОСР97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка. М.: ИФЗ РАН, 1999. 57 с.
- 7. Шаров Н.В. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Под ред.: Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукин. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2007. Кн. 1: Землетрясения. 381 с.

ТРАНСГРЕССИВНЫЕ СТРУКТУРЫ НИЖНЕГО РАССЛОЕННОГО ГОРИЗОНТА НА УЧАСТКЕ МАЛОСУЛЬФИДНОГО ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНЫЙ КАМЕННИК

Иванов А.Н.¹, Грошев Н.Ю.¹, Корчагин А.У.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, nikolaygroshev@gmail.com ² ОАО «Пана», Anamumы

Выявление на территории Кольской Арктики серии малосульфидных месторождений элементов платиновой группы (ЭПГ) является крупнейшим достижением отечественной геологии начала XXI века [4]. Малосульфидные месторождения составляют основу минерально-сырьевой базы ЭПГ в мире [6]. Начало освоения этих месторождений является делом ближайшего будущего и требует попутно с наращиванием МСБ более глубокого понимания процессов формирования рудных концентраций и их перераспределения в платиноносных рифовых толщах [1].

Процессы малосульфидного платинометального рудообразования наиболее детально изучены в рифе Меренского, Бушвельдский комплекс, ЮАР [5, 6]. Характерной и во многом загадочной особенностью рифа, протягивающегося на многие сотни километров при средней мощности всего лишь один метр, являются так называемые «потхолы» (potholes), или рытвины, обусловленные трансгрессивно-интрузивным проникновением порции горячей рудоносной магмы в полосчатые толщи и эрозией подстилающих кумулатов (рис. 1). Трансгрессивные структуры рифа Меренского, усложняя моноклинальное залегание рудных тел и соответственно работу горнодобывающих компаний, являются предметом разносторонних исследований [5, 6].

Северный платинометальный риф Западно-Панского массива (ЗПМ), вмещающий несколько малосульфидных месторождений [2, 3], является ближайшим аналогом рифа Меренского на территории Кольской Арктики. Северный риф в широком смысле слова представляет собой несколько минерализованных уровней мощностью первые метры, ассоциирующих с Нижним расслоенным горизонтом (НРГ). В восточной части ЗПМ, на месторождении Киевей, этот горизонт имеет ритмично-расслоенное строение, обусловленное чередованием анортозитов, габброноритов, норитов, пироксенитов и, реже, оливиновых пород. Как правило, выделяется четыре ритма общей мощностью около 40 м, образующие нормальную фацию НРГ (рис. 2) с платинометальным оруденением в подошве всех следующих за первым ритмов. Формирование ритмов связывается с последовательным пополнением камеры рудоносным расплавом [2]. Фациальные вариации НРГ в пределах месторождения Киевей ограничиваются выклиниванием третьего и последующих ритмов, при вы-



Рис. 1. Схематичный обобщенный разрез, иллюстрирующий трансгрессивные взаимоотношения рифа Меренского (РМ) с подстилающими породами, с изменениями по [5].

Иванов А.Н. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.038



Рис. 2. Ряд геологических фаций Нижнего расслоенного горизонта на западном участке месторождения Северный Каменник в сравнении с месторождением Киевей. Коричневым показаны габбронориты, лейкогаббро и анортозиты, розовым – пироксениты; штриховкой – такситовые до пегматоидных габбронориты. Сокращения: ВРТ – верхнее рудное тело, ОРТ – основное рудное тело, НРТ – нижнее рудное тело, Л – линза, Ol – оливин, pxt – среднезернистый пироксенит, +/- pxt – пегматоидный пироксенит.

держанном по простиранию и падению основном рудном теле и его моноклинальном залегании с падением на юг под углом 30° .

При разведке месторождения Северный Каменник [3] на западном фланге Северного рифа, вблизи предполагаемого питающего магматического канала, были установлены широкие вариации углов падения основного рудного тела (от 25° до 50°) и геологических фаций НРГ (от фации затухания до полной русловой фации; рис. 2 и 3). Эти вариации сопровождаются многочисленными случаями выклинивания рудного тела (рис. 4, а). В отличие от месторождения Киевей, на Северном Каменнике увеличение разнообразия фаций происходит вниз по разрезу от основного рудного тела и обусловлено появлением ниже него толщи такситовых габброноритов (рис. 3), вероятно, перекристаллизованных. Необходимо отметить, что в случае полной русловой фации в этой толще залегает платинометалльная сульфидная минерализация, которая по своим геохимическим свойствам отличается от основного оруденения: отношение Pd/Pt варьирует в широких пределах, Cu/Ni увеличивается вниз по разрезу, сульфиды обогащаются ЭПГ. В некоторых скважинах отмечается до четырех геолого-геохимических типов оруденения (рис. 3).

Перечисленные особенности НРГ на участке Северный Каменник вместе с отсутствием базального кумулятивного норит-пироксенитового слоя, развитого почти повсеместно в нормальных фациях НРГ (рис. 2), свидетельствуют о высокой подвижности поступившей вновь магмы на этом участке рифа. Движущаяся горячая магма, прогревая, эродируя и частично расплавляя подстилающие породы, выработала в них углубления, напоминающие русла потоков (рис. 4) или потхолы рифа Меренского (рис. 1). Предположительно, впоследствии углубления были заполнены кристаллической кашей, на которую продолжал воздействовать поток более поздних рудоносных магматических импульсов. В конечном счете, это приводило к перекристаллизации первичных кумулатов с образованием такситовых текстур и пегматоидов (рис. 2), дифференциации мигрирующего вниз сульфидного расплава (см. типы оруденения) и его просачиванию, в том числе, ниже подошвы НРГ (рис. 3).

Распределение склоновой и русловых фаций НРГ, образующих углубления в нижележащих кумулатах (рис. 4, б), в большинстве случаев соответствует распространению кондиционных руд основного рудного тела (рис. 4, а). Таким образом, явно развитые трансгрессивные структу-



Рис. 3. Фрагмент геологической колонки по скважине BG-N-126, пересекшей полную русловую фацию НРГ в западном рудном объекте месторождения Северный Каменник [2].

Сокращения: м/з – мелкозернистый, м-с/з – мелко-среднезернистый, с/з – среднезернистый, к-с/з – крупносреднезернистый. Цифры в кружках обозначают геолого-геохимические типы платинометального оруденения. * – условие расчета отношений концентраций металлов, ** – Au+Pt+Pd в ppm, Cu+Ni в мас. %. Au, Pt, Pd, Cu, Ni определены методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой («Стюарт Геокемикл энд Эссей», г. Москва).



Рис. 4. *а* – Проекция основного рудного тела западного объекта месторождения Северный Каменник на горизонтальную плоскость при бортовом содержании Pd_{усл} 3 г/т до глубины 250 м [3]. *б* – Распределение фаций НРГ в той же проекции.

ры НРГ, устроенные подобно потхолам рифа Меренского аккумулируют в себе, по-видимому, большую часть платинометального оруденения одного из участков месторождения Северный Каменник. В связи с этим для создания петрогенетической модели месторождения необходимо предпринять детальное изучение разрезов выделенных фаций по представительным скважинам этого участка.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0231-2015-0002 и частично поддержана из средств РФФИ (16-05-00367, 15-35-20501).

- Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И. Металлогения платиноидов крупных регионов России. М.: Геоинформмарк. 2001. 302 с.
- Корчагин А.У. и др. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения / Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основы устойчивого развития Севера. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2009. С. 12-32.
- Корчагин А.У. и др. Геология и вещественный состав руд малосульфидного платинометального месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве (Кольский полуостров, Россия) // Руды и металлы. 2016. № 1. С. 42-51.
- Митрофанов Ф.П. и др. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. 55(5). С. 357-373.
- 5. Latypov R., Chistyakova S., Page A., Hornsey R. Field evidence for the in situ crystallization of the Merensky Reef // Journal of Petrology. 2015. 56(12). P. 2341-2372.
- Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Springer Science & Business Media. 2013. 727 p.

ЗОНАЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОВДОРСКОЙ ФОСКОРИТ-КАРБОНАТИТОВОЙ ТРУБКИ

Иванюк Г.Ю.^{1,2}, Калашников А.О.¹, Михайлова Ю.А.^{1,2}, Пахомовский Я.А.^{1,2}, Паникоровский Т.Л.², Коноплёва Н.Г.², Базай А.В.^{1,2}, Горяинов П.М.¹, Елизарова И.Р.², Сохарев В.А.³, Яковенчук В.Н.^{1,2}

¹ Геологический институт КНЦ РАН; ² Центр наноматериаловедения КНЦ РАН ³ ООО «Ковдорский ГОК»

Ковдорский фоскорит-карбонатитовый комплекс, сформировавшийся на заключительном этапе становления одноименного массива перидотитов, фоидолитов–мелилитолитов и связанных с ними диопсидитов, флогопититов и скарноидов около 400 млн. лет тому назад, представляет собой концентрически-зональную трубку с грушевидным сечением 1.5×0.7 км (рис. 1), которая, постепенно сужаясь, уходит на глубину более 2 км [1]. Ее петрографическая зональность, установленная методом 3-мерного геологического картирования по всей совокупности буровых данных, накопленных с 1950 по 2015 г. [2], определяется постепенной сменой от края к осевой зоне (апатит)-форстеритовых фоскоритов существенно магнетитовыми бескарбонатными фоскоритами и, затем, карбонатсодержащими фоскоритами и кальцитовыми карбонатитами фоскоритового ряда. По границе между осевой и промежуточной зонами развит кольцевой штокверк жильных кальцитовых карбонатитов, а через осевую зону трубки в CB направлении проходит линейная зона развития даек доломитовых карбонатитов и связанных с ними магнетито-доломито-серпентиновых метасоматитов [1].

Детальное изучение закономерностей изменения содержания, гранулометрии, состава, условий кристаллизации и субсолидусного изменения большинства сквозных минералов в пределах фоскорит-карбонатитовой трубки позволило получить 3-мерную модель распределения этих характеристик в пределах фоскорит-карбонатитовой трубки при помощи программного комплекса MicroMine 2016 (см. рис. 1) и, на основании ее анализа, сделать следующие выводы [1-8]:

- 1. Геохимическая эволюция фоскорит-карбонатитового комплекса заключается в последовательном возрастании от краевых (апатит)-форстеритовых фоскоритов к осевым карбонатсодержащим фоскоритам и карбонатитам содержания C, S, Ca, Sr, Ba, *REE*, U, Th, Nb, Ta, Cu и Pb за счёт Si, Ti, Al, Mg, Na, K, Rb, Cr и Ni, тогда как Fe, P, F, Zr, Hf, V, Sc, Zn, Co и Ag концентрируются в промежуточных существенно магнетитовых бескарбонатных фоскоритах;
- 2. В краевых (апатит)-форстеритовых фоскоритах получили распространение форстерит с повышенным содержанием Fe²⁺, магнетит с повышенным содержанием Mn, Ti и Si и экссолюционными ламелями ильменита, гидроксилапатит, обогащенный Fe и Mg, бадделеит с микропримесями Mn, Fe и Si, минералы группы пирохлора, обогащенные Na, Ca, *REE* и Th, а также никелистый пирротин-4*C* с экссолюционными ламелями пентландита;
- Промежуточные существенно магнетитовые фоскориты включают Fe³⁺-содержащий форстерит, обогащенный Mg и Al магнетит с экссолюционными включениями шпинели, беспримесные гидроксилапатит, бадделеит и пирохлор, а также Ni-Co-содержащий пирротин-4*C*-5*C* с ламелями (кобальт)пентландита;
- 4. Осевые карбонатсодержащие фоскориты и карбонатиты включают форстерит, обогащенный Fe²⁺ и Mn, Ti-V-Ca-содержащий магнетит с экссолюционными ламелями ильменита-гейкилита, Ba-Sr-*REE*-содержащий гидроксилапатит, бадделеит, обогащенный Hf, Ta, Nb и Sc до промышленно значимого уровня, минералы группы пирохлора, обогащенные Ba, Sr, U, Ta, Fe и Zr, а также кобальтистый пирротин-5*C* с экссолюционными ламелями кобальтпентландита;
- Пристеночная кристаллизация фоскоритовой магмы начинается с форстерита, что приводит к разрушению силикатно-карбонатно-феррифосфатной матрицы расплава и образованию апатита и магнетита, с локализацией остаточного карбонатитового расплава, обогащенного редкими металлами, в осевой части трубки;



Рис. 1. Зональность Ковдорской фоскорит-карбонатитовой трубки на горизонте -110 м.

- 6. Субсолидусная эволюция большинства сквозных минералов заключается в распаде твердых растворов, температура которого последовательно уменьшается от края фоскориткарбонатитовой трубки к ее осевой зоне от 500 до 400 ° С для пары кальцит-доломит, от 500 до 300 ° С для титаномагнетита и от 250 до 150 ° для пары пирит–пирротин;
- 7. Линейное уменьшение отношения Fe³⁺/Fe²⁺ в пирротине в естественной последовательности ковдорских пород от вмещающих фоидолитов и диопсидитов к фоскоритам и, затем, карбонатитам с видетельствует о последовательном уменьшении фугитивности кислорода в этом направлении, связанном с последовательным же уменьшением щелочности пород. По данным магнетит-ильменитового геооксометра фугитивность кислорода уменьшается в рассматриваемом ряду от NNO+1 до NNO-2;
- 8. При переработке первичных минералов фоскорит-карбонатитового комплекса поздними гидротермальными растворами, обогащенными фтором, образуются редкие минералы и политипы, в частности гидроксинатропирохлор, кампелит, пахомовскит, кваинтинит-1*M*, -3*R*, -2*H*-3*c*, пирротин-5*C* (*C*2) и др., температура кристаллизации которых не превышает 100 °C, а структурная сложность существенно превышает таковую более высокотемпературных аналогов;
- 9. Полученные результаты и разработанные подходы к их интерпретации позволяют перейти



Рис. 2. Принципиальная схема построения геометаллургической модели Ковдорского месторождения

к геометаллургическому моделированию Ковдорского месторождения магнетита, апатита и бадделеита (рис. 2) с целью оптимизации добычи и обогащения комплексных руд. Работа выполнена в рамках проекта РНФ 16-17-10173.

- Mikhailova, J.A., Kalashnikov, A.O., Sokharev, V.A., Pakhomovsky, Ya.A., Konopleva, N.G., Yakovenchuk, V.N., Bazai, A.V., Goryainov, P.M., Ivanyuk, G.Yu. 3D mineralogical mapping of the Kovdor phoscorite–carbonatite complex (Russia) // Mineralium Deposita. 2016. V. 51 (1). P. 131-149.
- Kalashnikov A.O., Ivanyuk G.Yu., Mikhailova J.A., Sokharev V.A. Approach of automatic 3D geological mapping: the case of the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia. Scientific Reports. 2017. 7:6893. Doi: 10.1038/s41598-017-06972-9

- Ivanyuk G.Yu., Kalashnikov A.O., Pakhomovsky Ya.A., Mikhailova J.A., Yakovenchuk V.N., Konopleva N.G., Sokharev V.A., Bazai A.V., Goryainov P.M. Economic minerals of the Kovdor baddeleyite-apatitemagnetite deposit, Russia: mineralogy, spatial distribution, and ore processing optimization // Ore Geology Reviews. 2016. V. 77. P. 279-311.
- Ivanyuk G.Yu., Kalashnikov A.O., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Goryainov P.M. Mikhailova J.A., Yakovenchuk V.N. Konopleva N.G. Subsolidus evolution of the magnetite-spinel-ulvöspinel solid solutions in the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia // Minerals. 2017. 7, 215. DOI:10.3390/min7110215.
- Kalashnikov A.O., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Sokharev V.A., Konopleva N.G., Mikhailova J.A., Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu. Scandium of the Kovdor baddeleyite–apatite–magnetite deposit (Murmansk Region, Russia): Mineralogy, spatial distribution, and potential resource // Ore Geology Reviews. 2016. V. 72. P. 532-537.
- 6. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Panikorovskii T.L., Britvin S.N., Krivovichev S.V., Shilovskikh V.V., Bocharov V.N. Kampelite, Ba₃Mg_{1.5}Sc₄(PO₄)₆ (OH)₃·4H₂O, a new very complex Ba-Sc phosphate mineral from the Kovdor phoscorite-carbonatite complex (Kola Peninsula, Russia) // Mineralogy and Petrology. 2017. V. 112. P. 111-121. DOI 10.1007/s00710-017-0515-1.
- Zhitova E.S., Krivovichev S.V., Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Mikhailova J.A. Crystal chemistry of natural layered double hydroxides. 4. Crystal structures and evolution of structural complexity of quintinite polytypes from the Kovdor alkaline massif, Kola peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2017. DOI: 10.1180/minmag.2017.081.046.
- Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N., Panikorovskii T.L., Konoplyova N.G., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Bocharov V.N., Krivovichev S.V. Hydroxynatropyrochlore, (Na,Ca,Ce)₂Nb₂O₆(OH), a new member of the pyrochlore group from the Kovdor phoscorite-carbonatite pipe (Kola Peninsula, Russia) // Mineralogical Magazine. 2018. DOI: 10.1180/minmag.2017.081.102.

РЕЗУЛЬТАТЫ КАРОТАЖНЫХ РАБОТ (ГИС) – КАК ОСНОВА ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ ВНЕШНЕЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Ильченко В.Л.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, vadim@geoksc.apatity.ru

Для изучения глубинного строения Земли используются дорогостоящие и трудоемкие методы: проходка параметрических (в т.ч. глубоких и сверхглубоких) скважин [11], а также сейсмологическое профилирование на суше и морском шельфе (МОГТ, ГСЗ и т.п. [2]). Тем не менее, к настоящему времени в Мире пройдено не так уж много сверхдлинных профилей глубинного сейсмозондирования, не говоря уже о сверхглубоких скважинах. При этом количество рядовых «мелких» скважин вряд ли поддается учету и почти любая из них доступна для проведения комплекса каротажных работ, – геофизического исследования скважин (ГИС), причём во многих скважинах такие работы уже проведены. Большинство методов ГИС, так или иначе, отражает динамические характеристики пород – напряжённо-деформированное их состояние в околоскважинном пространстве, т.е. графики ГИС могут служить индикаторами геодинамических условий во вмещающем скважину фрагменте земной коры. Результаты ранее проведенных в этом направлении исследований позволяют с высокой вероятностью делать прогноз динамических условий в породах земной коры на глубину, многократно превышающую глубину забоя исследуемой скважины.

Модель тектонического расслоения земной коры Печенгского блока

Механизм тектонического расслоения земной коры как твердой колебательной системы, предложен после изучения физических свойств керна Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и в ходе создания геолого-геофизической модели строения земной коры Печенгского блока (Балтийский щит) [4, 5]. Механизм расслоения основан на предположении, что лунный прилив, на квантовом уровне, регулярно превращает оболочку Земли в колебательную систему, затухающую в динамических условиях стоячей волны. Стоячая волна в натянутой струне затухает (т. е. колебание струны прекращается) в дискретном, пошаговом, ритме с установлением на ней множества неподвижных узловых точек: первый узел (исключая пару неподвижных узлов на концах струны – в точках крепления) появляется в середине струны (длина струны L = длине волны λ), разделяя струну пополам, а волну на две полуволны ($\lambda/2$); затем в середине каждой из этих полуволн возникают новые узлы и т. д. [8]; т.е. все происходит по закону: $\lambda_n = \lambda_0/2^n$ (n – № моды: 0, 1, 2, все целые числа, $\lambda_n - дли$ на п-й моды – расстояние между соседними узлами, λ_0 – длина волны). Затухание звука в натянутой струне, в принципе, аналогично затуханию стоячей волны в породах земной коры, где оно также сопровождается развитием системы неподвижных узлов, к которым «отжимается» часть напряжений из пород в колеблющихся зонах пучностей; в итоге все эти узлы постепенно превращаются в концентраторы избыточно высоких напряжений [3]. По стволу скважины, в районе этих узлов наблю-





дается увеличение диаметра ствола – следствие породных вывалов. Так, с развитием системы узлов создаются идеальные условия для тектонических границ.

Глубины модельных границ расслоения земной коры Печенгского блока рассчитаны по формуле: M_n=M₀/2ⁿ, n – № моды, M_n – длина n-й моды расслоения, M₀=42±2 км – мощность земной коры Печенгского блока. Итоги моделирования с большим количеством подробной сопутствующей информации описаны в [4, 5] (и ссылки там).

Механизм тектонического расслоения позволяет рассчитывать мощность земной коры (глубину залегания границы Мохо) и параметров расслоения от длины конечной моды (M_{κ}) – «в обратном порядке», по формуле $M_0 = M_n \cdot 2^n (M_n = M_{\kappa})$; длину M_{κ} можно получить по кривым ГИС (профилеметрия и др.) измерением расстояния между двумя соседними переломными точками на участке кривой, полученной в интервале однородных по гранулометрическому и минеральному составу пород (рис. 1).

			1		1		1 ()			ĸ
М0, км	М5, м	М6, м	М7, м	М8, м	М9, м	М10, м	М11, м	М12, м	М13, м	М14, м
32	1000	500	250	125	60.25	30.12	15.06	7.8	3.9	1.95
33	1030	515	257	128.5	64.2	32.19	16.1	8.04	4.02	2.01
34	1060	530	265	132.5	66.25	33.12	16.56	8.28	4.14	2.07
35	1093	546	273	136.6	68.3	34.15	17.08	8.54	4.27	2.13
36	1125	562	281	140.5	70.25	35.12	17.58	8.79	4.39	2.20
37	1156	578	289	144.5	72.25	36.12	18.06	9.03	4.51	2.26
38	1185	592	296	148	74.06	37.03	18.52	9.26	4.63	2.31
39	1219	609	305	152.5	76.19	38.09	19.05	9.52	4.76	2.38
40	1250	625	312	156	78.12	39.06	19.53	9.76	4.88	2.44
41	1281	640	320	160	80.06	40.03	20.01	10.01	5.00	2.50
42	1312	656	328	164	82	41	20.5	10.25	5.125	2.562
43	1344	672	336	168	84	42	21	10.5	5.25	2.62
44	1375	687.5	343.7	171.9	85.9	43	21.5	10.7	5.37	2.69

Таблица. Длины мод тектонического расслоения земной коры М5-М14, рассчитанные от целых значений М0 в интервале 32-44 км – *для определения номера (n) конечной моды* M_{κ} .

Идеальные условия (как на рис. 1) для измерения M_{κ} встречаются довольно редко, что обусловлено неизбежными искажениями во время рисовки графиков и непредсказуемостью пространственных вариаций физических свойств горных пород в земной оболочке. Поэтому гораздо проще считать вывалы в относительно однородном породном интервале стандартной длины (например, 100 м) и делить эту длину на количество вывалов. Номер измеренной по результатам ГИС моды M_{κ} определяют сравнением ее длины с модельными значениями в столбцах таблицы, которые вычислены из возможных целочисленных значений мощности земной коры М0 в интервале 32-42 км. Возможность расчёта в обратном порядке доказывает анализ данных профилеметрии СГ-3 из [6] (рис. 2).

Прямым подсчётом на рисунке 2 установлено: интервал а) содержит 12, а интервал б) – 24 породных вывала. Размер M_{κ} получен делением мощности интервала (1 км) на количество вывалов: для интервала a) $M\kappa = 83.33(3)$ м, что, согласно таблице, соответствует моде M9, для интервала б) $M_{\kappa} = 41.66(6)$ м, т. е. это мода M10 (табл.); при подстановке этих значений в формулу $M=M_{n}\cdot 2^{n}$ получаем мощность $M0 \approx 42.67$ км (глубина границы Мохо в устье СГ-3). Сравнение динамического разреза СГ-3 с моделью расслоения, рассчитанной от M0 ≈ 42.67 км, показало увеличение точности попадания границ модели в интервалы с динамическими проявлениями (вывалами пород) до 96.4 %.

Проверка этого способа на материалах ГИС Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 с вычислением мощности земной коры в её устье дала: $M_0 = 46.7$ км, что мало отличается от глубины залегания границы Мохо в устье СГ-4, полученной сейсмологами: $M_0 \approx 47$ км [12]. Проверка этого же способа расчета глубин залегания границы Мохо, проведенная на трех нефтегазоносных площадях Калининградской области (даже по сводным разрезам) дала вполне удовлетворительные результаты [4].



Рис. 2. Анализ фрагментов разреза СГ-3. а) актинолитизированные диабазы, интервал глубин 3-4 км; б) биотит-плагиоклазовые гнейсы, интервал глубин 8-9 км (из [6]).

Мощность земной коры Баренцево-Карского региона

Современная изученность глубинного строения земной коры Баренцево-Карского региона (потенциально крупной нефтегазоносной провинции) основана, главным образом, на результатах сейсмологических исследований по профилям ГСЗ-82 и МОВ-ОГТ: 1-АР и 2-АР [2, 7, 9 и др.]. Профили 1-АР и 2-АР пройдены по периферии Южно-Баренцевской впадины, которую трассирует лишь профиль ГСЗ-82. Эти исследования принесли много новых данных о строении земной коры и об истории формирования региона. В частности установлено, что глубина границы Мохо здесь варьирует от 30 до 45 км, мощность земной коры сокращается в северном направлении (по профилю 1-АР) [2]. В грабенообразных структурах эта граница поднимается (до 30-37 км), а наименьшие ее глубины зафиксированы в Северо-Баренцевской впадине и наиболее погруженной части Южно-Карской синеклизы [2].

Как уже было сказано, строение земной коры в пределах Южно-Баренцевской впадины характеризует, главным образом, профиль ГСЗ-82. В этой впадине пробурено много скважин с проведением ГИС, что можно проанализировать упомянутым выше способом. На траверзе профиля ГСЗ-82 расположена Арктическая структура, где пройдена разведочная скважина Арктическая-1. По результатам ГИС из этой скважины, в четырех глубинных интервалах измерена длина M_{κ} с вычислением глубины границы Мохо (M_0); результат вычислений (средняя глубина $M_0 \approx 36.02$ км) совпал с сейсмологическими данными ($M_0 = 35-38$ км) из [7].

Помимо скважины Арктическая-1, аналогичные измерения проведены по данным ГИС из еще семискважин: Крестовая-1 (M_0 =35.31 км), Лудловская-2(M_0 =34.87 км), Мурманская-24(M_0 =35.62 км), Приразломная-1 (M_0 = 34.12 км), Северо-Кильдинская-80 (M_0 = 34.12 км), Северо-Мурманская-1 (M_0 = 37.94 км), Штокмановская-1 (M_0 = 35.82 км).

По мере проведения эксперимента, в половине скважин возникла проблема, связанная с вариациями длин конечных мод (M_{κ}) из разных глубинных интервалов в пределах одной скважины. В первую очередь эти вариации связаны с отклонением скважин от вертикали во время их проходки, что случается довольно часто. Отклонение от вертикали «удлиняет» измеряемую моду: вместо $|M_{\kappa}|$ получаем $|M_{\kappa}"|>|M_{\kappa}|$. Если в скважине велась инклинометрия, проблему можно решать «геометрически»: $|M_{\kappa}|=|M_{\kappa}"|\cdot \cos \alpha, \alpha - угол отклонения скважины от вертикали; но, проще – выбрать минимальное значение <math>M_{\nu}$ из нескольких интервальных.

По итогам этой работы, подошва земной коры Южно-Баренцевской впадины (граница Мохо) имеет волнообразную форму с вариациями глубин 34-38 км, что не противоречит результатам сейсмологических исследований по профилям АР-1 и АР-2 [2]. Таким образом, способ вычисления мощности земной коры по длине конечной моды М_к, определенной по каротажным кривым, дает вполне достоверные результаты и его можно уверенно применять на практике, поскольку модельные средние значения мощности земной коры пригодны для построения моделей тектонического расслоения как вполне реальные.

Заключение

Тест механизма тектонического расслоения земной коры как колебательной системы на материалах ГИС из 8 скважин, пройденных в осадках на шельфе Южно-Баренцевской впадины, завершен успешно. Полученные результаты подтверждают универсальность предложенного механизма тектонического расслоения и открывают новые возможности для построения соответственных моделей внешней оболочки Земли по результатам каротажных данных как из «сухопутных», так и из морских скважин.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0006.

- 1. Богданова В.В., Рахимов И.Р. Применение генетического алгоритма для поиска похожих участков на каротажных кривых // Российский геофизический журнал. 2006. № 43, 44. С. 124-128.
- 2. Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С., Телегин А.Н. Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр. 2001. № 10. С. 3-7.
- Ильченко В.Л. Физическое моделирование напряженного состояния и деформаций в нагружаемой твердой среде, находящейся под воздействием ультразвуковых стоячих волн // Тр. Всероссийского совещания «Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы». Новосибирск. Издво СО РАН, Филиал «Гео». 2003. С. 49-53.
- 4. Ильченко В.Л. Космические факторы (влияние Луны и Солнца) в геодинамике и возможность их применения в нефтегазовой отрасли (для некоторых видов прогноза) / Новые идеи в геологии нефти и газа – 2015. Сб. трудов (матер. междун. научно-практ. конф.) на CD. Электронное издание // Отв. ред. А.В. Ступакова. Изд-во МГУ им. М.В. Ломоносова. 2015. С. 33-36.
- 5. Ильченко В.Л. Квантование лунной гравитации (энергии приливной волны) в земной оболочке и «квантовая» основа силы упругости // Вестник КНЦ РАН. 2017. № 1 (9). С. 34-42.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ «Технонефтегаз». 1998. 260 с.
- 7. Морозова Е.А., Павленкова Н.И., Хербст Р. Сейсмическая модель земной коры юго-восточной части Баренцева моря и проблемы неоднозначности её построения // Физика Земли. 1995. № 2. С. 73-83.
- 8. Пономарев Л.И. Под знаком кванта. 2-е изд., испр. и доп. М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. лит. 1989. 368 с.: ил.
- 9. Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Иванова Н.М. Глубинные сейсмические исследования в Баренцевом и Карском морях // Физика Земли. 2003. № 6. С. 5-20.
- Сальников А.С. Сейсмогеологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломлёнными волнами / Автореф. на соиск. уч. ст. дгмн. Новосибирск. 2008. 32 с.
- 11. Сверхглубокие скважины России и сопредельных регионов. Роскомнедра, РАН, ВСЕГЕИ, ГНПП «Недра». СПб. 1995. 247 с.
- 12. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2006. 736 с. (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ).

ВЫДЕЛЕНИЕ ТИПОВ ПОРОД ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ С ПОМОЩЬЮ ИСКУССТВЕННОЙ НЕЙРОННОЙ СЕТИ (НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШЕТРОИЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД, БЕЛГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Калашников А.О.¹, Никулин И.И.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, kalashnikov@geoksc.apatity.ru ² Воронежский государственный университет, Воронеж, iinikulin@gmail.com

Теория и практика пространственного анализа в науках о Земле и ГИС-технологии быстро развиваются с конца 20 века. Однако геологические карты, разрезы (2D) и трехмерные геологические модели по-прежнему строятся преимущественно вручную. Как следствие, они сильно зависят от человеческого фактора. В последнее время предпринимаются попытки автоматизировать процесс построения геологических карт и 3D моделей. Однако зачастую и в этих методах требуется задавать некие априорные геологические правила (например, возрастные отношения различных типов пород), отрисовывать опорные разрезы вручную и т.п. Эти методы обычно применяются к относительно простым (полого залегающим, слабодислоцированным) осадочным толщам или магматическим телам.

Одними из самых сложных пород для картирования являются породы кор выветривания. Породы коры выветривания весьма тонкозернисты (средний размер породообразующих минералов - десятки микронов), зачастую рыхлые, с разнообразными вторичными изменениями, к тому же осложнены брекчиями и включениями реликтов материнских пород. В связи со всем вышесказанным, классифицировать такие породы весьма трудно – не только визуально, но и при изучении с помощью оптического и даже электронного микроскопа. Для вулканических пород, имеющих такие же проблемы, задача решена в общем виде – классификация по химическому составу TAS с использованием пересчета CIPW [1], а для продуктов выветривания (да и вообще осадочных пород) такого единого стандартного решения нет. По аналогии с классификацией вулканических пород, представляется, что классификация пород кор выветривания на основе их химического состава может быть более релевантна, чем по визуальному описанию. Ранее мы разработали метод автоматического картирования месторождения с обучающей выборкой – количественно определенным содержанием породообразующих минералов по результатам оптической и электронной микроскопии [2]. Но зачастую такой эталонной выборки нет, поскольку керн обычно описывается визуально. В качестве объекта для разработки подхода к классификации пород без эталонной выборки, и последующего автоматического 3D геологического моделирования мы выбрали Большетроицкое железорудное месторождение в коре выветривания железистых кварцитов Курской магнитной аномалии (Белгородская область, рис. 1).

Большетроицкое месторождение является частью Белгородского рудного района. Богатые железные руды в Белгородском районе КМА, имеющие промышленное значение, представлены остаточными корами выветривания. Коры выветривания являются продуктами континентального выветривания железистых кварцитов и залегающих среди них прослоев железистых силикатных сланцев. Породы коры выветривания, как правило, наследуют текстурные признаки и частично минеральный состав исходных материнских пород. Основные рудообразующие минералы – гематит (часто в виде псевдоморфоз по магнетиту, мартит), гётит–гидрогётит, магнетит, сидерит, железистые слюды и гидрослюды, кварц, глинистые минералы, бокситы.

Большетроицкое железорудное месторождение в коре выветривания расположено в югозападной части Белгородского рудного района и приурочено к крутому изгибу Корочанско-Большетроицкой или Корочанско-Мухинской магнитной аномалии. В структурном отношении месторождение рассматривается как одноименная синклиналь в составе Корочанско-Большетроицкой грабен-синклинали, а последняя является частью Белгородского грабен-синклинория. В ядре Большетроицкой синклинали фиксируются рудоносные породы курской серии нижнего протерозоя; крылья сложены метаморфическими и магматическими образованиями архея. Железные руды сформировались в довизейской (ранняя эпоха каменноугольного периода) коре выветривания, развитой на железистых кварцитах коробковской свиты курской серии (PR₁¹kr) [3]. Запасы железных руд (джеспилитов и палеокоры выветривания) на Большетроицком месторождении оценены по категории C2 в количестве 2150 млн. т при среднем содержании 62.4 % Fe_{общ}, среди которых рыхлые и слабосцементированные богатые железные руды палеокоры выветривания – по категории C1 в количестве 410 млн. т при среднем содержании 61.5 % Fe_{общ}.

Мы использовали результаты разведочного опробования месторождения. Опробование проводилось по трем буровым профилям по 28 скважинам средней глубиной 580 м. Бурение осадочно-



Рис. 1. Геологическая схема Белгородского рудного района [3].

1 – коры выветривания железистых кварцитов и сланцев; 2 – проявления богатых железных руд (Fe > 52 %);
3 – выходы железистых кварцитов на поверхность докембрия с маломощной (до 10 м) корой выветривания;
4 – образования оскольской серии; 5 – внутрирудные сланцы коробковской свиты курской серии; 6 – образования стойленской свиты курской серии; 7 – породы архея; 8 – сиениты шебекинского комплекса; 9 – граниты субщелочного атаманского комплекса; 10 – плагиограниты салтыковского комплекса; 11 – тектонические нарушения; 12 – геологические границы. Рамкой показано Большетроицкое месторождение.

го чехла проводилось без отбора керна, опробование начиналось с глубин 420-500 м. Итого взято 1029 проб керна средней длиной 4 м. Для разделения пород на типы мы использовали одну из разновидностей искусственных нейронных сетей (ИНС) – самоорганизующиеся карты Кохонена. Обрабатывались содержания пяти породообразующих оксидов: Fe_2O_3 , FeO, SiO_2 , Al_2O_3 , CaO. Совокупность данных случайным образом делилась на три выборки: обучающую (70% от всех проб), тестовую (15%) и проверочную (15%). Топологическая высота карты Кохоннена 2, ширина 6. Мера сравнения кластеров – эвклидово расстояние. Было выполнено 1000 обучающих циклов с нормальной рандомизацией сети. Проблема оптимального количества кластеров (т.е. типов пород) не решалась – количество кластеров было принято за 12, по аналогии с количеством типов пород, выделенных при визуальном описании керна. Среднее содержание породообразующих элементов в выделенных типах пород и название типов приведены в таблице 1.

1												
						Типг	тород					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Богатые руды	Закисные средние руды	Бедные–средние карбонатизированные руды	Бедные руды	Железистые кварциты	Si-Fe-Al породы	Средние кремнистые руды	Средние-богатые руды	Бедные–средние кремнистые руды	ферриаллиты	Si-Al-Fe породы	Al-Si породы
Кол-во образцов	241	143	48	39	89	25	42	220	93	18	31	40
Fe ₂ O ₃	91.65	81.97	65.72	54.80	48.55	12.22	75.07	87.23	68.90	43.50	20.40	10.88
FeO	2.50	10.02	7.39	21.21	5.47	11.00	3.89	5.45	14.50	8.08	20.99	3.62
SiO ₂	1.95	2.39	3.80	3.25	40.33	19.72	15.36	2.37	4.26	8.24	20.23	47.96
Al ₂ O ₃	0.69	1.31	1.16	2.87	1.10	39.06	1.25	0.96	3.42	23.02	21.79	22.98
CaO	0.96	0.75	10.23	3.51	1.08	1.06	1.30	1.09	1.48	4.25	1.69	0.65

Таблица 1. Среднее содержание породообразующих элементов в типах пород Большетроицкого месторождения, выделенных с помощью искусственной нейронной сети.



Рис. 2. Субмеридиональный разрез автоматической трехмерной модели Большетроицкого месторождения.

Автоматическое построение трехмерной геологической модели месторождения заключалось в следующем.

 Интерполяция содержания требуемых для классификации химических элементов (Fe₂O₃, FeO, Al₂O₃, SiO₂ и CaO) в объем месторождения и объединение получившихся пяти блочных моделей в один файл (табл.).

- 2. Обработка объединенной таблицы с помощью ранее обученной ИНС присваивание каждому блоку индекса типа пород.
- 3. Визуализация блочной модели в требуемом сечении. Это и есть конечный результат (рис. 2).

Предлагаемый подход к автоматическому геологическому картированию, представляется достаточно универсальным и при этом довольно простым. Самый сложный этап здесь – это нахождение алгоритма пересчета имеющихся переменных в типы пород. Но и это не такая большая проблема, если при разведке месторождения использовать «сплошное» определение минерального (модального) состава пород с помощью автоматизированных систем типа QEMSCAN [4], т.е. создавать представительную обучающую выборку. Кроме того, тот факт, что месторождения зачастую (если не всегда) являются внутренне скорреллированными системами, позволяет надеяться, что сильные связи между химическим и минеральным составом можно будет выявить для любого месторождения.

Опробование выполнялось Белгородской ГДК в рамках разведочных работ в 2006-2010 гг. Исследование было поддержано Российским научным фондом, грант 16-17-10173.

- 1. Le Bas M.J., Maitre R.W.L., Streckeisen A., Zanettin B. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram // Journal of Petrology. 1986. V. 27. № 3. P. 745-750.
- 2. Kalashnikov A.O., Ivanyuk G.Y., Mikhailova J.A., Sokharev V.A. Approach of automatic 3D geological mapping: the case of the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia // Scientific Reports. 2017. V. 7. P. 6893.
- 3. Никулин И.И., Савко А.Д., Меркушова М.Ю. Типы гипергенных богатых железных руд Белгородского района Курской магнитной аномалии // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2015. V. 3. P. 71-82.
- Mackay D.A.R., Simandl G.J., Ma W., Redfearn M., Gravel J. Indicator mineral-based exploration for carbonatites and related specialty metal deposits — A QEMSCAN® orientation survey, British Columbia, Canada // Journal of Geochemical Exploration. 2016. V. 165. P. 159-173.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ ЗОЛОТОКВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЙСКОГО (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Калинин А.А., Карпов С.М., Калачева А.Б., Савченко Е.Э.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, kalinin@geoksc.apatity.ru

Жильное поле Майское расположено в центральной части Куолаярвинской зоны в верхнем течении р. Вуоснайоки, приблизительно в 1 километре к югу от границы Республики Карелия и Мурманской области. Месторождение образовано двумя жильными зонами (жилы #1 и #40), приуроченными к двум параллельным тектоническим нарушениям северо-северо-восточного простирания на расстоянии около 250 м друг от друга. Вмещающие породы – метабазальты апаярвинской свиты людиковия, силлы и дайки габбродолеритов, силлы габбро-пироксенитов. Мощность жил – первые метры, жильные зоны прослежены по простиранию на 1600-1700 м. Распределено золото неравномерно, в пределах жил оконтурены рудные столбы длиной 110 м в жиле #1 и 80 м в жиле #40, содержание золота в рудных столбах составляет 13.1 и 10.5 г/т соответственно [6].

Ранее проведенные на месторождении исследования рудной минерализации жил [1-6] показали, что сульфиды и самородные металлы составляют менее 1 % объема жильной массы. Текстура минерализации вкрапленная, реже прожилково-вкрапленная, гнездовая. Прожилки по мощности не превышают 1 см и по протяженности 10-20 см. Гнезда сульфидов в зальбандах жил могут достигать нескольких сантиметров. В составе минерализации преобладает халькопирит, присутствуют также (в порядке распространенности): пирротин, сфалерит, галенит, пирит, самородное золото. Второстепенные и редкие минералы – магнетит, марказит, кобальтин, макинавит, борнит, кубанит, кобальтовая разновидность пентландита, алтаит, цумоит, теллуровисмутит, клаусталит, галеноклаусталит, костибит, клокманит, гессит, гринокит, тетрадимит, теллуриды никеля, теллуриды золота, висмутин, серебро самородное, арсенопирит, вавржинит, ковеллин, зигенит, глаукодот, штютцит.

Месторождение Майское в последние три года прошлого столетия отрабатывалось артелью старателей «Вуосна», был добыт 51 кг золота [2], но затем заброшено, карьер затоплен. В ходе полевых работ 2016 г. из заброшенного рудного склада месторождения для минералогических исследований нами отобраны образцы кварцевых жил с сульфидной минерализацией, а из хвостов обогащения взята шлиховая проба песков.

Сульфидная минерализация в аншлифах жильного материала карбонат-кварцевого состава, отобранного на рудном складе, по минеральному составу и текстуре оруденения близка к описанной для жил месторождения в литературе [1-6]. Аншлифы были исследованы на сканирующем микроскопе Leo-1450 с предварительной оценкой состава минералов на энергодисперсионном спектрометре Bruker XFlash-5010 методом бесстандартного анализа при помощи программного обеспечения QUANTAX 200 (авторы глубоко благодарны А.А. Тележкину, выполнившему часть исследований минерализации на электронном микроскопе).

Установлено, что в халькопирите нередко присутствуют ксеноморфные включения аргентопентландита размером менее 10 мкм. Многие зерна галенита содержат микровключения алтаита и цумоита размером до 15 мкм, эти же минералы часто тяготеют к границе галенита с халькопиритом. На границе алтаита и галенита выявлены самородный теллур, штютцит и волынскит (микровыделения размером в несколько микрон). В одном случае включение теллуридов алтаита и раклиджита отмечено в пирротине.

В срастаниях с пирротином часто встречается богатый кобальтом пентландит, при этом по границе пирротина с пентландитом или с халькопиритом развиваются виоларит и зигенит. Состав виоларита отличается от стехиометрического избытком катионов (табл. 1).

Для минералогической характеристики отходов обогащения нами была отобрана проба из лежалых хвостов верхнего отстойника обогатительной установки. Глубина отбора 0 – 0.5 м. Исходный вес пробы ~ 30 кг (15÷20л).

	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe	3.04	5.17	3.59	8.38	14.647	12.86	27.88	4.36
Со	28.10	24.07	26.84	8.25	14.637	16.01	9.17	33.43
Ni	4.58	7.24	5.77	18.52	40.271	41.64	31.56	19.94
Cu	0.00	0.00	0.00	0.09	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0.71
As	44.69	44.96	44.75	44.85	н/опр.	н/опр.	н/опр.	н/опр.
S	19.32	18.72	18.99	19.73	31.54	30.24	32.32	41.56
Сумма	99.74	100.15	99.93	99.82	101.095	100.75	100.93	100.00
		Коэффи	циенты кр	исталлохи	мической ф	рормулы		
Fe	0.091	0.156	0.108	0.247	0.835	0.709	3.963	0.241
Со	0.795	0.690	0.766	0.231	0.791	0.837	1.235	1.751
Ni	0.130	0.208	0.165	0.520	1.711	1.587	4.269	1.048
Cu	0.000	0.000	0.000	0.002	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0.034
As	0.995	1.014	1.004	0.986	н/опр.	н/опр.	н/опр.	н/опр.
S	1.005	0.986	0.996	1.014	4.000	4.000	8.000	4.000

Таблица 1. Химический состав минералов Ni и Co месторождения Майского по данным микрозондового исследования на CAMECA MS-46, мас. %.

Примечание: 1-3 – кобальтин, 4 – герсдорфит, 5-6 – виоларит, 7 –пентландит, 8 – зигенит (по [4]). Формулы кобальтина и герсдорфита рассчитаны на сумму As+S=2, формулы виоларита и зигенита – на S=4, пентландита – на S=8. Минералы ряда кобальтин-герсдорфит анализировались также на Ag и Au, которые не обнаружены.

В полевых условиях проба была отмучена и отмыта в лотке в озере до шлиха весом ~ 0.89 кг. Далее шлих был расситован на классы «+1» и «-1». Материал класса «+1» (28,6 г) просмотрен под бинокуляром и обнаружен 1 знак золота. Подготовка класса «-1» к полному минералогическому анализу проведена по следующей схеме:

1. Доводка пробы до получения «серого» шлиха.

2. Разделение материала по удельному весу в бромоформе с удельным весом 2.9 г/см³, в результате чего получена тяжелая фракция весом 61.5 г (без сохранения легкой фракции).

3. Магнитная и электромагнитная сепарация тяжелой фракции магнитом Сочнева на сильноэлектромагнитную, слабоэлектромагнитную и неэлектромагнитную фракции.

4. Полуколичественный анализ тяжелой фракции под бинокуляром с диагностикой всех минералов; визуальная оценка их содержаний в каждой фракции в объемных %. В ряде случаев для диагностики применен рентгеноструктурный анализ.

Результаты минералогического анализа тяжелой фракции в шлихе представлены в таблице 2.

Золото в шлиховой пробе хвостов ярко-желтого цвета, образует чешуйчатые, округлые и лепешкообразные зерна, редко - дендриты, тетраэдрические кристаллы. Размер золотинок преимущественно до ~ $0.1\div0.2$ мм, единично встречаются чешуйки размером 1.0-1.5 мм. Частично золотинки покрыты легким красновато-бурым налетом. Микрозондовый анализ показал, что состав золота достаточно однороден и не зависит от морфологии зерен: пробность золота варьирует в пределах 900-970, постоянно присутствуют примеси серебра (первые проценты) и меди (до 0.3 мас. %, обычно менее 0.12 %), часто – железа (до 0.13 мас. %), другие элементы-примеси не отмечались (табл. 3).

Из тяжелой фракции шлиха были выделены немагнитный и слабоэлектромагнитный концентраты сульфидов, затем из материала фракции крупности 0.1-0.25 мм изготовлены искусственные аншлифы. «Основу» обеих фракций составили пирит и кобальтин в соотношении по объему примерно 2/1, то есть содержание кобальтина оказалось в концентратах значительно выше, чем показал минералогический анализ. Самородное золото установлено в немагнитной фракции в количестве десятков знаков, в слабоэлектромагнитной – знаки. Из нерудных минералов-оксидов в аншлифах концентратов присутствуют рутил и шеелит (содержание каждого около 1 об.%), выявлены знаки миметита.

Минералы	Содержание, об. %	Минералы	Содержание	
гр. амфибола	34.5	апатит	десятки знаков	
слюда (биотит и мусковит)	13.7	дистен	десятки знаков	
гр. пироксена	8.7	титанит	десятки знаков	
гетит+лимонит	7.4	турмалин	знаки	
халькопирит	4.4	перовскит*	знаки	
магнетит	3.3	барит*	знаки	
гр. эпидота + гр. цоизита	3.2	хлорит	знаки	
ильменит	1.4	корунд	редкие знаки	
гематит, гематит-мартит	1.4	шпинель	редкие знаки	
гр. карбоната	1.3	арсенопирит*	редкие знаки	
рутил	0.7	сфалерит	редкие знаки	
пирит*	0.5	окислы меди	редкие знаки	
пирротин	0.4	клаусталит*	единичные знаки	
гр. граната	0.1	кобальтин*	единичные знаки	
сростки минералов	19.0	галенит	единичные знаки	
Сумма	100	молибденит*	единичные знаки	
золото	десятки знаков	куприт*	единичные знаки	
циркон	десятки знаков	сферолиты (?)	десятки знаков	

Таблица 2. Результаты минералогического анализа тяжелой фракции песков из хвостов обогащения руды месторождения Майского.

Примечание: * – диагностика минерала подтверждена рентгеновским анализом.

Таблица 3.	. 2	Кимический	состав	само	родного	золота	место	рождения	Майского,	мас.	%.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Fe	0.00	0.00	0.07	0.00	0.08	0.08	0.13	0.11	0.10	н/опр.	н/опр.
Cu	0.06	0.06	0.19	0.09	0.06	0.15	0.22	0.07	0.29	н/опр.	н/опр.
Ag	5.53	5.88	2.86	6.71	4.09	5.95	3.52	3.91	4.84	3.34	2.97
Au	91.10	90.92	94.30	90.62	92.96	92.82	96.76	95.79	94.67	97.37	94.74
Сумма	96.69	96.87	97.43	97.42	97.19	99.00	100.62	99.88	99.90	100.71	97.70
			Коэфф	рициенть	і кристал	ілохимич	еской фор	омулы			
Fe	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	н/опр.	н/опр.
Cu	0.002	0.002	0.006	0.003	0.002	0.004	0.006	0.002	0.009	н/опр.	н/опр.
Ag	0.100	0.105	0.052	0.119	0.074	0.104	0.062	0.069	0.084	0.059	0.054
Au	0.898	0.893	0.940	0.878	0.921	0.889	0.928	0.925	0.904	0.941	0.946

В составе кобальтина доля кобальтинового минала варьирует от 65 до 80 %, второй по значимости металл – никель (табл. 1). Кроме кобальтина установлен герсдорфит (52 % герсдорфитового и 23 % кобальтинового миналов).

В искусственном аншлифе отмечены также знаки теллуридов и селенидов. Это, в основном, пластинчатые мономинеральные выделения, только клаусталит встречен в срастаниях с халькопиритом и галенитом и содержит включения гессита. Нами установлены поубаит с разным соотношением Se и Te, теллуровисмутит со значительной примесью Pb, минерал ряда кавацулит-скиппенит, где доля скиппенитового минала 49 % (табл. 4).

В целом, проведенные исследования показали, что на месторождении Майском значительно большую роль, чем считалось ранее, играют минералы никеля и кобальта. Впервые в составе минерализации месторождения установлены герсдорфит, кавацулит, поубаит, волынскит, виоларит, раклиджит, аргентопентландит, самородный теллур.

Работа выполнена в рамках Госзадания 0231-2015-0001.

	1	2	3	4	5	6	7
Fe	0.18	0.12	0.10	0.23	0.08	0.06	н/опр.
Pb	34.93	18.80	27.44	4.63	8.86	69.54	86.63
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	н/опр.
Bi	28.41	39.62	31.57	52.91	47.44	1.56	н/опр.
Sb	0.33	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	н/опр.
S	0.67	0.29	0.13	0.09	0.07	0.68	12.54
Se	15.92	13.52	7.19	15.86	1.09	25.30	1.45
Те	19.14	27.03	33.48	26.24	42.78	2.61	н/опр.
Сумма	99.58	99.71	99.90	99.95	100.32	100.18	100.62
	К	оэффициен	ты кристал	лохимичес	кой форму.	ЛЫ	
Fe	0.043	0.021	0.020	0.030	0.013	0.003	н/опр.
Pb	2.262	0.926	1.482	0.164	0.365	0.927	1.021
Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	н/опр.
Bi	1.825	1.934	1.690	1.855	1.938	0.021	н/опр.
Sb	0.036	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000	н/опр.
S	0.282	0.092	0.045	0.021	0.019	0.058	0.956
Se	2.705	1.747	1.019	1.472	0.118	0.885	0.044
Te	2.013	2.161	2.936	1.507	2.863	0.056	н/опр.

Таблица 4. Химический состав теллуридов. селенидов и галенита по данным микрозондового исследования на САМЕСА MS-46, мас.%.

Примечание: 1 – фаза Pb₂Bi₂(S,Se)₃Te₂, коэффициенты формулы рассчитаны на S+Se+Te=5; 2-3 – поубаит, 4 – кавацулит, 5 – теллуровисмутит, 6 – клаусталит. 7 – галенит. Коэффициенты формулы поубаита рассчитаны на S+Se+Te=4, кавацулита и теллуровисмутита на S+Se+Te=3, галенита и клаусталита на S+Se+Te=1.

- Гавриленко Б.В., Реженова С.А. Рудные минералы золотосодержащих кварцевожильных зон / Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР. 1987. С. 58-67.
- Гавриленко Б.В. Минерагения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита. Автореф. дисс. д.г.-м.н. М. 2003. 59 С.
- 3. Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2011. 369 с.
- Нерадовский Ю.Н. Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций. условия образования месторождений. задачи прикладных исследований / Матер. Всеросс. конф. посвященной 100 – летию Нины Васильевны Петровской. М.: ИГЕМ. 29-31 марта 2010 г. Т. II. С. 88-91.
- 5. Порицкий М.С., Буйко А.К., Котов Н.В., Порицкая Л.Г. Геологическая позиция и условия формирования золоторудных метасоматитов месторождения Майское (Северная Карелия) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. Вып. 1. 1993. С. 15- 21.
- 6. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А., Генкин А.Д., Крылова Т.Л., Чугаев А.В. Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности. вопросы генезиса // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 5. С. 429-451.

ВЛИЯНИЕ ЭФФЕКТА ГЛУБОКОЙ МЕХАНОСОРБЦИИ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА НА РЕАКЦИОННУЮ СПОСОБНОСТЬ НЕФЕЛИНА И МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТОГО ШЛАКА ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С ВОДОЙ

Калинкин А.М., Гуревич Б.И., Калинкина Е.В., Залкинд О.А., Серова Е.С.

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Anamumы, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru

Ввведение

Измельчение минералов является важнейшей операцией, широко используемой как при подготовке проб для анализа, так и в крупномасштабных процессах переработки руд и рудных концентратов, а также в производстве различных строительных материалов. Интенсивное развитие потребностей в тонкодисперсных материалах повлекло необходимость создания высокоэнергонапряженных измельчительных аппаратов, среди которых наиболее эффективными являются центробежно-планетарные мельницы. Однако их использование приводит к настолько значительным изменениям в обрабатываемых веществах, что реализуется особый класс химических процессов – механохимических, которые при условии понимания механизмов протекающих реакций можно целенаправленно применять для повышения реакционной способности измельчаемых веществ и улучшения свойств получаемых на их основе материалов [3].

Известно, что газовая среда, в которой проводится механоактивация (МА), может значительно влиять на свойства получающихся порошков [4]. Ранее обнаружено, что при продолжительном истирании Са- и Mg-содержащих силикатов, таких как диопсид CaMgSi₂O₄, волластонит CaSiO₂ и другие одновременно со структурными нарушениями происходит их глубокая карбонизация за счет взаимодействия с углекислым газом воздуха [7]. Эффект карбонизации усиливается при МА в атмосфере СО, [2]. Молекулы диоксида углерода поглощаются измельчаемыми минералами в виде карбонатных ионов, предположительно ассоциированных с катионами двух- и одновалентных металлов. Следует отметить, что обнаруженный эффект связан не с поверхностной хемосорбцией, а с ранее неизвестным явлением массированного проникновения диоксида углерода в наружные аморфизированные слои минерала (содержание СО, в механически активированных образцах может достигать 20 мас. %). Этот эффект можно использовать для целенаправленной модификации наружных слоев частиц силикатов с целью повышения их реакционной способности, в том числе при твердении вяжущих. В данной работе рассмотрено влияние механохимической карбонизации алюмосиликата натрия и калия – нефелина и магнезиально-железистого шлака на их реакционную способность при взаимодействии с водой, что важно для прогнозирования процессов гидратации вяжущих материалов с участием этих компонентов.

Экспериментальная часть

В работе использовали гранулированный магнезиально-железистый шлак комбината «Печенганикель» Кольской ГМК и нефелиновый концентрат (НК) производства ОАО «Апатит». Химический состав шлака (мас. %): SiO₂ 36.87, Al₂O₃ 5.44, FeO 31.08, Fe₂O₃ 2.47, CaO 2.11, MgO 11.92, Na₂O 1.18, S 0.76, Co 0.10, Ni 0.24, Cu 0.16. Химический состав НК (мас. %): SiO₂ 43.37, Al₂O₃ 29.48, Fe₂O₃ 2.90, CaO 0.84, MgO 0.27, (Na₂O+K₂O) 21.8, S 0.71, TiO₂ 0.27, P₂O₅ 0.03. Минеральный состав компонентов, мас. %: шлак – магнезиально-железистое стекло 95-98, кристаллическая фаза (скелетные кристаллы оливина) 2-5, рудные минералы 1-3; НК – нефелин 75-80, полевые шпаты 8-16, вторичные минералы по нефелину 1.5-10, эгирин 1.5-5, титаномагнетит 0.4-0.6, апатит 0.2-0.8, титанит 0.5-1.0.

МА шлака и НК проводили в лабораторной центробежно-планетарной мельнице АГО-2 и в виброистирателе 75Т-ДРМ в воздушной среде и в атмосфере углекислого газа. Образцы шлака и НК выщелачивали дистиллированной водой с перемешиванием на магнитной мешалке. Содержание CO₂ в механоактивированных образцах определяли с помощью анализатора ELTRA CS-2000. ИК спектры снимались на Фурье ИК спектрометре Nicolet 6700 FTIR в таблетках бромида калия.

Удельную поверхность определяли методом низкотемпературной адсорбции азота с помощью анализатора Flow-Sorb II 2300 (Micromeritics).

Результаты и их обсуждение

При механосорбции углекислого газа минералами, а также при его растворении в силикатных расплавах чувствительным инструментом, характеризующим конфигурацию образующихся карбонатных ионов, зависящую от их окружения, является ИК спектроскопия. Характерной особенностью механохимически карбонизированных силикатов является появление в ИК спектрах двойного пика в области 1600-1350 см⁻¹, отвечающего v_3 валентным колебаниям CO₃²⁻ группы с пониженной симметрией (связи C-O неэквивалентны) [7].

На рисунках 1 а и 1 б приведены ИК спектры образцов НК и шлака до и после МА в атмосфере CO_2 . МА НК проводили в виброистирателе в течение 250 мин, а МА шлака – в мельнице АГО-2 в течение 30 мин. Содержание CO_2 в механоактивированных НК и шлаке составило 1.88 мас. % и 4.67 мас. % соответственно. Расщепление карбонатной полосы для нефелина (Na,K)AlSiO₄ (~190 см⁻¹) заметно больше, чем в случае шлака, основу которого составляет оливиновое стекло (Mg,Fe)₂SiO₄ (~120 см⁻¹). Это свидетельствует о значительно большем искажении CO_3^2 -группы в аморфизированной алюмосиликатной матрице нефелина.



Рис. 1. ИК спектры НК (а) и шлака (б): 1 – исходные образцы; 2 – после МА в CO_2 ; 3 – после МА в CO_2 и обработки в воде при 75 °C.

Ранее обнаружено, что наблюдается аналогия между механохимически карбонизированными силикатами и силикатными стеклами аналогичного состава, полученными быстрым охлаждением (закалкой) расплавов, содержащих растворенный CO_2 [7]. Так, согласно литературным данным в ИК спектрах нефелиновых стекол, содержащих растворенный при высоких температуре и давлении диоксид углерода, присутствует весьма близкий по форме и положению двойной пик CO_3^{2-} группы с максимумами ~1375 см⁻¹ и ~1600 см⁻¹ [6] (ср. рис. 1 а, кривая 2). Этот пик заметно отличается по величине расщепления от соответствующего пика в спектрах оливин-мелилитовых стекол, который имеет максимумы в области 1530-1410 см⁻¹ [5] (ср. рис. 1 б, кривая 2). Примечательно, что близкие состояния разупорядоченности кристаллической структуры силиката с внедренными карбонатными ионами достигаются столь разными путями: механической обработкой в энергонапряженных мельницах и за счет процессов, происходящих при высоких температурах и давлениях, соответствующих земной магме (t~1500°C, P ~1 ГПа).

Водную обработку указанных МА-образцов НК и шлака проводили при 75±3°С в течение 5 ч, т:ж=1:100. ИК спектры НК и шлака после обработки в H₂O (рис. 1а и 1б, кривые 3) свидетельствуют о том, что карбонатные группы весьма прочно связаны с минеральной матрицей. Для шлака ин-

тенсивность, форма и положения максимумов расщепленной полосы CO_2^{2-} группы в результате обработки водой при 75°С фактически не изменились. В случае НК после взаимодействия с водой плечо одного из максимумов двойной полосы при 1577 см⁻¹ со стороны более коротких длин волн (рис. 1а, кривая 2) превратилось в пик при 1632 см⁻¹ (рис. 1а, кривая 3). Это указывает, вероятно, на гидратацию нефелина при водной обработке, поскольку область 1640-1630 см⁻¹ соответствует деформационным колебаниям ОН-групп.

Одним из наиболее важных факторов, влияющих на твердение вяжущих, является степень перехода в жидкую фазу кремния и других компонентов, участвующих в образовании цементного камня. В таблице приведены результаты экспериментов по выщелачиванию исходного шлака и шлака после МА в течение 10 мин в мельнице АГО-2 в воздушной среде и в углекислом газе. Содержание CO₂ в шлаке после МА в воздушной среде и в углекислом газе составило 0.12 мас. % и 0.81 мас. %, а удельная поверхность образцов – 1.94 м²/г и 1.68 м²/г соответственно. Выщелачивание проводили при 20 ± 2 °C в течение 3 ч, т:ж=1:10. Полученную суспензию центрифугировали, содержание компонентов в жидкой фазе определяли методом масс-спектрометрии с индуктивносвязанной плазмой на приборе ELAN 9000 DRC-е.

Таблица. Состав и pH жидкой фазы после выщелачивания водой образцов исходного и механоактивированного шлака.

Образец	pН	MgO	SiO ₂	Fe	Al	Со	Ni	Cu
исходный	6.41	0.671	1.38	0.213	0.063	0.0013	0.028	0.025
МА в возд.	8.78	19.80	2.70	< 0.03	0.330	0.0020	0.030	0.003
MA b CO ₂	8.64	36.50	4.80	< 0.03	0.170	0.0010	0.045	0.014

Примечание: содержание компонентов приведено в мг/л.

МА шлака в воздушной среде и в CO_2 резко увеличивает выщелачивание магния – его концентрация в растворе возрастает более чем на порядок (табл.). При этом МА в CO_2 по сравнению с МА в воздушной среде в отношении извлечения Mg эффективнее почти в два раза. Ионы CO_3^{-2} , образуюцихся при механосорбции шлаком диоксида углерода, предположительно ассоциируются с магнием, что, вероятно, облегчает его переход в раствор в карбонатной форме. Степень извлечения компонентов зависит как от реакционной способности поверхности твердого вещества, так и от величины этой поверхности. После МА в воздушной среде удельная поверхность шлака несколько больше, чем после МА в CO_2 . Следовательно, механохимическая обработка в углекислом газе существенно повышает реакционную способность поверхности шлака.

МА в обеих средах также увеличивает в несколько раз выщелачивание кремния и алюминия, но извлечение железа после МА значительно снижается (табл.). С экологической точки зрения важно отметить, что МА не оказывает ощутимого влияния на выщелачивание Cu, Ni и Co, присутствующих в шлаке в сульфидной форме. Жидкая фаза после контакта с образцами МА-шлака, в отличие от исходного шлака, имеет щелочную реакцию (табл.), что обусловлено повышенным ионным обменом между катионами в составе механоактивированного шлака (прежде всего, магния) и протонами водной фазы. Очевидно, что кислотность среды является одним из определяющих факторов, влияющих на обнаруженные тенденции выщелачивания железа и цветных металлов из исходного и МА-шлака.

Результаты опытов по выщелачиванию НК, механоактивированного в течение 270 с в мельнице АГО-2 в воздушной среде и CO_2 , представлены на рис. 2. Содержание CO_2 в НК после МА в воздушной среде и в углекислом газе равнялось 0.15 мас. % и 0.38 мас. %, а удельная поверхность образцов – 6.7 м²/г и 7.6 м²/г соответственно. Условия выщелачивания: температура 20±2 ° С, продолжительность 6 ч. В целом, даже с учетом несколько большей удельной поверхности НК после МА в CO_2 по сравнению с МА в воздушной среде, полученные данные свидетельствуют о том, что МА в углекислом газе ускоряет выщелачивание основных компонентов нефелина в расчете на единицу поверхности, при этом извлечение кремния в водную фазу возрастает фактически на порядок (рис. 2).



Рис. 2. Состав жидкой фазы после выщелачивания водой образцов НК, механоактивированного в воздушной среде и в СО₂.

Таким образом, МА шлака и НК в атмосфере СО,, по данным ИК спектроскопии приводит к поглощению ими углекислого газа в виде карбонатных групп, конфигурация которых очень близка к конфигурации СО₂²⁻ групп, образующихся при растворении диоксида углерода в силикатных расплавах аналогичного состава при высоких температурах и давлениях. Карбонатные группы в составе механоактивированных силикатов достаточно устойчивы к водной обработке даже при повышенной температуре (75°С). Вместе с тем, в сравнении с МА в воздушной среде, механохимическая карбонизация шлака и НК при МА в СО, ощутимо интенсифицирует переход в жидкую фазу Si, Mg, Na и K, что должно положительно влиять на протекание

гидратационных процессов при использовании этих компонентов в составе вяжущих. Как показано в работе [1], МА смеси НК и магнезиально-железистого шлака в атмосфере CO₂ в сравнении с МА на воздухе способствует заметному увеличению прочности образцов, полученных с применением в качестве затворителя воды.

- Гуревич Б.И., Калинкин А.М., Калинкина Е.В., Мазухина С.И., Тюкавкина В.В. Геополимерное вяжущее на основе механоактивированных композиций магнезиально-железистого шлака и нефелина // Перспективные материалы. 2015. № 3. С. 63-71.
- Калинкин А.М., Политов А.А. Болдырев В.В., Калинкина Е.В., Макаров В.Н., Калинников В.Т. Эффект глубокой карбонизации диопсида при механической активации в среде CO₂ // // Докл. РАН. Геохимия. 2001. Т. 378. № 2. С. 233-237.
- Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Новосибирск. Наука. 1986. 305 с.
- 4. Ходаков Г.С. Сорбционная механохимия твердых неорганических материалов // Коллоидный журн. 1994. Т. 56. № 1. С. 113-128.
- Brey G. CO₂ solubility and solubility mechanisms in silicate melts at high pressures // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 57. P. 215-221.
- Brooker R.A., Kohn S.C., Holloway J.R., P.F. McMillan, M.R. Carroll. Solubility, speciation and dissolution mechanisms for CO₂ in melts on the NaAlO₂–SiO₂ join // Geochimica et Cosmochimica Acta 1999. V. 63. P. 3549-3565.
- Kalinkina E.V., Kalinkin A.M., Forsling W., Makarov V.N. Sorption of atmospheric carbon dioxide and structural changes of Ca and Mg silicate minerals during grinding: I. Diopside // International Journal of Mineral. Processing. 2001. V. 61. P. 273-288.
ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ИЗОТОПОВ ГЕЛИЯ В МИНЕРАЛАХ ГРУППЫ АМФИБОЛА ИЗ МАССИВА БЕЛЫЕ ТУНДРЫ, ВЫЯВЛЕННЫЕ ПРИ ИХ ЛАБОРАТОРНОМ ИЗУЧЕНИИ ДЕСТРУКТИВНЫМИ МЕТОДАМИ

Каменский И.Л., Скиба В И., Ганнибал М.А., Гудков А.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, iglkam@mail.ru

Более 40 лет тому назад Ю.Д. Пушкарев, разбираясь в причинах нереально высоких значений К-Аг возраста, сравнивал кривые выхода аргона при плавном подъеме температуры (аргонограммы) для навесок минерала с разной крупностью частиц (зерна и пудра) [1]. Это позволило ему выявлять аргон в составе флюидных включений, т.е. аргон захваченный, а не наработанный «in situ» из ⁴⁰К. Этот захваченный аргон и завышал реальный возраст. Он снимал аналогичные кривые и для гелия (гелиограммы) для зёрен минерала и пудры из него. Аргон и гелий, которые проявляли себя на кривых выхода при изучении зерен, но отсутствовали при изучении пудры, он назвал аргон/гелий «пузырьковой формы», имея в виду, что эти газы содержатся в газово-жидких включениях.

Этот приём (когда из образца приготавливаются навески с разной крупностью зерен и, после анализов каждой, результаты сопоставляются) активно используется и сейчас. Причем не только в модификации линейного нагрева (снятие гелио- и аргонограмм), но и в форме ступенчатого нагрева, при котором определяется и содержание, и изотопный состав Не и Аг, выделившихся на каждой температурной ступени. [2, 3, 4]. Во всех этих работах гелий, который проявлял себя при изучении зерен (флюидные включения внутри зерен заставляли эти зерна растрескиваться только при достижении определенной, иногда очень высокой, температуры), в пудре уже отсутствовал (при истирании зерен в пудру флюидные включения разрушались на стадии подготовки навесок). При сопоставлении гелиограмм или графиков ступенчатого нагрева для зерен и пудры (желательно близких по массе навесок) это отсутствие очень заметно.

Для образцов, результаты по которым обсуждались в вышеперечисленных работах, использовалось и дробление в вакууме зерен этих образцов, при этом флюидные включения разрушались, а гелий/аргон в их составе исследовался как на содержание, так и на изотопный состав.

При интерпретации данных, полученных при таких разных способах воздействия на минералы, удавалось выявить разные места нахождения гелия/аргона в каждом конкретном образце и, с учетом данных по родительским элементам (U,Th, Li, K), разбраковать их по происхождению.

При изучении амфибола (рибекит) из кварц-полевошпатовой жилы Понойского массива [5], из которой ранее был разносторонне исследован ильменит [3], сопоставление гелиограмм для зерен и пудры свидетельствовало о высоком содержании гелия в «пузырьковой форме», однако дробление, при котором пузырьки вскрываются механически, позволило высвободить только 3 % гелия от его общего количества. Исследование этого противоречия привело к выводу, что причиной растрескивания зерен при термическом воздействии является не флюидные включения, а твердофазные включения рутила; этот минерал характеризуется другим коэффициентом теплового расширения относительно амфибола, что и провоцирует растрескивание (наличие спайности у амфибола этому способствует).

Ниже представлены результаты по двум новым образцам амфиболов из массива щелочных гранитов Белые Тундры. Образец 5/с был выделен/выбран из керна скважины с глубины 5 м. Образец 11-7/16 отобран на поверхности, амфибол – вкрапления в кварцевой жиле. В таблице 1 представлены данные о содержании и изотопном составе при дроблении (гелий флюидных включений) и при плавлении (суммарный гелий – наработанный « in situ» и захваченный).

Образец	фракция, мм	навеска, г	$^{4}\text{He} \times 10^{-6}$. cm $^{3}/\Gamma$	$^{3}\text{He}/^{4}\text{He} \times 10^{-8}$	метод экстракции
5/c	-0.5 + 0.25	0.088	980	25	плавление
5/c	-0.5 + 0.25	0.340	30	46	дробление
11-7/16	-0.63 + 0.25	0.4182	28.5	38	дробление

Таблица 1. Результаты изотопного анализа гелия в амфиболе из массива Белые тундры.

Видно, что дробление освобождает очень малую долю гелия от его общего количества. На рисунке 1 б, г представлены гелиограммы зерен и пудры (в очередной раз реализована ме-



Рис. 1. (а, в) – микрофотографии образцов амфибола из массива Белые тундры (а) – обр. 11-7/16, отобран из кварц-полевошпатовой жилы; (в) обр 5/С, отобран из керна скважины. (б, г) кривые выхода гелия (гелиограммы) из образцов 11-7/16 и 5/С при постоянном подъеме температуры.

тодика Ю.Д. Пушкарева по выявлению «пузырьковой формы» гелия) и опять мы видим противоречие с результатами прямого извлечения Не дроблением. Повторяется ранее установленное явление[5], причиной которого опять стали твердофазные включения в этих образцах (рис. 1 а, в). В образце 5/с их очень много (рис. 1 в) и они разнообразны, а в другом мало и только кварц (рис. 1 а).

На гелиограмме для зерен обр 5/с (рис. 1 г) имеются две области выделения гелия: первая соответствует выделению гелия накопленного «in situ» в самом амфиболе. Про вторую область (острый пик) мы уже выяснили, что она не может быть обусловлена только с процессами, происходящими со структурой амфибола при нагревании, иными словами этот пик должен соответствовать какому-то месту нахождения гелия. Эта область также не соответствует разрушению флюидных включений, поскольку дроблением установлено их (почти) полное отсутствие. В случае образца 5/С этот гелий мог бы содержаться в многочисленных и разнообразных твердофазных включений, имеющихся в образце. Однако в образце 11-7/16 (рис. 1 б) такие включения практически отсутствуют, тем не менее, кривая выхода гелия имеет схожую форму, «острый» пик хорошо выражен. Причина возникновения этого пика, таким образом, пока не ясна.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0012.

- 1. Актуальные проблемы К-Аг геохронологии / Пушкарев Ю.Д. Апатиты: Изд-во КФАН. 1977. 53 С.
- Каменский И.Л., Скиба В.И. Определение генезиса декрепитирующих и недекрепитирующих микровключений в минералах горных пород путем изучения изотопов гелия и аргона // Геохимия. 2011. № 1. С. 50-59.
- 3. Толстихин И.Н., Скиба В.И., Севостьянов А.Ю., Каменский И.Л., Ветрин В.Р. Места нахождения и происхождение благородных газов в минералах (на примере ильменита из щелочных гранитов Кольского полуострова). Геохимия. № 12. 2014. С. 1099-1107.
- 4. Tolstikhin I., Kamensky I.L., Tarakanov S., Kramers J., Pekala M., Skiba V., Gannibal M., Novikov D. Noble gas isotope sites and mobility in mafic rocks and olivine. Geochim. Cosmochim. 2010. A. 74, P. 1436-1447.
- Tolstikhin I.N., Verchovsky A.B., Kamensky I.L., Skiba V.I., Gannibal M.A., Vetrin V.R. Amphibole: a major carrier of helium isotopes in crustal rocks // Chem. Geol. 2016. V. 444. P. 187-198.

СТАННИН В КОЛЧЕДАННЫХ РУДАХ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ ЗОНЫ, ПЕРВАЯ НАХОДКА В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

Карпов С.М., Чернявский А.В., Тележкин А.А., Савченко Е.Э.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, skarpov@geoksc.apatity.ru

Станнин относится к минералам класса сульфидов с общей формулой вида Cu_2FeSnS_4 . Это довольно распространенный минерал, однако в большинстве случаев встречается в незначительных количествах и важного промышленного значения не имеет.

Кристаллическая структура станнина является аналогом структуры халькопирита, в которой половина атомов железа в тетраэдрах упорядоченно замещается атомами олова (рис. 1). Часто в составе минерала отмечается примесь цинка. Близким к станнину по составу является кестерит ($Cu_2(Zn, Fe)SnS_4$), с которым станнин нередко находится в одном парагенезисе. Топологически структура этих минералов идентична, отличие заключается в ином распределении атомов металлов в кристаллической ячейке, что приводит к различным пространственным группам симметрии: I $\overline{4}$ 2m для станнина и I $\overline{4}$ для кестерита [9, 10].



Рис. 1. Шариковые модели кристаллических структур халькопирита (А), станнина (Б) и кестерита (В) [5].

На территории Кольского региона этот минерал до недавнего времени достоверно установлен не был [1]. В то же время, на Фенноскандинавском щите станнин известен во многих регионах: в скарноворудных образованиях Питкярантского рудного района в Карелии, Россия [3], в рудах месторождений Оутокумпу, Финляндия [12], в колчеданном месторождении Виханти, Финляндия [6], в колчеданном месторождении Сулитьельма, Норвегия [8], в колчеданном месторождении Сатра, в Швеции [14] и на других объектах [11].

Станнин в пределах пояса Имандра-Варзуга (ИВСЗ) установлен нами на двух участках: в северо-западном блоке Панареченской вулкано-тектонической структуры (ПР ВТС) и в колчеданной залежи №2 Основного участка Южного Прихибинья (рис. 2).

ПР ВТС расположена в центральной части ИВСЗ и представляет собой автономную брахиформную структуру по зоне глубинного разлома, разделенной на два блока. В пределах северозападного блока выявлены золото-теллуридные проявления, которые приурочены к четырем типам рудоносных пород: сульфидно-углеродистым сланцам, серицит-карбонат-альбит-кварцевым метасоматитам, хлорит-карбонатным метасоматитам и массивным пиритовым рудам [7, 2]. С последним типом руд связана находка станнина. Пиритовые руды полосчатого, густо-вкрапленного типа, до массивных (рис. 3). Второстепенные и редкие минералы ассоциации - пирротин, халькопирит, сфалерит, тетраэдрит, алтаит, арсенопирит, алексит.

Колчеданные залежи западной части ИВСЗ Южного Прихибинья расположены вблизи контакта со щелочным массивом Хибин и разведывались в первой половине прошлого столетия на сульфидную серу. Руды чаще брекчиевидного (нерудные обломки, цемент сульфидный) и сетчатополосчатого типов (рис. 3). Главным сульфидным минералом руд является пирротин, в подчинен-



Рис. 2. Геологическая карта Кольского региона.

Участки ИВСЗ: 1 – Северо-западный блок Панареченской вулкано-тектонической структуры ПР ВТС; 2 – Основной участок, Южное Прихибинье.

ном количестве развит халькопирит и сфалерит. В качестве акцессорных минералов здесь присутствует молибденит, редко галенит и пирит. На отдельных участках залежей наблюдается обогащение руд халькопиритом, сфалеритом, пиритом и галенитом. Типоморфной для колчеданных проявлений Южного Прихибинья является акцессорная арсенопирит – лёллингитовая ассоциация, с которой тесно связана благороднометалльная минерализация [4].



Рис. 3. Внешний вид колчеданных руд ИВСЗ.

Слева: пиритовые руды полосчатого, густо-вкрапленного типа, ПРВТС; справа: пирротиновые руды брекчиевидного типа, Южное Прихибинье. Фото фрагментов полированных образцов.

На участке ПР ВТС станнин установлен в образце из керна одной из скважин, вскрывшей пиритовые руды. Минерал выявлен внутри включения в пирите. Включение округлой формы размером 40×30 мкм представляет собой сложное срастание пирротина, халькопирита и станнина (рис. 4). Станнин в виде удлинённых зерен размером 2×5 мкм находится в межзерновом пространстве индивидов пирротина. Здесь же на границе халькопирита и пирротина присутствует тонкое включение Нg содержащей минеральной фазы.

Карпов С.М. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.045



Рис. 4. Характер выделений станнина (Stn) в колчеданных рудах ИВСЗ.

Сверху – полосчатые густо-вкрапленные пиритовые руды ПР ВТС; снизу – сетчатые пирротиновые руды Основного участка, Южное Прихибинье). А, Б, Д – снимки в отраженном поляризованном свете; В, Г, Е – снимки в обратно рассеянных электронах; Ру – пирит; Ро – пирротин; Сср – халькопирит; Gn – галенит; Sp – сфалерит; Qtz – кварц; Mph – минеральная фаза состава (Fe_{4.46}Ag_{2.23}Cu_{1.98}Au_{0.42}Zn_{0.14})_{9.24}Hg_{2.07}(S_{6.39}Se_{0.29})_{6.69}.

Станнин Южного Прихибинья выявлен в образце, характеризующем брекчиевидный тип пирротиновых руд залежи № 2 Основного участка. Минерал приурочен к поздним цеолитовым прожилкам, секущим нерудные «обломки», которые по минеральному составу условно отнесены нами к роговикам (кордиерит, флогопит, анортит, апатит, энстатит и др.). Станнин здесь находится в тесном срастании с халькопиритом и сфалеритом, локализуясь ближе к краевым частям агрегата вместе с галенитом (рис. 4). Наблюдаются также мелкие его сростки с пирротином. В отраженном поляризованном свете минерал светло-серого цвета оливкового оттенка, с показателем отражения выше сфалерита.

Химический состав станина, ввиду мелких его размеров, был оценен рентгеноспектральным методом с помощью энергодисперсионного спектрометра Bruker XFlash-5010, установленном на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450. Содержание элементов приведено к 100 % (табл. 1).

	ПР В	STC	Ю. Прихибинье			
Элементы	мас. %	к.ф. *	мас.%	к.ф.		
Cu	30.33	2.18	27.59	1.86		
Sn	27.91	1.07	27.04	0.97		
Fe	8.35	0.68	15.50	1.19		
Zn	6.20	0.43	_			
Se	2.79	0.16	_			
S	24.43	3.48	29.87	3.98		
Сумма	100	8.00	100	8.00		

Таблица 1. Химический состав станнина из колчеданных руд ИВСЗ.

Примечание: * Формульные коэффициенты (к.ф.) рассчитаны на 8 атомов в теоретической формуле станнина.

Химический состав и рассчитанные формульные коэффициенты вполне согласуются с теоретическим и природными составами станнина, что хорошо видно на диаграммах соотношений металлов в оловосодержащих сульфидных минералах (рис. 5). Особенностью состава станнина из ПР



Рис. 5. Тройная (слева) и двойная (справа) диаграммы соотношения металлов, показывающие вариации составов в минералах ряда станнин – кестерит, а также других оловосодержащих минеральных видов [10, 12, 13].

ВТС является существенная примесь в катионной группе железа – Zn и в анионной – Se. Состав станнина Южного Прихибинья близок к теоретическому.

Таким образом, на территории Кольского региона на двух разобщенных в пространстве участках протерозойской структуры ИВСЗ впервые установлен оловосодержащий сульфидный минерал, который по составу и частично свойствам в отраженном свете отвечает станнину.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0001.

- 1. Борисова В.В., Волошин А.В. Перечень минеральных видов Кольского региона. Изд. 5-е, испр. и доп. Апатиты: K&M, 2015. 124 с.
- 2. Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л. Теллуридная минерализация в золоторудных проявлениях Панареченской вулкано-тектонической структуры, Кольский п-ов // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 66-79.
- 3. Иващенко В. И., Голубев А.И. Новые аспекты минералогии и металлогении Питкярантского рудного района // Труды КарНЦ РАН № 7. Петрозаводск, 2015. С. 127-148.
- Карпов С. М., Волошин А. В. Генетическая минералогия золота и серебра в колчеданных рудах Прихибинья (Кольский полуостров) // Материалы международной конференции «Золото Фенноскандинавского щита» (1-5 октября 2013 г.). Петрозаводск. Карельский научный центр РАН. 2013. С. 77-80.
- 5. Костов И., Минчева-Стефанова Й. Сульфидные минералы. Кристаллохимия, парагенезис, систематика. Пер.с англ. М.: Мир. 1984. 281 с.
- 6. Сергеева Н.Е., Ерёмин Н.И., Дергачёв А.Л. Ванадиевая минерализация в рудах колчеданнополиметаллического месторождения Виханти (Финляндия) // ДАН. 2011. Т.436. № 6. С. 800-803.
- Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В., Савченко Е.Э., Павлов В. А. Благороднометальная и сульфидная минерализация в породах панареченской вулкано-тектонической структуры // Тр. VI Всерос. Ферсмановской науч. сессии. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 151-156.
- Cook N. J. Mineralogy of the sulphide deposits at Sulitjelma, northern Norway // Ore Geology Reviews. 1996. V. 11: P. 303-308.
- Hall S.R., Szymanski J.T., Stewart J.M. Kesterite Cu₂(Zn, Fe)SnS₄, and stannite, Cu₂(Fe, Zn)SnS₄, structurally similar but distinct minerals // Can. Mineral. 1978. V. 16. P. 131-137.
- Kissin S.A. and Owens D.R. New data on stannite and related tin sulfide minerals // Can. Mineral. 1979. V. 17. P. 125-135.
- 11. Mindat.org https://www.mindat.org/min-3747.html (Current server date: March 13, 2018).
- 12. Peltonen P., Kontinen A., Huhma H., Kuronen U. Outokumpu revisited: New mineral deposit model for the mantle peridotite-associated Cu–Co–Zn–Ni–Ag–Au sulphide deposits // Ore Geology Reviews, 2008. V. 33. P. 559-617.
- 13. Petruk W. Tin sulphides from the deposit of Brunswick Tin Mines Limited // Can. Mineral. 1973 V.12. P. 46-54.
- Zakrzewski M.A., Burke E.F.J., Lustenhower W.J. Vuorelainenite, a new spinel, and associated minerals from the Sätra (Doverstorp) pyrite deposit, Central Sweden // Can. Mineral. 1982. V. 20. P. 281-290.

ВЛИЯНИЕ ШОКОВОГО МЕТАМОРФИЗМА НА СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЦИРКОНА В МАССИВЕ ЯРВА-ВАРАКА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Каулина Т.В.¹, Нерович Л.И.¹, Шиловских В.В.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, kaulina@geoksc.apatity.ru ² СПбГУ, Ресурсный центр «Геомодель»

Расслоенный массив Ярва-варака Мончегорского рудного района расположен в 12 км к С3 от г. Мончегорска и представляет собою интрузивное тело неправильной формы размером 1.7 × 2.2 км в плане и мощностью до 2 км, вмещающими породами являются глиноземистые гнейсы кольской серии. В составе интрузии принимают участие породы от основного до кислого состава. Преобладают гранофировые гиперстеновые диориты, широко представлены кварцевые диориты и гранофировые нориты, чья роль увеличивается с глубиной.

Результаты изучения массива Ярва-варака [3] показали, что по присутствию значительной доли гранофира во всех породах по разрезу интрузива, по петрографическому и геохимическому составу пород, сопоставимой мощности магматического комплекса (~ 2000 м) и наличию брекчии в основании он имеет сходство с крупнейшим Cu-Ni месторождением Садбери, для которого установлена генетическая связь с метеоритным ударом [7, 4]. Эти данные стимулировали изучение циркона из пород массива Ярва-варака, поскольку циркон может сохранять признаки ударного метаморфизма, даже пройдя в дальнейшем через условия гранулитовой фации, что позволяет использовать его как индикатор ударного метаморфизма при изучении древних, глубоко эродированных и метаморфически преобразованных импактных структур [8, 9].

В последние годы роль метеоритных ударов в эволюции земной коры широко обсуждается в научной литературе (например, [6, 1]), тем не менее, специальных исследований, направленных на идентификацию древних метеоритных кратеров на российской территории Балтийского щита не проводилось, хотя сильнейшие метеоритные бомбардировки Земли были именно в докембрии.

Ранее нами был изучен циркон из гранофировых норитов массива Ярва-варака методом рамановской спектроскопии [2], которая представляет собой экспрессный и точный метод анализа циркона на микро-уровне. Кристаллы циркона показали вариации рамановских спектров для разных областей кристаллов: от типичного для циркона рамановского спектра в центре кристаллов до полного отсутствия спектральных линий в периферических зонах и каймах. При этом в минеральных включениях силлиманита и плагиоклаза, расположенных в каймах циркона, рамановские пики также отсутствуют. С нашей точки зрения, эти вариации спектров могут быть связаны с преобразованием кристаллического циркона (и минеральных включений в нем) в диаплектовые стекла вследствие ударного метаморфизма [2].

В настоящей статье мы представляем результаты изучения химического состава циркона из гранофировых норитов массива Ярва-варака, для тех же зерен, которые ранее были изучены КР-методом.

Внутреннее строение и химический состав циркона

Циркон, выделенный из гранофировых норитов, представлен прозрачными светлокоричневыми, желтыми и бесцветными короткопризматическими зернами и их фрагментами. Циркон содержит многочисленные включения состава Al, Si, O, что указывает на полиморфную модификацию: андалузит-силлиманит-кианит; а также состава Si, Al, Na, Ca, O, предполагая минералы группы полевых шпатов. Поскольку вмещающими породами для гранофировых норитов являются глиноземистые гнейсы кольской серии, наиболее вероятно, что изученный циркон является ксеногенным и захвачен именно из глиноземных гнейсов.

Изображение циркона в обратно-рассеянных электронах выявило сложное строение зерен с темными внутренними участками (ядрами) разной формы и вероятно разного генезиса, поскольку глиноземистые гнейсы являются парапородами, и светлой в BSE широкой каймой без четко выраженной структуры (рис. 1). В режиме катодолюминесценции каймы темные и практически не люминесцируют. Некоторые ядра имеют тонкую зональность и плавные переходы к краевым частям (кайме) (рис. 1 б, г, д), поэтому можно предположить, что и центр и кайма – это одна генерация циркона. В некоторых зернах граница между ядром и каймой резкая (рис. 1 е), что предполага-



Рис. 1. Вид циркона в обратно-рассеянных электронах с точками микрозондового анализа.

ет разновременное образование ядра и каймы. В нескольких зернах видны более поздние наложенные на кайму процессы изменения – темные криволинейные участки вдоль трещин и вокруг включений (рис. 1 б, д).

Микроэлементный состав отдельных доменов циркона определялся на сканирующем электронным микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max20 в ресурсном центре «Геомодель» (СПбГУ). Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec Energy с использованием методики TrueQ. При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.5 нА, время накопления спектра в точке – 30 секунд в точечном режиме. Количественный расчет спектров проведен с использованием стандартных образцов природных и синтетических соединений.

Содержания всех элементов в ядрах и каймах изученных зерен циркона перекрываются. Тем не менее, нужно отметить, что ядра в среднем содержат больше Th, иногда Fe и Yb, а каймы содержат больше U и Hf (табл. 1). Возможно, выравнивание состава также связано с импактными процессами, когда высокая температура шокового метаморфизма ускорила диффузию элементов.

Полученные данные, вместе с рамановской спектроскопией показывают, что импактные события имели место после образования кайм в цирконе. U-Pb возраст Grt-Bt и Sill-Grt-Bt гнейсов кольской серии в Мончегорском районе составляет 2832 ± 11 млн. лет, U-Pb возраст бадделеита из диоритов Ярва-вараки определен в 2496 ± 9 млн. лет [5]. То есть, метеоритный удар мог произойти около 2.5 млрд. лет назад; ударная волна вызвала аморфизацию циркона в глиноземистых гнейсах (внутренние части кристаллов экранировались каймами и сохранили свою структуру), фрагменты которых затем были захвачены (образовавшимся при импакте?) расплавом.

Элемент, масс.%											
N тчк	домен	Al	Р	Ca	Fe	Zr	Yb	Hf	Zr/Hf	Th	U
102	ядро		0.47		0.05	48.46	0.06	0.70	69	0.09	
103	ядро	0.01	0.46			47.79	0.12	1.22	39		0.13
104	кайма		0.53		0.02	48.21		1.39	35		0.04
105	кайма		0.4	0.02	0.04	48.38	0.08	2.21	22		0.04
99	кайма		0.47	0.03		44.46		1.14	39		1.2
100	измен	0.04	0.56		0.03	43.97		1.44	31	0.16	0.75
101	кайма	0.02	0.49	0.02	0.02	45.46	0.09	1.34	34	0.02	0.04
111	кайма		0.4		0.04	46.72		1.19	39	0.06	0.02
112	ядро		0.55	0.05		46.71	0.23	0.96	49	0.21	
113	кайма	0.01	0.33	0.02		46.82		1.75	27	0.11	
123	кайма	0.01	0.45		0.06	46.73	0.03	2.14	22		0.14
124	ядро	0.01	0.37		0.02	47.00	0.04	1.48	32	0.06	
125	ядро	0.05	0.44	0.01	0.03	46.85		1.07	44	0.07	0.05
126	ядро		0.51		0.04	47.18	0.21	1.67	28		0.06
130	ядро		0.41			48.24	0.08	0.90	54	0.11	0.06
131	ядро	0.01	0.41	0.01		47.19		1.05	45		0.03
132	кайма		0.51	0.04	0.04	45.40	0.14	1.53	30		1.29
133	кайма	0.04	0.40		0.07	48.23	0.01	1.42	34		0.14
83	ядро	0.04	0.44	0.05	0.06	47.37		0.84	56		0.03
84	кайма	0.03	0.48		0.06	48.10	0.25	1.15	42	0.05	0.03
85	ядро	0.02	0.30		0.12	47.52	0.04	0.98	48	0.16	

Таблица 1. Состав циркона из гранофировых норитов.

Номера точек в таблице соответствуют номерам анализов на рис. 1.

Благодарности

Исследования выполнены в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН при поддержке программы президиума РАН № 19 «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов».

- 1. Глуховский М. З., Кузьмин М.И. Котуйканская кольцевая структура: возможное свидетельство масштабного импактного события на севере Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С 3-26.
- 2. Каулина Т.В., Нерович Л.И., Бочаров В.Н., Лялина Л.М., Ильченко В.Л., Кунаккузин Е.Л., Касаткин И.А. Рамановская спектроскопия импактного циркона из расслоенного массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров) // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20, № 1/1. С. 72-82. DOI:10.21443/1560-9278-2017-20-1/1-72-82.
- Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Базай А.В., Некипелов Д.А. Новые результаты геологопетрографического и геохимического изучения расслоенного массива Ярва-варака, Мончегорский рудный район // Тр. Ферсмановской научной сесии ГИ КНЦ РАН. 2015. Т. 12. С. 141-146.
- 4. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 487 с.
- 5. Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н., Баянова Т.Б., Борисова В.В., Глазнев В.Н. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 1. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 177 с.
- 6. Glikson A.Y. and Vickers J. Asteroid impact connections of crustal evolution // Australian Journal of Earth Sciences. 2010. V. 57. P. 79-95.
- 7. Grieve R. A. F. An impact model for the Sudbury structure // Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium: Ontario Geological Survey Special Volume. 1994. V. 5. P. 119-132.
- 8. Gucsik A., Koeberl C., Brandstätter F., Reimold W.U., Libowitzky E. Cathodoluminescence, electron microscopy, and Raman spectroscopy of experimentally shock-metamorphosed zircon // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 202. P. 495-509.
- 9. Gucsik A., Zhang M., Koeberl C., Salje E.K.H., Redfern S.A.T., Pruneda J.M. Infrared and Raman spectra of ZrSiO₄ experimentally shocked at high pressures // Mineral. Mag. 2004. V. 68. P. 801-811.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА В ЛИЦЕВСКОМ УРАНОВОРУДНОМ РАЙОНЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Каулина Т.В., Ильченко В.Л., Аведисян А.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kaulina@geoksc.apatity.ru

Лицевский урановорудный район считается одним из наиболее перспективных на Кольском полуострове [1, 5]. Урановая минерализация связана, в основном, со средне-низкотемпературными гидротермально-метасоматическими процессами в разломных и сдвиговых зонах. Накопление урана происходило синхронно с образованием Печенгской структуры с этапами в 2.3-2.1 и 1.85-1.65 млн. лет [4-6]. Последняя по времени урановая минерализация около 400 млн лет считается наиболее перспективной [1, 5], ее образование, вероятно, связано с формированием щелочных интрузий Кольского региона.



Рис. 1. Положение урановорудных участков Скальное, Дикое, Полярное и Береговое в пределах Лицевского района.

Ранее нами были изучены участки с урановой минерализацией возраста 2.3-2.2 млрд. лет (Скальное, Полярное и Дикое) [4] (рис. 1). В настоящей статье приводятся данные по химическому составу и физическим свойствам пород, вмещающих урановую минерализацию, а также по составу флюидных включений в кварце для участка Берегового с более молодой урановой минерализацией возраста 1750 и 400±50 млн. лет.

Участок Береговое расположен в северном экзоконтакте массива Лебяжка комплекса Лицко-Арагубских гранитоидов (рис.1) и включает несколько рудопроявлений урана: крупное – Береговое и более мелкие – Уранинитовое и Восточно-Лебяжинское [5]. Рудопроявление Береговое открыто ПО «Невскгеология» в 1974 г. Регионально участок расположен на пересечении субширотного разлома Чептьявр и тектонической Лицко-Арагубской зоны СВ разломов, осуществляющих структурный контроль [5].

Вмещающие породы: мигматизированные биотитовые гнейсы, гранат-биотитовые и двуслюдя-

ные гнейсы кольской серии. Зоны гидротермально-метасоматических изменений прослеживается на поверхности участка более чем на 800 м и до 240-400 м в глубину [5, 6]. Основные изменения – хлоритизация; кроме того, отмечены: гидрослюдизация, карбонатизация и – локально – альбитизация. Урановая минерализация, выявленная в 5 скважинах, сосредоточена в линзовидных телах метасоматитов (10-20 × 2-2,5 м в длину) со средним содержанием урана 0.01 %. Скважинами вскрыты мелкие линзы (1.1×0.1 м) более обогащенные ураном (до 0.14-0.2 %)[6].

Урановая минерализация варьирует по возрасту от 1850-1750 млн. лет (уранинит и браннерит) до 400-300 млн. лет (настуран и коффинит) [5]. Первая, согласно классификации А.В. Савицкого [5] относятся к типу торий-уранового оруденения в кварц-альбит-микроклиновых и кварц-микроклиновых метасоматитах, вторая – к урановому оруденению в альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитах. Температура образования ранних метасоматитов 500-550 °C, температура образования альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитов около 220-280 °C ([5] и ссылки там).

Согласно исследованиям [5, 6] в пространственной локализации уранового оруденения исключительную роль играют структурные предпосылки. Урановая минерализации приурочена к зонам катаклаза и брекчирования, как к наиболее проницаемым зонам, которые создают благоприятные условия для рудоносных систем и рудной локализации.

Результаты петрофизических исследований

Проведенное изучение физических свойств пород показали, что средняя плотность пород находится в пределах 2.6-2.7 г/см³, что характерно для пород кислого состава, поскольку подавляющее количество изученных образцов – гнейсы и гнейсограниты. Плотность породы – консервативный параметр, мало подверженный изменениям во времени, в отличие от показателя упругой анизотропии (A_n). На участке уранового рудопроявления Береговое, показатель A_n имеет максимумы (наибольшая трещиноватость пород) на участках с повышенным радиоактивным фоном, хотя развития урановой минерализации на поверхности не наблюдается (рис. 2). Повышение показателя A_n наблюдается также на рудопроявлениях Восточно-Лебяжинское (проба 21) и Уранинитовое (проба 22) (рис. 2). Распределение показателя анизотропии в образцах, отобранных ранее через урановое рудопроявление Скальное и Дикое [2] наоборот имело минимумы на участках урановых рудопроявлений, что связано, с нашей точки зрения, с залечиванием микротрещин при образовании урановой (и сопутствующей сульфидной) минерализации. Этот вывод подтверждается первыми данными рентгеновской томографии пород.



Рис. 2. Сравнение содержания урана и тория с показателем упругой анизотропии пород.

Геохимические данные

Содержание урана в гнейсах и гранитоидах относительно низкое (1-9 ppm), кроме одного образца Вt гнейса с содержанием урана 590 ppm. Содержание тория значительно выше (5-56 ppm). При этом содержание тория зависит от состава пород, а содержание урана в основном связано с физическими свойствами пород. Наблюдается корреляция содержания урана с показателем упругой анизотропии пород, то есть содержание урана повышается в наиболее проницаемых участках (рис. 2), что согласуется со структурным контролем урановых рудопроявлений Лицевского района.

Состав флюидных включений в кварце

Анализ флюидных включений в кварце на рудопроявлениях участка Береговое показал, что первичные включения во вмещающих гнейсах и гранитоидах (возраста 2.9-2.8 млрд. лет) характеризуются водно-солевой системой преимущественно $MgCl_2$ -CaCl₂ состава с варьирующими значениями солености от 0.2 до 14.5 мас. % NaCl-экв. Вторичные включения в кварце из крупнозернистых гранитоидов имеют CaCl₂ состав водно-солевой системы при высокой солености до 20.2 мас. % NaCl-экв, характерной для урановых месторождений.

Первичные включения в кварце Лицко-Арагубских гранитов (возраста 1.76 млрд. лет) характеризуются водно-солевой системой с хлоридами Мg и Ca и соленостью от 10.5 до 18.6 мас % NaCl-экв.

Содержание урана в гранитах относительно низкое (3.6 ppm). Вторичные включения в гранитах, как и включения в гигантозернистых кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах рудопроявлений Береговое и Уранинитовое, характеризуются NaCl-KCl составом при низко-средней солености от 1.4 до 10.5 мас % NaCl-экв.

Таким образом, проведенные геохимические и петрофизические исследования пород участка Береговое Лицевского рудного района показали корреляцию содержаний урана с показателем упругой анизотропии пород и появлением флюида преимущественно CaCl₂ состава повышенной солености.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0231-2015-0006.

- Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Былинская Л.В., Липнер А.А., Серов Л.В. Ураноносность Кольского полуострова // Информационный сборник «Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов». М.: ВИМС, 2009. Вып. 153. С. 18-26.
- 2. Ильченко В.Л. О вариациях плотности и анизотропии упругих свойств архейских пород в приповерхностном залегании (на примере Центрально-Кольского мегаблока, Балтийский щит) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010. №1. С. 73-79.
- 3. Каулина Т.В., Аведисян А.А., Томиленко А.А., Рябуха М.А., Ильченко В.Л. Флюидные включения в кварце на участках с урановой минерализацией Лицевского рудного узла Кольского полуострова // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1334-1347.
- 4. Каулина Т.В., Елизаров Д.В., Лялина Л.М., Аведисян А.А., Ильченко В.Л., Самигулин Р.Р. Поведение Rb-Sr и U-Pb систем в породах и минералах Лицевского урановорудного района (Кольский полуостров) // Матер. научной конф. «Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем» и путеводитель научных экскурсий, Петрозаводск. 2017. С. 110-113.
- 5. Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В., Шариков П.И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. №5. С. 403-416.
- 6. Serov L. Métallogenèse de l'uranium dans la région de Litsa (Péninsule de Kola, Russie). Docteur de l'Université Henry Poincaré (en géosciences). Soutenance publique le 24 juin 2011. Nancy. France. 166 p.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ЦИРКОНИЯ И ГАФНИЯ В ПРОЦЕССАХ МАНТИЙНОГО КАРБОНАТНОГО МЕТАСОМАТОЗА

Когарко Л.Н.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, kogarko@geokhi.ru

Карбонатитовые расплавы являются активными агентами мантийного метасоматоза [1, 2, 3]. Инфильтрация расплав-флюидов, обогащенных несовместимыми элементами приводит к возникновению обогащенных резервуаров-источников щелочно-карбонатитового магнматизма и связанных с ними месторождений стратегических металлов. Согласно экспериментальным данным в процессах частичного плавления мантийного субстрата в присутствии CO₂ будут возникать расплавы доломитового состава, миграция которых вызывает возникновение метасоматических зон согласно реакциям

> $4MgSiO_{3} + CaM^{(CO_{3})_{2}} = 2Mg_{2}SiO_{4+}2CO_{2},$ $3CaMg(CO_{3})_{2} + CaMgSi_{2}O_{6} = 4CaCO_{3} + 2Mg_{2}SiO_{4} + CO_{2} [1, 4]$

Несмотря на очень ограниченный объем информации по геохимии элементов-аналогов в мантийном субстрате, разделение Zr и Hf в процессах карбонатного метасоматоза отмечалось в глубинных нодулях северной Танзании [3], острова Шпицберген [2] и других регионов. Эти исследования показали, что в карбонатизированных мантийных нодулях отношение Zr/Hf значительно возрастает и достигает иногда величин, превышающих 100 [3].

Наши исследования карбонатного метасоматоза в глубинных мантийных ксенолитах [1] ряда регионов также показали заметное разделение Zr и Hf.

Особенно ярко эта закономерность проявилась в метасматизированных мантийных ксенолитах Восточной Антарктиды, оазис Джетти, приуроченный к палеозойской рифтовой системе Бивер. Рифтовая зона протяженностью 400км простирается в северном,северо-западном направлении. Возраст вмещающих оливиновых меланефелинитов, определенный К-Аг методом – нижний мел. Глубинные ксенолиты Восточной Антарктиды занимают 20-25 % пространства и имеют различные размеры от нескольких см до 0.7 м. Ассоциация мантийных ксенолитов отражает протяженный разрез верхней мантии и коры Восточной Антарктиды и включает гранат-содержащие и шпинелевые лецолиты, габсбургиты, дуниты и обломки корового материала. Большинство ксенолитов обладают протогранулярной структурой согласно классификации Мерсье и Николя [5]. Главными породообразующими минералами мантийных ксенолитов являются оливин, клинопироксен, ортопироксен, шпи-



Рис. 1. Реакционная зона в метасоматизированной мантии. OL – оливин, Cc – карбонат, Opx – ортопироксен, Cpx, OL – реакционная зона.

нель, гранат. Во многих ксенолитах встречаются зоны неправильной формы, жилообразные выделения карбонатного материала, представленного кальцитом, доломитом и магнезитом. Эти участки по своим структурным особенностям имеют более поздний характер, прожилки карбонатного материала секут главные породообразующие минералы и образуют реакционные зоны, которые главным образом развиты и замещают ортопироксены (рис. 1). В метасоматических участках мы обнаружили ряд акцессорных минералов-апатит, слюды и впервые в мантийном субстрате найден генримейерит [4]. $(Ba_{0.97}Ca_{0.03}K_{0.03}Na_{0.11})\sum_{1.14} (Fe_{0.92}Mg_{0.17}Al_{0.02})\sum_{1.11} (Ti_{6.66}Si_{0.25})\sum_{6.91}O_{16}$ который ранее был обнаружен в карбонатитах Ковдорского комплекса (Кольский полуостров) [6]. Используя методы нейтронно активационного и рентгено-флюоресцентного анализа, а также лазерной абляции MC-ICP-MS, мы определили составы ряда мантийных ксенолитов и распределение в них и некоторых минералах циркония и гафния (табл. 1). Все исследованные нодули претерпели процессы частичного плавления так как в них концентрации Ca и Al ниже содержаний этих элементов в примитивной мантии CaO – 3.65 масс. %, Al₂O₂ – 4.49 масс. % [7]. В процессах частичного плавления мантии в расплав будут переходить в первую очередь несовместимые элементы, к которым принадлежат цирконий и гафний, в которых величины коэффициентов распреденления в равновесиях расплав- минералы мантии очень низки-тысячные доли. При степени плавления мантийного субстрата 1 % несовместимые элементы (Zr Hf) практически полностью переходят в равновесный расплав [8]. Валовые коэффициенты распределения кальция и алюминия в процессах частичного плавления мантии значительно выше-несколько десятых %. Отсюда можно сделать вывод, что в исследованных мантийных ксенолитах (табл. 1) весь Zr и Hf были привнесены в результате метасоматических процессов во всяком случае в нодулях N 1, 5, 6, в которых содержания кальция и алюминия заметно снижены и материал которых был подвергнут частичному плавлению на несколько процентов. Таким образом заметное фракционирование циркония и гафния в исследованных мантийных ксенолитах является результатом метасоматического привноса в уже проплавленный мантийный субстрат. С другой стороны, во всех без исключения метасоматизированных ксенолитах присутствует стекло в основном фонолитового и кварцсиенитового состава. Это значит, что история исследованного мантийного материала весьма сложная и по всей вероятности и карбонатизированный мантийный материал в свою очередь плавился в результате значительного понижения температуры солидуса в ходе метасоматического привноса летучих компонентов. Нами в нодулях о-ва Монтана-Клара (Канарский архипелаг) [1] исследованы процессы частичного плавления карбонатизированного мантийного субстрата в ходе которых возникают три несмешивающихся жидкости-силикатная сиенитового состава, карбонатная, близкая по составу к кальцитовым карбонатитам и сульфидная.

					_				
Кар ма	бонатизи нтийные	рованнь е нодули	іе	Клинопироксены					
№ п/п	Zr	Hf	Zr/Hf	№ п/п	Zr	Hf	Zr/Hf		
1	20.0	0.13	153	1	26.7	1.07	Центр 25		
2	10.0	0.04	227	1	26.4	0.4	Край 71		
3	12.0	0.15	80	2	678	8.43	80		
4	15.0	0.17	88	3	367	8.00	46		
5	31.0	0.21	148	4	627	9.53	66		
среднее	17.6	0.14	125	среднее	345.02	5.49	57.6		

Таблица 1. Распределение Zr и Hf в карбонатизированных мантийных ксенолитах и метасоматических клинопироксенах.

Одним из главных геохимических следствий процесса карбонатизации мантийного материала является реакция замещения ортопироксена клинопироксеном, в результате которого развивается верлитизация глубинного субстрата. По нашему мнению, значительное расширение поля кристаллизации клинопироксена, обладающего более высоким коэффициентом распределения Hf по сравнению с Zr, приводит к формированию карбонатно-силикатных расплавов, обладающих более вы-

сокими отношениями Zr/Hf, что объясняет заметное отклонение этого отношения в большую сторону от хондритового во многих карбонатитах [9, 10, 11]. Наши исследования показали довольно высокие отношения Zr/Hf в карбонатитах Полярной Сибири, Украины и О-вов Зеленого мыса (табл. 2).

	1			· · · · ·				
Кальц	итовые ка	рбонатить	I (1)	Доломитовые карбонатиты (1)				
№ п/п	Zr	Hf	Zr/Hf	№ п/п	Zr	Hf	Zr/Hf	
1	588	6.9	85.1	1	93.2	2.1	44.2	
2	55.1	1.5	36.2	2	55.1	1.4	40.5	
3	69.5	1.8	37.7	3	36	0.9	39.7	
4	44.9	1.7	25.9	4	563	13.9	40.5	
5	630	10.8	58.6	5	112	2.5	44.9	
6	396	4.8	82.4	6	7.1	0.3	27.4	
7	301	3	100	1	73.1	0.9	80.1	
8	32.3	1.1	28.2	Среднее	134	3.1	45.3	
9	378	6.9	54.9		Карбонат	иты (3)	1	
Среднее	277	4.3	56.6	№ п/п	Zr	Hf	Zr/Hf	
	Карбонат	иты (2)		1	219	7.2	30.7	
№ п/п	Zr	Hf	Zr/Hf	2	342	8.3	41.1	
1	475	9.9	47.8	3	66	2	33.9	
2	56	0.9	58.9	4	12383	411	30.1	
3	123	0.9	137	5	1945	62	31.4	
4	304	7.8	38.8	6	63.1	1.3	48.5	
5	9,1	0.1	73.3	7	1891	2	93.8	
6	350	3	115	8	321	3.3	98.7	
7	125	1.6	80.2	9	164	3	54.7	
8	173	4.2	41.5	10	210	2.9	73.3	
9	66,8	0.9	75.3	11	179	3	59.7	
Среднее	187	3.3	74.2	12	15	0.3	49.8	
				13	55	0.4	147	
				14	35	1.5	23	
				15	47	0.4	107.2	
				16	106	1.7	62.4	
				17	2.6	0.1	44	
				18	13.5	0.2	86.8	
				Среднее	1003	28	62	

Таблица 2. Распределение Zr и Hf в карбонатитах Черниговского массива (1) и островов Зеленого Мыса (2), Гулинского массива (3).

Продвижение в верхние структурные этажи подобных карбонатных расплавов будет вызывать метасоматические реакции и образование карбонатизированных зон с повышенным отношением Zr/Hf, что и наблюдается в глубинных ксенолитах Восточной Антарктиды.

Содержание ортопироксена в мантийном субстрате составляет более 20 % так что замещение этого минерала клинопироксеном, фракционирующим Zr и Hf, несомненно, внесет существенный вклад в увеличение отношения Zr/Hf в выплавляющиеся карбонатитовые и карбонатно-силикатные расплавы. Предложенная нами модель фракционирования циркония и гафния в процессах карбонатного мантийного метасоматоза подтверждается характером распределения этих элементов в пироксенах карбонатизированных нодулей Восточной Антарктиды. Клинопироксены первой генера-

ции обладают более низкими отношениями Zr/Hf по сравнению с пироксенами второй генерации, которые возникают в процессах метасоматического замещения первичного ортопироксена (табл. 1). Интересно, что в некоторых метасоматических зонах присутствуют зональные пироксены, представляющие собой замещение первичных фаз продуктами реакции. От центра пироксенов к краевым зонам отмечается рост отношений Zr/Hf (табл. 1).

Сочетание мантийного метасоматоза в условиях повышенного режима летучих компонентов, в основном углекислоты, вариаций параметров частичного плавления мантийного субстрата, несомненно, является причиной глубокой геохимической дифференциации глубинных зон магмаобразования и приводит к фракционированию редких элементов и возникновению обогащенных ими резервуаров-источников карбонатитового магматизма и связанных с ним месторождений стратегических металлов. Этот процесс приобретает крупномасштабный характер в зонах магмаобразования крупных магматических провинций, являющихся результатом ассоциации с мантийными плюмами.

- 1. Kogarko L.N., Henderson C.M.B., Pacheco H. Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicatesulphide liquid immiscibility in the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 121. P. 267-274.
- Ionov D.A., Dupuy C., O'Reilly S.Y., Kopylova M.G., Genshaft Y.S. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 119. P. 282-297.
- 3. Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics // Earth Plant. Sci. Lett. 1992. V. 114. P. 463-475.
- 4. Kogarko L. N., Kurat G., and Ntaflos T. Henrymeyerite in the metasomatized upper mantle of eastern Antarctica // The Canadian Mineralogist 2007. V. 45 № 3. P. 497-501.
- 5. Mercier S.C.C & Nicolas A. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths // J. Petrol. 1975. V. 16. P. 454-487.
- 6. Mitchell R.H., Yakovenchuk V.N., Chakhmouradian A.R., Burns P.C. & Pakhomovsky Y.A. Henrymeyerite, a new hollandite-type Ba–Fe titanite from the Kovdor complex, Russia // Can. Mineral. 2000. V. 38. P. 617-626.
- Palme H., O'Neill H.St.C. Cosmochemical estimates of mantle composition // Treatise on geochemistry. 2003. V. 2. P. 1-38.
- Girnis A.V., Bulatov V.K., Brey G.P., Gerdes A., Höfer H.E. Trace element partitioning between mantle minerals and silico-carbonate melts at 6–12 GPa and applications to mantle metasomatism and kimberlite genesis. Lithos, 2013. V. 160-161 P. 183-200.
- Hoernle K., Tilton G., Le Bas M. J., Duggen S. & Garbe-Schoenberg D. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate // Contrib Mineral Petrol 2002. V. 142. P. 520-542.
- 10. Chakhmouradian A.R. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites // Chemical Geology. 2006. V. 235. P. 138-160.
- 11. Dupuy C., Liotard J.M. & Dostal J. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: Carbonate metasomatism in the mantle source // Geochim Cosmochim Acta. 1992. V. 56. P. 2417-2423.

ТІ-NЬ МИНЕРАЛЫ – СВИДЕТЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНИХ КАРБОНАТИТОВ ПЕТЯЙЯН-ВАРА (ВУОРИЯРВИ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Козлов Е.Н.¹, Фомина Е.Н.¹, Сидоров М.Ю.¹, Шиловских В.В.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kozlov_e.n@mail.ru ² Ресурсный центр «Геомодель» СПбГУ, Санкт-Петербург

В карбонатитовых комплексах месторождения «критически важных» для современной промышленности высокозарядных (HFSE; Ti, Nb, Ta, Zr, Hf) и редкоземельных (REE; La-Lu + Y) элементов связаны главным образом с наиболее поздними карбонатитовыми дифференциатами [4]. В становлении последних ведущую роль играют карбо(гидро)термально-метасоматические процессы [3], зачастую протекающие полистадийно. В связи с этим расшифровка петрогенезиса поздних карбонатитов является сложной и увлекательной задачей, решение которой представляет как практический, так и фундаментальный интерес. Высокую эффективность при подобной петрогенетической расшифровке показало применение методов генетической минералогии к оксидам титана и ниобия [2, 5, 6], широко распространенных в поздних карбонатитах.

Объектом настоящего исследования послужили слабоизученные карбонатиты участка Петяйян-вара, располагающегося на восточном фланге щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Вуориярви (юго-запад Мурманской области). Интрузив Вуориярви является одним из массивов девонской Кольской щелочной провинции. В его концентрически-зональной структуре присутствуют практически все разновидности пород, типичных для подобных объектов [1]: ядро массива на современном эрозионном срезе слагают оливиниты (I фаза внедрения), окруженные пироксенитами (промежуточное кольцо, II фаза) и фоидолитами (внешнее кольцо, III фаза). Следующий (IV) этап внедрения магмы породил нефелиновые сиениты и близкие им по составу породы, сосредоточенные главным образом в Колвикском массиве-сателлите. Наиболее поздними образованиями Вуориярви являются штокверкоподобные тела разнообразных карбонатитов (V фаза), секущие прочие породы и формирующие несколько обособленных полей (например, поля Тухту- и Неске-вара). В большинстве своем это кальциокарбонатиты с рудной специализацией на апатит (P), магнетит (Fe), пирохлор и гаттчетолит (Nb, Ta). Таким образом, массив Вуориярви как по строению, так и по вещественному составу является типичным представителем щелочно-ультраосновной карбонатитовой формации.

В большинстве карбонатитовых полей поздние разновидности встречаются в резко подчиненных количествах. Исключение составляют карбонатиты участка Петяйян-вара, выделяющиеся разнообразием минеральных парагенезисов и масштабами проявления поздней минерализации. Они необычны как для массива Вуориярви, так и для Кольской щелочной провинции в целом. В пределах поля Петяйян-вара распространены магнезиокарбонатиты, однако неизмененные доломитовые карбонатиты на участке Петяйян-вара редки. Породы претерпели по меньшей мере три этапа метасоматической переработки: (1) щелочной алюмосиликатный метасоматоз с сопряженной апатитизацией, (2) Ва-REE-Sr метасоматоз и (3) гидротермальное воздействие флюида, пересыщенного кремнеземом и редкими землями. Каждый из этих процессов привел к появлению в породах «своего» парагенезиса минералов.

В карбонатитах Петяйян-вара основной объем оксидов титана и ниобия сформировался при щелочно-алюмосиликатном метасоматозе, являющемся самым ранним из наложенных процессов. Следовательно, интересующие нас минералы были свидетелями всего пути становления поздних карбонатитов. При этом оксиды титана в карбонатитах, претерпевших этот процесс, являются породообразующими минералами, что геохимически выражается в резком обогащении пород TiO₂ (0.9-4.4 мас. %). Помимо того, титанистые разновидности пород обогащены и другими специфическими для карбонатитов компонентами: SiO₂ (8.1-35.1 мас. %), Al₂O₃ (2.6-7.7 мас. %), K₂O (2.0-5.9 мас. %). На минералогическом уровне это отражено в присутствии, наряду с железистым доломитом и кальцитом, безнатриевого микроклина, флогопита, и, в подчиненных количествах, альбита, титанистого эгирина и кварца. Также лишь среди титанистых проб установлены образцы, резко обогащенные апатитом (P₂O₅ до 7.5 мас. %), хотя в большей части этих пород содержание фосфора не столь велико. Вместе с тем, титанистые карбонатиты имеют повышенные относительно прочих карбонатитов Петяйян-вара концентрации железа, сосредоточенного в анкеритовом минале доломита и в оксидах-гидрооксидах Fe. По отношению к Ba-Sr-REE-карбонатитам, наиболее распространенным на участке Петяйян-вара, богатые титаном разновидности характеризуются низкими концентрациями BaO (0.1-2.8 мас. %), SrO (до 0.9 мас. %), REE,O, (0.2-1.4 мас. %), сходными с таковыми в неизмененных доломитовых карбонатититах. К настоящему моменту у авторов нет однозначного ответа, послужили ли последние для титанистых разновидностей протолитом или последние сформировались автометасоматически по карбонатитам дополнительной фазы внедрения, однако высокая значимость флюидной переработки в истории образования титанистых карбонатитов несомненна. Необходимо отметить, что на удалении первых метров от титанистых разновидностей в «обычных» доломитовых карбонатитах наблюдаются тонкие TiO₃-доломит-кальцитовые прожилки, сформировавшиеся по зонам трещиноватости. Такие прожилки являются индикаторами флюидной мобильности титана. В единичных случаях эта же трещиноватость контролирует богатую пирохлоровую минерализацию.

Так как оптическая диагностика оксидов титана в исследованных породах оказалась затруднительной, а также ввиду единства химического состава анатаза, брукита и рутила, при их определении мы использовали методы, опирающиеся на структурные характеристики фаз: рамановскую спектрометрию (PC) и дифракцию отражённых электронов (EBSD). Первый применялся для экспрессной идентификации, второй позволил наглядно визуализировать соотношения полиморфов TiO₂. Исследования проводились в Ресурсном центре СПбГУ «Геомодель»: PC – на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR 800 (аналитик В.Н. Бочаров), дифракции – с помощью электронного микроскопа (СЭМ) Hitachi S-3400N с детектором EBSD Oxford HKLNordlys Nano. Анализ химической неоднородности минералов производился по BSE-изображениям и картам распределения элементов, одновременно со съемкой которых осуществлялось определение химических составов фаз методами ЭДС (РЦ СПбГУ «Геомодель», СЭМ Hitachi S-3400N с приставкой АzTec Energy 350) и BДС (ГИ КНЦ РАН, СЭМ LEO-1450, микроанализатор Саmeca MS-46; аналитик А.В. Базай).

РС показала, что оксиды Ті представлены тремя полиморфными модификациями: анатазом, рутилом и брукитом. Наиболее распространен брукит. В титанистых карбонатитах установлено целых четыре морфотипа выделений этого минерала. Это (I) амебовидные обособления, (II) ксеноморфные каймы обрастаний вокруг зерен карбонатов, (III) сегрегации необычных для брукита удлиненных кристаллов и (IV) мелкие идиоморфные индивиды (рис. 1а-г). Типы I-III присутствуют преимущественно в основной ткани породы, в то время как IV наблюдаются исключительно в призальбандовых участках секущих кальцитовых прожилок совместно с поздней ассоциацией доломита. В единой с брукитом IV структурной позиции обнаружены единичные идиоморфные зерна пирохлора хорошей сохранности. Большинство из них зональны: (а) субмикронные зародыши слагает Th-разновидность с избыточным Si и без F, (б) основной объем занимает Ca-F-пирохлор, замещенный по краям и трещинам (в) Pb-пирохлором без фтора.

При детальном исследовании анатомии амебовидных обособлений оксидов титана I типа в их структуре были установлены три полиморфные модификации TiO_2 (рис. 1 д, е). Зерна анатаза имеют облик обломков, наиболее крупные из которых включены в брукитовые обособления, а мелкие образуют скопления вне таковых (рис. 1 д). Брукит слагает более 80 об. % обособлений. При этом он сформировался как минимум в два этапа. Брукит ранней генерации Brk-1 химически однороден и подвержен развитию по нему радиально-лучистых параморфоз губчатого рутила, содержащего примеси Ca, Si и P (рис. 1 е).



Рис. 1. Морфотипы оксидов титана (Ti ox.) из титанистых карбонатитов: (а) амебовидные обособления; (б) ксеноморфные каймы обрастаний вокруг зерен карбонатов; (в) сегрегации удлиненных кристаллов брукита Brk; (г) идиоморфные индивиды брукита. BSE-изображения. Анатомия амебовидных обособлений TiO₂: (д) и (е), контрастные BSE-изображения. На врезках – карты распределения фаз в пределах тех же участков, полученные методом EBSD: желтое – брукит (Brk), красное – анатаз (Ant), синее – рутил (Rt). Гистограмма распределения содержаний Nb₂O₅ в оксидах титана – (ж). Пример распределения Nb₂O₅ в «пропитывающей» кайме, развивающейся как по анатазу, так и по брукиту в сегрегациях оксидов титана из TiO₂-доломит-кальцитовых прожилок – (з). В квадратных скобках – содержания Nb₂O₅ (в мас.%). На врезке – морфология таких сегрегаций. Размер масштабных линеек 100 мкм.

Брукит поздней генерации Brk-2 обрастает и Brk-1, и развивающийся по нему рутил. Вдобавок он весьма неоднороден по содержанию Nb, что и определяет его мозаичный облик на BSEизображениях. В то же время результаты EBSD показали, что несмотря на блочное строение амебовидных обособлений, в настоящий момент они состоят из единичных монокристаллов, в которых совместно «спаяны» брукиты обеих генераций. По всей видимости, вызвавшая наблюдающуюся картину перекристаллизация произошла уже после образования поздней генерации брукита, который формировался синхронно с брукитом IV.

В исследованных зернах оксидов титана содержание Nb₂O₆ варьирует от 0.8 до 5.2 мас. %. Таким образом, из-за максимальной распространенности брукит является основным концентратором ниобия в титанистых породах. При этом распределение оксида ниобия в исследованной выборке оказалось бимодальным с выраженными максимумами в 2.2 и 4.3 мас. % (рис. 1 ж). Также установлена тенденция к обогащению ниобием поздней генерации брукита. Ключом к пониманию механизма накопления ниобия служит его распределение в гломеробластовых скоплениях оксидов титана из TiO₂-доломит-кальцитовых прожилок, распространенных в доломитовых карбонатитах из окружения титанистых разновидностей. Здесь анатаз и брукит представлены в равных долях, а рутил отсутствует (рис. 1 з). Анатаз формирует веретоновидные кристаллы превосходной огранки, в то время как брукит либо пойкилитово включает его, либо сосуществует с ним в виде идиоморфных изометричных зерен. Отметим, что внешний облик гломер TiO, сходен с обликом брукита III морфотипа (cf. puc. 1в и врезку на puc. 1 з), позволяя для последнего предполагать параморфический генезис. Вероятно, изначально анатаз в титанистых карбонатитах был распространен шире, но наложившиеся процессы флюидной переработки повлияли на его судьбу драматически. Интерес представляет наличие в обсуждаемых гломерах кайм, пропитывающих с краев и анатаз, и брукит. В данных каймах содержание Nb возрастает ровно на порядок! (рис. 13). По нашему мнению, это является прямым свидетельством ответственности остаточной флюидной фазы за обогащение пород Nb. На это же указывает присутствие в доломитовых карбонатитах цепочечной пирохлоровой минерализации без оксидов титана. Данный пирохлор идентичен ранее описанному в титанистых карбонатитах вплоть до зональности.

В конечном итоге (1) сосуществование трех полиморфов TiO₂ и их параморфические переходы свидетельствуют о резких изменениях физико-химических условий при минералообразовании; (2) в формировании титанистых карбонатитов и комплиментарных им пород принимал участие остаточный Ti-Nb флюид; (3) флюидное воздействие сопровождалось разделением Ti и Nb.

Работа выполнена в ГИ КНЦ РАН в рамках государственного заказа № 0231-2015-0009 при поддержке РФФИ (грант 16-35-00132).

- Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова / Б.В. Афанасьев. СПб.: «Роза ветров», 2011. 224 с.
- 2. Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Избродин И.А. Особенности эволюции состава минералов группы пирохлора в карбонатитах Белозиминского массива (Восточный Саян) // Зап. РМО. 2017. № 1. С. 84-102.
- Goodenough K.M., Wall F., Merriman D. The Rare Earth Elements: Demand, Global Resources, and Challenges for Resourcing Future Generations // Natural Resources Research. 2018. V. 27. № 2. P. 201-216.
- 4. Le Bas M.J. Ferrocarbonatites: Geochemistry and magma-fluid state // Memoir Geological Society of India. 1999. V. 43. P. 785-802.
- Melgarejo J.C., Costanzo A., Bambi A.C.J.M., Gonçalves A.O., Neto A.B. Subsolidus processes as a key factor on the distribution of Nb species in plutonic carbonatites: The Tchivira case, Angola // Lithos. 2012. V. 152. P. 187-201.
- 6. Werner M., Cook N.J. Nb-rich brookite from Gross Brukkaros, Namibia: substitution mechanisms and Fe²⁺/ Fe³⁺ ratios // Mineralogical Magazine. 2001. V. 65. № 3. P. 437-440.

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА В АРХЕЕ

Козлов Н.Е.¹, Мартынов Е.В.¹, Фомина Е.Н.¹, Сорохтин Н.О.³, Марчук Т.С.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, kozlov@geoksc.apatity.ru ² Anamumский филиал ФГБОУ ВО Мурманский государственный технический университет, marchuk@geoksc.apatity.ru

³ Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, nsorokhtin@mail.ru

Введение

Дометаморфическая эволюция супракрустальных комплексов раннего докембрия Кольского региона длительное время привлекает внимание геологов-докембристов. Применение геологоструктурных, изотопно-геохимических методов в сочетании с геофизическими исследованиями позволили наметить этапы формирования древнейших структур региона [1, 7, 17-19, 21]. При значительном разнообразии моделей эволюции информация о составе слагающих раннедокембрийские домены метаморфитов используется, к сожалению, крайне редко. Авторы настоящей работы, пытаясь ликвидировать данный пробел, достаточно давно обращаются к названной проблеме. В этой связи необходимо вспомнить первую подробную сводку [23] и одну из последних работ, посвященных данному вопросу [13]. В продолжение этих исследований в настоящей работе на основе данных о составе вещественно-структурных комплексов была изучена эволюция геодинамических режимов формирования метавулканитов архея Кольского региона.

Ранее при анализе состава метабазитов [13] был сделан вывод о последовательности формирования архейских комплексов северо-востока Кольского региона - от нижней части разреза Кейвкого домена, являющейся наиболее древней, к породным ассоциациям Лоттинского (аллареченский и нотозерский комплексы), Чапомского, Терского и частично Умбинского доменов, далее - Кольско-Норвежского и Мурманский доменов и Беломорского подвижного пояса. На завершающем этапе архейской магматической активизации формировались супракрустальные комплексы Лапландско-Колвицкого (низы разреза, сложенные гнейсо-амфиболитовыми толщами, так называемого Танапояса и основными гранулитами) и Титовско-Колмозерского зеленокаменных поясов.

Материалы и методы

В основу работы положено более 4500 полных силикатных анализов. В ходе исследований были систематизированы и сопоставлены материалы по геологии и вещественному составу раннедокембрийских комплексов. При проведении различного рода реконструкций исследовались метабазиты - метаультрабазиты, протолиты метаморфизованных аналогов которых распознаются наиболее надежно по их первичной природе и достаточно широко распространены в пределах большинства раннедокембрийских структур региона.

При реконструкции геодинамических режимов формирования протолитов метаморфических комплексов авторы исходили из того, что процессы эволюции Земли развивались нелинейно [10, 11], в связи с чем принцип актуализма нельзя напрямую применять при изучении геодинамических обстановок докембрия в полной мере, без внесения каких-либо поправок. С учетом этого, при проведении параллелей между докембрийскими и фанерозойскими породными комплексами генетически связанными с определенными режимами, в настоящей работе использовалось положение о специфичности докембрийского периода развития планеты, с одной стороны, и некоторой общности в характере реализации геодинамических обстановок на всем протяжении геологической истории, с другой, то есть о гомологичных рядах геодинамических режимов [9].

В работе дана оценка распространенности в исследуемых объектах тех или иных разновидностей пород, выделенных по петрогеохимическим особенностям состава с использованием методики А.А. Предовского [22]. С учетом того, что она, как, впрочем, и иные разработанные для этих целей методы других авторов, в ряде случаев не дает однозначного ответа на вопрос о первичной природе пород (речь идет о метаморфитах кислого состава), эта задача решалась в двух вариантах. Все породы, точки состава которых попали на реконструкционных диаграммах в поля перекрытия осадочных и магматических образований, были отнесены в одном из вариантов сопоставлений к первой, а в другом – ко второй из этих групп. Далее сравнивались закономерности, выявляющиеся при разных вариантах реконструкций. Авторы исходили из того, что все промежуточные решения будут находиться внутри этих крайних решений. Окончательный вывод о характере распространенности делался в случае совпадения закономерностей, выявленных для обоих вариантов.

Для реконструкции раннедокембрийских геодинамических режимов был разработан метод эффективней в сравнении с использованными авторами ранее [12, 16], описывающий вышеупомянутую нелинейность. Он заключается в следующем, вместо 10 петрогенных элементов (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O) используем 8 параметров химического состава, преобразуя параметры (FeO, Fe₂O₃, MnO) в новый параметр Σ FeO. Смещение объектов докембрия относительно эталонов фанерозоя в 8-мерном признаковом пространстве (объекты докембрия и эталоны фанерозоя представленые множествами фигуративных точек) мы описываем при помощи поверхности 2-го порядка, разделяющей объекты докембрия и фанерозоя. При этом критерием того, что эта поверхность является разделяющей, служит статистическая значимость отличия между множествами фигуративных точек каждого объекта с множествами проекций этих точек на вышеуказанную поверхность, а множества фигуративных точек объектов докембрия и фанерозоя расположены по разные стороны этой поверхности. Мы используем оптимальную разделяющую поверхность, для которой минимальная близость всей совокупности объектов к поверхности – максимальна.

При распознавании геодинамической обстановки в которой формировался изучаемый объект докембрия мы должны работать с совокупностями фигуративных точек для объектов докембрия и эталонов фанерозоя расположенных на построенной разделяющей поверхности. Последние позволяет использование различных мер близости для проекций фигуративных точек химических составов объектов докембрия и фанерозоя, а также оценки достоверности полученных результатов с использованием статистических критериев. Ввиду того, что распределение фигуративных точек объектов не соответствует ни одному из известных классических, мы использовали непараметрические критерии. В данном случае - критерий Пури-Сена-Тамуры, который устойчив относительно нарушение нормальности (и даже унимодальности) распределения изучаемых случайных величин, а также относительно наличия в сопоставляемых выборках аномальных наблюдений. Как было уже упомянуто, мер близости существует множество. Выбор одной из них затруднителен ввиду отсутствия научно обоснованных аргументов в чью или иную пользу. Поэтому мы использовали следующий прием. Проводим реконструкцию режима формирования исследуемого докембрийского объекта с использованием различных мер близости и сравниваем результаты. Совпадение решений для большинства использованных мер близости следует считать достоверным решением.

Необходимо также отметить, что, как показывает опыт проведения подобных работ, при реконструкции геодинамических условий формирования протолитов древнейших образований, получаемые результаты, как правило, неоднозначны. В связи с этим более корректным представляется использование информации о близости к тем или режимам в виде тенденций изменения этих характеристик во времени.

Результаты и обсуждение

В силу отмеченных в предыдущем разделе причин отнести геодинамическую обстановку формирования протолитов любого из исследованных комплексов к какому-либо одному конкретному типу не представляется возможным. В связи с этим наиболее корректным авторы посчитали описание тех или иных тенденций эволюции этих обстановок в рамках обозначенной выше последовательности. Результаты реконструкции обстановок формирования протолитов архейских комплексов Кольского региона, приведенные в таблице 1 демонстрируют отчетливо проявленную тенденцию смены режимов, по петрогеохимичесим характеристикам наиболее сходных с траппами, более близкими континентальным рифтам. На завершающем этапе формирования архейских комплексов наиболее отчетливо проявляется подобие с юными дугами. Данная ситуация представляется возможной, поскольку подобная геодинамическая эволюция в пределах одного региона, характеризующаяся разным соотношением плюмового и субдукционного магматизма, известна для более молодых комплексов центральной и восточной Арктики [8].

n/n	Структуры	TRAP	KR	JD	RD	SD	COX
1	Лоттинский домен	<u>2.667*</u>	<u>3.198</u>	<u>3.042</u>	3.864	3.430	4.002
2	Кейвский домен	<u>3.611</u>	<u>4.021</u>	<u>4.075</u>	4.174	4.022	5.014
3	Беломорский подвижный пояс	<u>2.549</u>	<u>2.270</u>	<u>2.349</u>	2.833	3.050	2.775
4	Кольско-Норвежский домен	<u>2.448</u>	<u>2.278</u>	<u>2.308</u>	2.791	3.265	2.781
5	Мурманский домен	<u>2.549</u>	<u>2.361</u>	<u>2.371</u>	3.074	3.145	3.144
6	Титовско-Колмозерский пояс	3.555	<u>3.284</u>	<u>3.170</u>	3.855	4.045	<u>3.275</u>
7	Лапландско-Колвицкий пояс	2.535	<u>2.135</u>	<u>2.117</u>	2.675	2.982	<u>2.435</u>

Таблица 1. Результаты реконструкции обстановок формирования некоторых комплексов докембрия.

*«расстояния» докембрийских выборок до соответствующих эталонных (фанерозойских) групп, условно названные «коэффициентом близости». Чем меньше значения приведенных коэффициентов (жирным выделено), тем ближе сравниваемые объекты. Подчёркнутые цифры – значения минимального отличия, если они незначимо отличаются от ближайшего по величине значения, при выбранном уровне значимости α = 0.05. Жирным выделено значение минимального отличия. TRAP – траппы, KR – континентальные рифты, JD, RD, SD– юные, развитые и зрелые дуги соответственно, COX – срединно-океанические хребты.

При описании возможного направления развития древнейших комплексов Кольского региона сначала следует оговориться, что фундамент древнейших супракрустальных образований региона, по нашей схеме кейвских метавулканитов, нам неизвестен. Реконструкция геодинамических режимов формирования раннедокембрийских комплексов Кольского региона по составу основных пород низов разреза Кейвской структуры, показывает, что они были наиболее сходными с базальтами трапповых формаций (табл. 1). Таким образом, можно полагать на ранних этапах становления супракрустальных комплексов Кольского региона развитие рассеянного рифтогенеза в пределах древнейшей коры, имеющей, как минимум, черты континентальной. Возможно, реликты этой коры обнаружены в ядрах цирконов в ходе исследований последних десятилетий [2, 20, 24]. В пределах Кейвского домена прослеживается более сложная, в сравнении с другими доменами региона, многостадийная история становления континентальной коры, что отмечалось нами ранее на основе анализа региональных геолого-геофизических данных [14]. С трапповыми формациями наиболее сходны и метабазиты Лоттинского домена.

Полученные данные, с учетом информации о формирования наиболее древнего ядра Кольского протоконтинента на северо-востоке региона и его наращивании далее в западном и юго-западном направлении, позволяют предложить следующую модель развития породных ассоциаций Кольского региона, наиболее согласованную со сведениями о вещественном составе метаморфитов. Подчеркнем, что она базируется как на новых данных, так и на материалах предыдущих исследований [13-15]. Началом формирования Кольской ГГО можно считать образование ее ядра, сложенного основными породами низов разреза Кейвского домена, следы вещества которого сохранились в виде основных пород патчервтундровской и лебяжинской свит. Это ядро наращивался в южном и юго-западном направлении образованиями, сформировавшими пояс (зону внутрикратонной активизации), сложенный супракрустальными породами Лоттинского, Чапомского, Терского и частично Умбинского доменов.

В западном направлении на следующем этапе шло формирование комплексов Кольско-Норвежского домена. В ходе последующего объединения Кольской ГЗО и Карельской ГГО в единую Карело-Кольскую архейскую литосферную плиту происходило формирование супракрустальных комплексов Беломорского домена. Первично вулканогенные образования Мурманского домена, возможно, формировались не на первом этапе, а синхронно по времени с породными ассоциациями Беломорского домена. С учетом своеобразия состава пород Мурманского домена нельзя исключать того, что до ребольского этапа складчатости он развивался отдельно от остальной территории региона и был присоединен к другим доменам лишь на ранних его этапах. В неоархее все окружающие Кейвскую структуру домены были надвинуты на нее. При этом главной областью сноса для осадков Кейвской структуры являлись, по всей видимости, породные ассоциации Кольско-Норвежского домена, что и определило максимальное сходства состава слагающих их породных ассоциаций. Таким образом, Кейвы в неоархее представляли собой срединный массив. Принадлежность Кейвского домена к структурам такого типа, с которыми в фанерозое часто связаны месторождения углеводородов, позволяет лучше понять причины появления в кристаллических сланцах Кейв «метанового» графита [3, 4].

Далее, при взаимодействии Беломорского домена с доменами, расположенными к северовостоку от него шло формирование Лапландского протоостроводужного пояса, а при взаимодействии Кольско-Норвежского и Мурманского доменов - Титовско-Колмозерской шовной зоны, имеющей черты как островодужных, так и рифтогенных образований [5, 6]. Эти черты проявились и в составе метабазитов – в Лапландском поясе они в большей степени сходны с вулканитами юных дуг, в то время как в Титовско-Колмозерской шовной зон наблюдается сдвиг в направлении вулканитов СОХ (табл.1, рис. 4).

Заключение

Выявленные тенденции изменения геодинамических режимов хорошо укладываются в общую схему последовательности формирования архейских комплексов, предложенную ранее, повышая степень ее достоверности.

Авторы подчеркивают предварительный характер предложенной схемы развития региона, которая нуждается в дальнейшем уточнении и согласовании со всем комплексом имеющейся по региону информации.

Работа выполнена в Геологическом институте Кольского научного центра РАН по государственному заказу №0231-2015-0007.

- Балаганский В.В. Тектоностратиграфический террейн-анализ как основа для тектонического районирования // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т.1. Геология, геохронология, геодинамика. Изд. КНЦ РАН. Апатиты. 2002. С. 44-56.
- Бриджуотер Д., Скотт Д., Балаганский В.В. и др. // Природа раннедокембрийских метаосадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd изотопным данным по породам в целом ДАН. 1999. Т. 366. N. 5. С. 664-668.
- 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 большие Кейвы Балтийского щита: изотопный состав углерода графитов //ДАН. 2011. Т. 438. № 3. С. 379-382.
- 4. Ветошкина О.С., Голубева И.И. «Метановый» графит в позднеархейских кристаллических сланцах (Кольский полуостров) // Вестник ИГ Коми НЦ СОРАН. № 4. 2012. С. 14-17.
- 5. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита) Л.: Наука, 1989. 143 с.
- 6. Гавриленко Б.В., Никитин И.В., Зозуля Д.Р. Кудряшов Н. М., Петровский М. Н., Корсакова О. П., Галкин Н.Н. Геология, тектоника, возраст и металлогения архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья, Кольский регион // Вест. МГТУ. 2002. Т. 5. 1. С. 43-60.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: в 2 т. + комплект цветных приложений. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2010. Т. 1. 408 с. +48 цв.вкл., Т. 2. 400 с. + 32 цв. вкл. (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ).
- 8. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойскокайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции центральной и восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126-1144.
- Козлов Н.Е. Вещественный состав метаморфических комплексов высокобарных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере Лапландских гранулитов). Автореф. докторск. дисс., С-Пб. ИГГД. 1995. 36 с.

- Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Иванов А.А. Черты петрогеохимических различий основных пород энсиалических и энсиматических комплексов (сравнительный анализ фанерозоя и докембрия) // Геохимия, № 6. 1999. С. 582-588.
- 11. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Предовский А.А. Петрогеохимическая реконструкция природы метаморфических пород и геодинамических обстановок формирования их протолитов (новые подходы и ограничения) // Геология и геофизика. 1999. № 8. Т. 40. С. 1236-1244.
- 12. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Сорохтин Н.О. Реконструкция обстановок формирования протолитов раннедокембрийских комплексов (новые подходы) // Вест. КНЦ РАН, 2013. № 2. С. 9-14.
- 13. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Сорохтин Н.О., Марчук Т.С. Эволюция вещественного состава метабазитов раннего докембрия Кольского региона. Вест. МГТУ. Т. 17. № 2. 2014. С. 304-313.
- 14. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. Спб.: Наука, 2006. 329 с.
- 15. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Мартынов Е.В. Эволюция вещественного состава супракрустальных комплексов архея Кольского региона // Вест. Коми НЦ СО РАН. № 1. 2015. С. 7-11.
- 16. Мартынов Е.В. Реконструкция обстановок формирования протолитов метаморфических комплексов докембрия на основе статистического моделирования их характеристик по петрогеохимическим данным. Автореф. дисс. к.г.-м.н. СПб.: ИГГД, 1997. 21 с.
- Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: полеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры // Тр. ГИН РАН. Вып. 503. М.: Научный мир. 1996. 287 с.
- Митрофанов Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов. // Литосфера. 2001. № 1. С. 5-14.
- 19. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Геохронология пород и процессов в архейских доменах Кольской провинции Балтийского щита // Минералогічний журнал. 2004. № 3. Т. 26. С. 33-39.
- Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Антонов А.В., Сергеев С.А., Шулешко И.К. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82-86.
- 21. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Апатиты. Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
- 22. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.
- Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И., Федотов Ж.А., Басалаев А.А., Козлов Н.Е., Иванов А.А., Жангуров А.А., Скуфьин П.К., Любцов В.В. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние. 1987. 185 с.
- Bayanova T.B., Kunakkuzin E.L., Serov P.A., Fedotov D.A., Borisenko E.S., Elizarov D.V. and Larionov A.V. Precise U-Pb (ID-TIMS) and SHRIMP-II ages on single zircon and Nd-Sr signatures from Achaean TTG and high aluminum gneisses on the Fennoscandian Shield / 32nd Nordic Geological Winter Meeting, Helsinki, Finland, 13-15 January 2016. Abs. Spec. P. 172.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ДВИЖЕНИЙ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ БЛОКОВ НА ПОБЕРЕЖЬЕ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ

Колька В.В., Корсакова О.П., Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Вашков А.А. Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, kolka@geoksc.apatity.ru

Современная тектоника побережья Кандалакшского залива Белого моря связана, во-первых, с гляциоизостатическим поднятием земной коры, вызванным экзогенными факторами, во-вторых, с блоковыми перемещениями по разломам, которые спровоцированы эндогенной активностью Онежско-Кандалакшского рифта, в-третьих, с унаследованным от докембрия общим поднятием Фенноскандинавского кристаллического щита.

Северо-восточное побережье залива (Кандалакшский берег) в основном приурочено к Кандалакшско-Колвицкому массиву Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса, а юго-западное (Карельский берег) – к Беломорскому поясу. Обе отмеченные структуры входят в Лапландско-Беломорский гранулито-гнейсовый подвижный пояс палеопротерозойской консолидации, вдоль оси которого в среднем-позднем рифее образовался Онежско-Кандалакшский палеорифт. В структурном плане к нему тяготеет акватория залива. В соответствии с классической схемой сегментации континентальных рифтов [5] он представлен здесь двумя современными полуграбенами с переменной полярностью. При этом Колвицкий асимметричный грабен (полуграбен) характеризуется северо-восточным крутым бортом с видимой амплитудой сброса более 50 м и правосторонним смещением блоков кристаллических фундамента вдоль разломов северо-западного и субмеридионального простирания. Есть мнение, что Колвицкий грабен сформировался в поздне-послеледниковое время [1], хотя конкретные свидетельства этому пока не приводятся. Кандалакшский асимметрич-



Рис.1. Схема проведения линеаментного анализа.



Рис. 2. Схема линеаментов, разделяющих морфотектонические блоки на побережье Кандалакшского залива и прилегающей территории.

Условные знаки: 1 – границы блоков по результатам линеаментного анализа, 2 – границы блоков подтвержденные геологическими данными, 3 – изученные озерные котловины, 4 – береговая линия. Цифрами обозначены блоки, исследованные в районе пос. Чупа: 1 – Тэдинский; 2 – Верхне-Пуломский; 3 – Чупинский 4 – Лоухский.

ный грабен (полуграбен), наследующий древнюю рифейскую впадину и соответствующий наиболее глубоководной части Белого моря, имеет приподнятое юго-западное крыло с амплитудой сброса более 200 м. Косая перемычка между этими двумя сегментами, т.е. зона переноса напряжений растяжения с одного отрезка рифта на другой, соотносится с грядой архипелага Средние Луды. Пологий северо-восточный борт Кандалакшского полуграбена осложнен сбросами и взбросо-надвигами, главный из которых представлен Оленицким валом [1].

В работах, посвященных позднеплейстоцен-голоценовой тектонике беломорского побережья, часто встречаются упоминания о «дифференцированных движениях морфотектонических блоков», которые подразумевают под собой вертикальное перемещение морфотектонических блоков, ограниченных тектоническими разломами. Эти блоки могут быть как планетарного размера, например, весь Кольский полуостров [4], так и размером в несколько квадратных километра [2]. Окончательно также не определено, что значит «дифференцированные» движения блоков. Это могут быть и движения разных блоков в разных направлениях, и однонаправленное поднятие блоков, но с разными скоростями. Пока что нет ответа и на вопрос о скоростях этих движений. Задача этой работы состояла в том, чтобы попытаться ответить на некоторые из этих вопросов. Для этого был выбран район на карельском побережье Кандалакшского залива Белого моря в районе пос. Чупа, который находится на границе Кандалакшского и Колвицкого полуграбенов (рис. 1).

Методика проведенных исследований

Для определения наличия или отсутствия дифференцированных вертикальных движений соседних блоков авторами был проведен линеаментный анализ территории (рис. 1) и выделены блоки земной коры в вершине Кандалакшского залива (рис. 2). В районе пос. Чупа в пределах нескольких выделенных блоков были выбраны озерные депрессии с одинаковыми высотными отметками порогов стока из них (рис. 2).

Далее применялся метод изолированных бассейнов [3]. В каждом озере отбирался керн донных осадков. Непосредственно в поле выделялись различные фации литологической последовательности (морские, переходные, озерные). Фациальная принадлежность к различным условиям седиментации уточнялась диатомовым анализом. Из переходных интервалов отбирались пробы для радиоутлеродного датирования. Полученные датировки из озер с одинаковыми высотными отметками, расположенных в разных блоках, сравнивались для того, чтобы для каждой котловины установить время смены морской седиментации на озерную. Если в разных блоках время смены условий седиментации примерно одинаковое, то вертикальные движения по блокам отсутствуют, и в регионе имеет место гляциоизостатическое куполообразное воздымание территории, ранее покрывавшейся ледником. Если же будут получены значительные возрастные различия для смены условий седиментации, то можно говорить о дифференцированных вертикальных движениях блоков.

Полученные результаты

Здесь приводятся предварительные результаты. В Лоухском блоке (рис. 1, 3) было изучено озеро с отметками порога стока 80 м н.у.м. Озеро с таким же отметками изучено и в Чупинском блоке. Установлено, что в озерной депрессии в Чупинском блоке смена морских условий седиментации на озерные произошла примерно на 1500 календарных лет раньше, чем в Лоухском блоке. В озерах с высотными отметками 69 м н.у.м. из Верхне-Пуломского блока и Чупинского блока (рис. 1) такая разница составила примерно 2500 календарных лет (кал. лет).

В озерах, расположенных на более низких отметках (52,0, 40,0, 33,0 м н.у.м.), в исследованных блоках разница составляла примерно 500 календарных лет.

Установлено, что скорость поднятия блоков в разные временные интервалы изменялась по-разному (рис. 4). В Чупинском блоке максимальная скорость перемещения его поверхности (~10 см/год) отмечена во временном интервала 11.1-11.4 тыс. кал. лет. Во временном интервале 9.9-10.2 тыс. кал. лет она резко уменьшается до 1 см/год, а в середине голоцена падает незначительно. Здесь установлена и самая высокую скорость перемещения для всех изученных блоков во временном интервала 11.1-11.4 тыс. кал. лет.

Верхне-Пуломский блок демонстрирует уменьшение скорости перемещения от позднеледниковья до раннего голоцена и последующее ее увеличение в середине голоцена (рис. 4). Этот блок



Рис. 3. Графическая корреляция полученных данных.



Рис. 4. Скорость поднятия блоков в различные периоды голоцена.

среди трех изученных блоков перемещался с наибольшей скоростью в среднем голоцене (временной интервал 6.3-6.6 тыс. кал. лет).

Тединский блок наибольшие скорости перемещения (до 8 см/год) демонстрировал в раннем голоцене (9.9-10.2 тыс. кал. лет), а в позднеледниковое время они были значительно ниже (~5 см/год) (рис. 4). В позднем голоцене (6.3-6.6 тыс. кал. лет) в этом блоке скорости перемещения снизились значительно – до 0.5 см/год. С наибольшей скоростью относительно других блоков Тединский блок перемещался в раннем голоцене 9.9-10.2 тыс. кал. лет.

Лоухский блок в позднеледниковье и в раннем голоцене перемещался примерно с одинаковой скоростью – 5 см/год. Данных о перемещении его в другое время пока не получено.

Исходя из полученных результатов, можно сделать вывод о проявлении дифференцированных вертикальных движениях на побережье Кандалакшского залива и количественно оценить скорости этих перемещений. Для исследованного района такие результаты получены впервые.

Работа выполнялась при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00311-а и в рамках темы НИР № 0231-2015-0010.

- 1. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехин Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:15000000). М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
- 2. Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики. Автореферат дис. ... канд. географ. наук. СПб., 2015. 26 с.
- 3. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе Чупа (северная Карелия) // Вестник МГТУ, 2015. Т. 18. № 2. С. 255-268.
- 4. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 160с.
- 5. Bosworth W. Geometry of propagation continental rifts // Nature, 1985. V. 316. № 5. P. 625-627.

МИНЕРАЛЫ Ү-L^N В КОЛЧЕДАННЫХ РУДАХ ПРОЯВЛЕНИЯ БРАГИНО, ЮЖНАЯ ПЕЧЕНГА, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

Компанченко А.А., Волошин А.В., Базай А.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, komp-alena@yandex.ru

Южно-Печенгская структурная зона (ЮПСЗ) является частью нижнепротерозойской рифтогенной структуры Печенга-Имандра-Варзуга, в северо-западной части Кольского региона. Колчеданные руды развиты на участке Брагино, который расположен в осевой части на юго-восточном блоке ЮПСЗ. Центральная его часть представлена метапикробазальтами меннельской толщи. На северном и южном флангах участка развиты вулканогенно-осадочные образования брагинской свиты. В вулканитах, преимущественно за пределами участка, закартированы малые тела диоритов, гранит-порфиров, лампрофиров, сиенитов комплексов брагинских малых тел. По вулканогенноосадочным толщам широко развиты метасоматические образования – кварциты, березиты, листвениты, основные метасоматиты, альбититы [1].

Массивные руды, наиболее распространенные на участке, разделены на три типа в зависимости от содержания сульфидов и вещественного состава. Массивные пирротиновые руды I типа выделены в центральной части рудного тела, состоят на 90-95% из сульфидов, 90% из которых приходится на пирротин, остальные – марказит и пирит, халькопирит, молибденит, отсутствует сфалерит. Массивные пирротиновые руды II типа – наиболее распространены на всем участке. Они состоят на 80-85% из сульфидов, из которых 60% приходится на пирротин, по 15% на халькопирит и сфалерит, остальные - марказит, пирит, молибденит, галенит и др. В пирротиновых рудах II типа обнаружены «гнезда», размером 1×1 м, на 85% сложенные крупнокристаллическим пиритом с нерудными минералами в интерстициях – третий тип руд – массивные пиритовые. Границы перехода от пирротиновых руд II типа к пиритовым рудам резкие.

В колчеданных рудах участка Брагино, в пирротиновых рудах II типа и пиритовых рудах, были обнаружены реликты некой гидротермальной системы. Она представляет собой будинированные жилки кварц-альбитового состава, в которых локализуются многочисленные представители Cr-Sc-V минерализации (тиванит, ноланит, кульсонит, мусковит-роскоэлит, тортвейтит и др.).

Изучение минералов колчеданных руд проводилось на оптическом микроскопе Axioplan в отраженном поляризованном свете с блоком видиорегистрации. Исследование морфологии, фазовой и внутрифазовой неоднородности минералов проводились при помощи сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) LEO-1450 с оценкой состава минеральных фаз посредством энергодисперсионного спектрометра (ЭДС) Bkuker XFlash 5010 (ГИ КНЦ РАН). Так же исследования химического состава и неоднородности проводились на СЭМ Hitachi S-3400N с ЭДС Oxford X-Max 20 (ресурсный центр (РЦ) СПбГУ «Геомодель», Санкт-Петербург). Химический анализ однородных зёрен минералов размером более 20 мкм выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46 в Геологическом институте КНЦ РАН.

Среди минералов Y-Ln ассоциации выявлены представители разных классов: оксиды, фосфаты и силикаты.

Оксиды Ү-Lп

Среди минералов группы кричтонита в колчеданных рудах Брагино установлены *давидит*-(*La*) $La(Y,U)Fe_2(Ti,Fe,Cr,V)_{18}(O,OH,F)_{38}$ и *давидит*-(*Ce*) $Ce(Y,U)Fe_2(Ti,Fe,Cr,V)_{18}(O,OH,F)_{38}$ [3]. Эти минерады крайне редко образуют индивидуализированные зерна, чаще они находятся в срастании с кричтонитом и сенаитом, иногда в виде мелких выделений сложной конфигурации в кричтонитовом агрегате. Доминирующим катионом обычно выступает La, реже – Ce, следовательно, давидит-(La) более распространен.

Фосфаты Y-Ln

Ксенотим-(Y), Y(PO₄) встречается в виде ксеноморфных выделений, корродированных кристаллов и насыщенных включениями агрегатов (рис. 1 а, б) в разных типах руд. Ксенотим обладает не только фазовой, но и внутрифазовой неоднородностью, обусловленной неравномерным распределением других редкоземельных элементов. На BSE-снимках светлые участки в кристаллах соответствуют зонам с повышенным содержанием Gd, Dy, Er, Yb, Sm (в сумме до 24 мас. %) и соответствуют формуле $(Y_{0.75}Gd_{0.08}Dy_{0.08}Er_{0.04}Sm_{0.03}Yb_{0.03})\Sigma_{1.01}(PO_4)$. Более темные участки характеризуются меньшим содержанием этих элементов и отвечают формуле $(Y_{0.81}Gd_{0.07}Dy_{0.07}Er_{0.03}Yb_{0.02}Sm_{0.01})$ $\Sigma_{1.01}(PO_4)$.

Наиболее распространенными представителями данного класса являются минералы *группы монацита*, а именно *монацит-(Ce)* $Ce(PO_4)$ и *монацит-(Nd)* $Nd(PO_4)$. Они встречаются во всех типах руд, в разных ассоциациях. Одной из наиболее часто встречаемых является ассоциация монацита с ванадийсодержащим мусковитом в альбите, в реликтах кварц-альбитовых жил (рис. 1 в, г; рис. 2 а-г). Могут присутствовать сидерит, шамозит, минералы группы эпидота, кричтонита, Ti-V оксиды, тортвейтит.

В химическом составе обычно доминирующим катионом является Се или Nd, La на третьем месте, что хорошо отражает тройная диаграмма видового разнообразия минералов группы монацита и эволюции их состава (рис. 1 д). Часто встречаются индивиды, в которых содержания этих элементов практически равны. Постоянно в качестве примеси, кроме других REE (Sm, Pr, Gd), присутствуют железо (до 2 мас. % Fe_2O_3) и торий (до 3 мас. % ThO_2). В целом, формулы монацита-(Ce) и монацита-(Nd) соответственно выглядят следующим образом:

$$(Ce_{0.40} Nd_{0.24} La_{0.19} Fe_{0.06} Pr_{0.05} Sm_{0.05} Gd_{0.02} Th_{0.02})_{\Sigma 1.04} P_{0.97} O_4 \\ (Nd_{0.42} Ce_{0.22} Sm_{0.10} La_{0.09} Pr_{0.08} Fe_{0.05} Gd_{0.04} Dy_{0.04} Th_{0.02})_{\Sigma 1.06} P_{0.96} O_4$$

Монациты не проявляют заметную фазовую или внутрифазовую неоднородность. Монацит в ассоциации с другими Y-REE минералами довольно часто встречается в колчеданных рудах Кольского региона, в том числе в Панареченской структуре [2].



Рис. 1. Морфология и ассоциация фосфатов REE в колчеданных рудах Брагино.

а – фазовая и внутрифазовая неоднородность в ксенотиме (Xn); б – пойкилитовый агрегат ксенотима с многочисленными включениями сульфидов и нерудных минералов; в, г – ванадийсодержащий мусковит (Msc), насыщенный мелкими включениями монацита (Mnz) и более крупное отдельное выделение монацита. BSE снимки. д – тройная диаграмма видового разнообразия минералов группы монацита. Ру – пирит; Ро – пирротин; Сrn – минерал группы кричтонита; Sid – сидерит; Ab – альбит.

Силикаты Y-Ln

В колчеданных рудах участка Брагино, в пиритовых рудах внутри кристаллов пирита установлены обособления, содержащие в себе ассоциацию ванадийсодержащих силикатов: алланита, мусковита и хлорита, а также монацита-(Nd) и монацита-(Ce) (рис. 2 а-г).



Рис. 2. а-г – ванадийсодержащие REE-минералы группы эпидота (подгруппы алланита, Aln) в колчеданных рудах участка Брагино в ассоциации с ванадийсодержащим мусковитом (Msc), роскоэлитом (Rsc), монацитом (Mnz) и альбитом (Ab) в пиритовых рудах (Py); BSE снимки; д – тройная диаграмма видового разнообразия минералов подгруппы алланита из разных месторождений.

	A2	M1	M2	M3
1	$(Ce_{0.23}La_{0.19}Nd_{0.15})_{\Sigma 0.57}$	$(V_{0.67}Al_{0.31}Cr_{0.02})_{\Sigma 1.00}$	Al _{1.00}	$(\mathbf{Fe}_{0.38}\mathrm{Al}_{0.24}\mathrm{Mg}_{0.14})_{\Sigma 0.76}$
2	$(\mathbf{Nd}_{0.31}Ce_{0.19}La_{0.06}Sm_{0.09})_{\Sigma 0.65}$	$(V_{1.00} Cr_{0.14} Sc_{0.02})_{\Sigma 1.16}$	Al _{1.00}	$(\mathbf{Fe}_{0.66} \mathrm{Al}_{0.27} \mathrm{Mg}_{0.08})_{\Sigma 1.01}$
3	$(\mathbf{Nd}_{0.33}\mathbf{Ce}_{0.23}\mathbf{Sm}_{0.08}\mathbf{La}_{0.07}\mathbf{Pr}_{0.07})_{\Sigma 0.78}$	$(V_{0.86} Al_{0.08} Cr_{0.06})_{\Sigma 1.00}$	Al _{1.00}	$(\mathbf{Fe}_{0.68}\mathbf{Al}_{0.17}\mathbf{Mg}_{0.15})_{\Sigma 1.00}$
4	$(Ce_{0.35} La_{0.27} Nd_{0.21})_{\Sigma 0.83}$	$(V_{1.01}Cr_{0.04})_{\Sigma 1.05}$	Al _{0.98}	Fe _{1.04}

Таблица. Распределение катионов в минералах подгруппы алланита из колчеданного проявления Брагино.

Примечание. Жирным выделены доминантные катионы в соответствующей позиции. Распределение произведено в соответствии с предположением, что наши минералы могут быть аналогами ванадоалланита-(La) $(CaLa)(V^{3+}AlFe^{2+})(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$.

Предполагаемые формулы минералов:

1. $Ca_{1.65}(Ce_{0.23}La_{0.19}Nd_{0.15})_{\Sigma_{0.57}}(V_{0.67}Al_{0.31}Cr_{0.02})_{\Sigma_{1.00}}Al_{1.00}(Fe_{0.38}Al_{0.24}Mg_{0.14})_{\Sigma_{0.76}}(Si_{2}O_{7})(SiO_{4})O(OH)$

2.
$$(Ca_{1.08}Mn_{0.07})_{\Sigma 1.15}(Nd_{0.31}Ce_{0.19}La_{0.06}Sm_{0.09})_{\Sigma 0.65}(V_{1.00}Cr_{0.14}Sc_{0.02})_{\Sigma 1.16}Al_{1.00}(Fe_{0.66}Al_{0.27}Mg_{0.08})_{\Sigma 1.01}(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$$

$$3. (Ca_{1.17}Mn_{0.06})_{\Sigma 1.23} (Nd_{0.33}Ce_{0.23} Sm_{0.08}La_{0.07}Pr_{0.07})_{\Sigma 0.78} (V_{0.86} Al_{0.08}Cr_{0.06})_{\Sigma 1.00} Al_{1.00} (Fe_{0.68}Al_{0.17}Mg_{0.15})_{\Sigma 1.00} (Si_2O_7) (SiO_4)O(OH)$$

4. $(Ca_{1.07}Mn_{0.03})_{\Sigma^{1.10}}(Ce_{0.35}La_{0.27}Nd_{0.21})_{\Sigma^{0.83}}(V_{1.01}\tilde{Cr}_{0.04})_{\Sigma^{1.05}}Al_{0.98}Fe_{1.04}(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$

Химический состав минералов довольно переменчив. Содержание V_2O_3 колеблется в пределах от 8.58-13.74 мас. %, редко в качестве примеси отмечается скандий. Согласно расчету кристаллохимических формул (табл.), как и в ванадоалланите-(La), V^{3+} в наших минералах может являться доминирующим в позиции M1, A1 - в M2, а Fe²⁺ - в M3. Распределение катионов по позициям A2, M1, M2, M3 в формулах минералов дано в табл. Минералы могут быть аналогами ванадоалланита-(La), с доминирующими Се или Nd в структурной позиции A2 – ванадоалланит-(Ce) и ванадоалланит-(Nd). Как видно из тройной диаграммы распределения катионов в позиции A2 (рис. 2), в химическом составе алланита из Брагино наблюдается тренд от Ce к Nd, тогда как в большинстве других подоб-

ных минералах существенную роль играет La. Подобный тренд находит свое отражение и в химическом составе монацита – доминирующими чаще всего являются Ce или Nd, a La на третьем месте.

В качестве примеси Y и ряд REE (Sm, Nd, Gd, Dy, Er, Yb) установлены так же в *тортвейтиme* $Sc_2Si_2O_7$. Наибольших концентраций достигают Y (до 6 мас. % Y₂O₃), Yb (до 3.5 мас. % Yb₂O₃), содержания остальных не превышают 1 мас. %.

Присутствие Y-REE минералов и их приуроченность к реликтам кварц-альбитовых жил могут указывать на гидротермальное происхождение подобных образований. Так же прослеживается явная генетическая и пространственная связь данного типа минерализации с Cr-Sc-V типом, ранее установленным в колчеданных рудах Кольского региона [3].

Работа выполнена в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН (тема НИР № 0231-2015-0001) при частичной поддержке программы Президиума РАН № 19.

- 1. Ахмедов А.М., Вороняева Л.В., Павлов В.А. и др. Золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны (Кольский полуостров): типы проявлений и перспективы выявления промышленных содержаний золота // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 143-165.
- Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э. Ү-REE минералы и минералы группы циркона из рудных зон Панареченской вулкано-тектонической структуры // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Тр. Всероссийской (с международным участием) научной конф., посвящённой 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты. 2010. С. 11-13.
- 3. Карпов С.М., Волошин А.В., Компанченко А.А., Савченко Е.Э., Базай А.В. Минералы группы кричтонита в колчеданных рудах и рудных метасоматитах протерозойских структур Кольского региона // Записки РМО. 2016. № 5. С. 39-56.
- 4. Canet C., Alfonso P., Melgarejo J-C., Jorge S. V-rich minerals in contact-metamorphosed Silurian sedex deposit in the Poblet area, Southwestern Catalonia, Spain // The Canadian Mineralogist. 2003. V. 41. P. 561-579.
- 5. Nagashima M., Nishio-Hamane D., Tomita N., Minakawa T., Inaba S. Vanadoallanite-(La): a new epidotesupergroup mineral from Ise, Mie Prefecture, Japan // Mineralogical Magazine. 2013. V. 77(6). P. 2739-2752.
- 6. Pan Y., Fleet M.E. Vanadian allanite-(La) and vanadian allanite-(Ce) from the Hemlo gold deposit, Ontario, Canada // Mineralogical Magazine. 1991. N. 55. P. 497-507.

ВИДОВОЕ РАЗНООБРАЗИЕ МИНЕРАЛОВ СУПЕРГРУППЫ ПИРОХЛОРА В КОВДОРСКОМ ФОСКОРИТ-КАРБОНАТИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ

Коноплева Н.Г.¹, Яковенчук В.Н.², Калашников А.О.², Пахомовский Я.А.², Базай А.В.², Паникоровский Т.Л.¹, Михайлова Ю.А.²

¹ Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, Апатиты, konoplyova55@mail.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Общая формула минералов супергруппы пирохлора – $A_{2-m} B_2 X_{6-w} Y_{1-n}$ Их номенклатура [5] основана на соотношении ионов в позициях A, B и Y. Позицию B занимают Ta, Nb, Ti, Sb⁵⁺, W, a также V^{5+} , Sn⁴⁺, Zr, Hf, Fe³⁺, Mg, Al и Si. Исходя из пропорции доминирующих атомов в позиции **B** в супергруппе пирохлора выделяют группы: *пирохлора* ($M^{5+} > M^{4+}$ и $M^{5+} > M^{6+}$ при доминировании Nb среди катионов M^{5+}), *микролита* ($M^{5+} > M^{4+}$ и $M^{5+} > M^{6+}$ при доминировании **Та** среди катионов M^{5+}), *ромеита* ($M^{5+} > M^{4+}$ и $M^{5+} > M^{6+}$ при доминировании Sb среди катионов M^{5+}), *бетафита* (M^{4+} $> M^{5+}$ и $M^{4+} > M^{6+}$ при доминировании **Ті** среди катионов M^{4+}) и эльсмореита ($M^{6+} > M^{4+}$ и $M^{6+} > M^{5+}$ при доминировании W среди катионов *М*⁶⁺). Дальнейшая классификация минеральных видов в каждой из перечисленных групп проводится по соотношению ионов в позициях А и У. Позиция У обычно занята анионами (OH⁻, F, O), но также может быть вакантной или занятой H,O и крупными одновалентными катионами (K, Cs, Rb). Доминирующий в позиции У компонент определяет первый префикс в названии минерального вида (ОН – гидрокси, F – фтор, О – окси, – кено, H,O – гидро). Позицию A могут занимать катионы Na, Ca, Pb²⁺, Sn²⁺, Sb³⁺, Y, U, Sr, Ba, Fe²⁺, Ag, Mn, Bi³⁺, REE, Sc, Th, H,O, или же она может быть частично вакантной. Доминирующий в позиции А компонент (с учетом валентных групп аналогично позиции В) определяет второй префикс в названии минерального вида (Са – кальцио, Na – натро, – кено, Pb – плюмбо, H₂O – гидро и т.д.). Для позиции X характерен О, но могут также присутствовать ОН и F.

Минералы супергруппы пирохлора являются обычными акцессорными минералами всех типов фоскоритов и карбонатитов Ковдорского массива [2-4, 6-8]. При проведении объёмного минералогического картирования магнетит-апатит-бадделеитового месторождения мы отобрали 540 образцов керна в интервале абсолютных отметок от -80 до -650 метров [8]. Изготовленные из этих



Рис. 1. Классификационная диаграмма минералов супергруппы пирохлора из пород фоскорит-карбонатитового комплекса Ковдорского массива.

образцов полированные шлифы были изучены при помощи электронного микроскопа LEO-1450 с энергодисперсионным микроанализатором Quantax 200 и волнодисперсионного микроанализатора «Cameca» MS-46. Полученные данные показали, что подавляющее большинство минералов супергруппы пирохлора представлено собственно пирохлорами, им соответствует около 92 % из 329 анализов. Микролитам и бетафитам соответствует примерно по 4 % анализов (рис. 1, табл. 1).

Минералы группы *пирохлора* встречены во всех типах пород фоскорит-карбонатитового комплекса (рис. 1, 2). Они представлены округлыми, удлинёнными и неправильной формы зёрнами, идиоморфными кубооктаэдрическими и усечёнными октаэдрическими кристаллами, пойкилитовыми и скелетными (мета)кристаллами, микропрожилками и выделениями по трещинкам, оторочками вокруг бадделеита и закономерными срастаниями с ним, частичными псевдоморфозами по бадделеиту и луешиту, реликтами в цирконолите (рис. 3). Из минералов этой группы в ковдорских фоскорит-карбонатитах и вмещающих их фоидолитах и диопсидитах встречены 8 минеральных видов: оксикальциопирохлор (ОСР), оксинатропирохлор (ОNР), гидроксикальциопирохлор (HCP), гидроксинатропирохлор (FNP) и фторкенопирохлор (FKP). Преобладают HCP, HNP и OCP.

Минералы группы *микролита* – фторкальциомикролит (FCM), гидроксикальцио-микролит (HCM) и гидроксикеномикролит (HKM) обнаружены в кальцит-магнетит-апатит-(форстеритовых) фоскоритах и жильных кальцитовых карбонатитах (рис. 2). Они представлены обогащёнными танталом зонами в кристаллах пирохлоров или каймами вокруг них, а также вокруг бадделеита; неправильными или округлыми выделениями в магнетите, в ламелях ильменита, в цирконолите или по краю его зёрен (рис. 3). Размер выделений микролитов не превышает 40 мкм.

Минералы группы *бетафита* – оксикальциобетафит (ОСВ) и его катион-дефицитный аналог встречены в фоскоритах и карбонатитах промежуточной и осевой зон рудного тела (рис. 2). Они представлены отдельными зёрнами неправильной, округлой и удлинённой формы, обогащёнными титаном зонами в кристаллах пирохлоров, зонами вокруг кристаллов бадделеита и срастаниями с цирконолитом (рис. 3). Размер выделений – до 85 мкм.



Рис. 2. Изменение содержаний Nb, Ta и Ti в минералах супергруппы пирохлора и местоположение пирохлоров, микролитов и бетафитов в фоскорит-карбонатитовом штоке Ковдора. Проекции на горизонт -100 м (вверху) и вертикальный разрез А-В (внизу).

Таблица 1. Химический состав минералов супергруппы пирохлора (мас. %) и соответствующи	le
формульные коэффициенты (<i>apfu</i>), рассчитанные на основе <i>B</i> =2, <i>X</i> =6 и <i>Y</i> =1.	

Минерал	OCP	ONP	НСР	HNP	НКР	FCP	FNP	FKP	HCM	HKM	FCM	OCB
F, мас.%	1.51	_	2.00	0.09	0.03	1.99	2.48	2.31	0.42	0.43	2.47	_
Na ₂ O	3.59	5.12	7.31	8.03	0.89	3.45	9.90	_	0.51	0.66	3.46	_
MgO	_	_	_	_	_	_	_	_	_	0.24	0.29	_
Al ₂ O ₃	0.21	_	_	_	_	0.11	_	_	0.19	-	_	_
SiO ₂	-	0.19	_	_	0.35	_	_	_	_	1.62	_	_
CaO	13.70	8.83	15.18	10.05	8.47	15.78	8.60	8.58	9.80	4.41	11.33	12.30
TiO ₂	3.50	6.71	1.92	3.83	8.32	0.90	5.66	4.36	1.03	5.00	1.00	16.07
MnO	-	_	_	_	_	_	_	_	_	0.35	_	_
Fe ₂ O ₃	2.09	1.16	0.83	_	1.70	0.32	_	1.62	0.50	2.23	7.01	4.60
ZrO ₂	-	1.32	0.73	_	1.29	_	_	_	_	1.09	7.68	_
Nb ₂ O ₅	42.34	31.49	60.82	56.72	32.21	53.79	57.11	43.72	17.95	19.34	11.26	21.24
BaO	_	_	_	_	_	_	_	_	_	7.12	_	_
La ₂ O ₃	-	_	0.17	_	_	_	_	_	_	0.46	_	3.59
Ce ₂ O ₃	1.37	0.34	1.60	3.01	0.45	2.88	2.63	1.45	0.65	3.07	_	6.70
Pr ₂ O ₃	-	_	_	_	_	_	_	_	_	0.51	_	_
Nd ₂ O ₃	0.41	0.13	0.11	_	0.10	_	_	_	_	1.03	_	_
Ta ₂ O ₅	12.76	16.25	7.35	7.48	14.81	6.59	3.20	11.23	53.29	33.39	51.21	7.80
PbO	_	_	_	_	0.88	_	_	_	_	-	_	_
ThO ₂	14.35	1.48	_	4.66	2.57	1.33	3.67	_	8.09	6.11	_	22.92
UO ₂	0.45	24.64	_	3.84	20.86	0.01	4.94	26.90	5.62	_	_	_
-O=F ₂	0.64	_	0.84	0.04	0.01	0.84	1.04	0.97	0.18	0.18	1.04	_
Σ	95.64	97.67	97.18	97.67	92.91	86.31	97.16	99.20	97.86	86.86	94.66	95.22
Ca, apfu	1.08	0.74	1.02	0.71	0.67	1.24	0.60	0.67	0.88	0.36	0.83	0.97
Na	0.51	0.79	0.89	1.02	0.13	0.49	1.24	_	0.08	0.10	0.46	_
Ba	-	_	_	_	_	_	_	_	_	0.21	_	—
Mn	-	_	_	_	_	_	_	_	_	0.02	_	—
La	-	_	_	—	-	-	-	_	_	0.01	_	0.10
Ce	0.04	0.01	0.04	0.07	0.01	0.08	0.06	0.04	0.02	0.09	_	0.18
Pr	-	_	_	_	_	—	—	_	—	0.01	_	—
Nd	0.01	_	_	_	_	_	_	_	—	0.03	_	—
Pb	-	_	_	_	0.02	_	_	_	_	-	_	_
Th	0.24	0.03	_	0.07	0.04	0.02	0.05	_	0.15	0.11	_	0.38
U	0.01	0.43	_	0.06	0.34	-	0.07	0.44	0.10	-	_	—
vac	0.10	_	0.05	0.07	0.79	0.17	-	0.85	0.76	1.06	0.71	0.38
ΣΑ	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.02	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Nb	1.41	1.13	1.72	1.68	1.07	1.79	1.67	1.45	0.68	0.68	0.35	0.70
Та	0.26	0.35	0.13	0.13	0.30	0.13	0.06	0.22	1.21	0.71	0.95	0.16
Ti	0.19	0.40	0.09	0.19	0.46	0.05	0.27	0.24	0.06	0.29	0.05	0.89
Zr	_	0.05	0.02	_	0.05	_	_	_	_	0.04	0.26	_
Si	_	_	0.02	_	0.03	_	_	_	_	0.12	_	_
				0			-					
Fe ³⁺	0.12	0.07	0.04		0.09	0.02		0.09	0.03	0.13	0.36	0.25
Fe ³⁺	0.12 0.02	0.07	0.04	_	0.09	0.02	_	0.09	0.03	0.13	0.36	0.25
Коноплева Н.Г. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.053

ΣΒ	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
*O ²⁻	6.00	6.00	5.86	5.94	5.36	6.00	5.83	5.80	5.74	4.24	4.00	5.91
*(OH)-	_	_	0.14	0.06	0.64	_	0.17	0.20	0.26	1.76	2.00	0.09
ΣΧ	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
*O ²⁻	0.36	0.54	_	_	_	0.20	_	-		-	-	0.50
*(OH)-	0.29	0.46	0.72	0.98	0.99	0.34	0.49	0.47	0.89	0.93	0.47	_
F-	0.35	_	0.28	0.02	0.01	0.46	0.51	0.53	0.11	0.07	0.53	_
ΣΥ	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.50

*Расчётные значения. Прочерк – содержание ниже предела обнаружения.



Рис. 3. Минералы супергруппы пирохлора.

а – оксикальциопирохлор (ОСР) в Mag-Dol-Srp породе; b – гидроксикальциопирохлор (НСР) в жильном кальцитовом карбонатите; c – гидроксинатропирохлор (HNP) в Mag-Dol-Srp породе; d – гидроксикальциопирохлор (HCP) и фторкальциопирохлор (FCP) в Mag-Fo фоскорите; e – гидроксикенопирохлор (HKP) и гидроксинатропирохлор (HNP) во флогопитите; f – гидроксикенопирохлор (HKP) в доломитовом карбонатите; g – гидроксикальциомикролит (HCM) в Mag-Ap-Fo фоскорите; h – фторкальциомикролит (FCM) в Cal-Mag-Ap-Fo фоскорите; i – гидроксикеномикролит (HKM) в Cal-Mag-Ap-Fo фоскорите; j – гидроксикальциобетафит (HCB) в Mag-Ap-Fo фоскорите; k, l – гидроксикенобетафит (HKB) в Mag-Fo фоскорите. Практически все выделения пирохлора имеют зональное строение, обусловленное различиями химического состава. Наблюдается два типа зональности: *первичная*, сформированная в процессе кристаллизации минералов (кристаллы с четко выраженными зонами, рис. 3d), и *вторичная*, возникшая в процессе декатионизации и гидратации минерала (зоны сложной конфигурации, рис. 3e) или в результате обрастания первичного пирохлора более поздними генерациями (рис. 3e). Чаще всего оба типа зональности встречаются совместно. Зачастую микролиты и бетафиты соседствуют с пирохлорами в пределах одного шлифа и даже одного зерна, слагая в нем различные зоны (рис. 3 g, l).

- 1. Кирнарский Ю.М., Афанасьев Б.В., Меньшиков Ю.П. Акцессорный ториевый бетафит из карбонатитов // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л. Наука. 1968. С. 258-264.
- 2. Осокин А.С. Акцессорная редкометальная минерализация карбонатитов одного из массивов щёлочноультраосновных пород (Кольский полуостров) / Минералогия и геохимия. Изд. ЛГУ. 1979. С. 27-38.
- Стрельникова Л.А., Полежаева Л.И. Акцессорные минералы группы пирохлора из карбонатитов некоторых щёлочно-ультраосновных массивов / Вещественный состав щелочных интрузивных комплексов Кольского полуострова. Апатиты. КФАН СССР. 1981. С. 81-88.
- 4. Субботин В.В., Субботина Г.Ф. Минералы группы пирохлора в фоскоритах и карбонатитах Кольского полуострова // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3. № 2. С. 273-284.
- 5. Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Giere R., Kartashov P.M. The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // The Canadian Mineralogist. 2010. V. 48. P. 673-698; doi: 10.3749/canmin.48.3.673.
- 6. Ivanyuk G.Yu, Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A. Kovdor. Laplandia Minerals, Apatity, 2002. 326 p.
- Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N., Panikorovskii T.L., Konoplyova N.G., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Bocharov V.N., Krivovichev S.V. Hydroxynatropyrochlore, (Na,Ca,Ce)₂Nb₂O₆(OH), a new member of the pyrochlore group from the Kovdor phoscorite-carbonatite pipe (Kola Peninsula, Russia) // Mineralogical Magazine. 2018 (in print).
- Mikhailova J.A., Kalashnikov A.O., Sokharev V.A., Pakhomovsky Ya.A., Konopleva N.G., Yakovenchuk V.N., Bazai A.V., Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu. 3D mineralogical mapping of the Kovdor phoscorite–carbonatite complex (Russia) // Mineralium Deposita. 2016. V. 51 (1). P. 131-149.

NEOPLEISTOCENE DEPOSITS IN THE KOLA REGION: STRATIGRAPHY AND THE KEY-SECTIONS – A CONTRIBUTION TO THE DATABASE OF THE QUATERNARY TERRESTRIAL EUROPEAN STRATIGRAPHY (DATESTRA)

Korsakova O.P.

Geological Institute of KSC RAS, Anamumы, korsak@geoksc.apatity.ru

In recent years, the Neopleistocene stratigraphy arouses interest in the context of the DATESTRA Project (Database of Terrestrial European Stratigraphy) [6], which has been supported by INQUA. Neopleistocene deposits in the Kola region have accumulated under conditions of recurrent glaciations and the following interglacial warming with marine transgressions, which appeared here in the coastal areas. The interglacial-glacial cyclicity offers an opportunity to apply climatostratigraphic methods for subdivision of corresponding deposits. Accompanied by biostragraphic and geochronometrical methods, this approach enables definition and correlation of short-term (about tens of thousands years) stratigraphic units. Using this approach, middle and the upper Neopleistocene units have been identified in the sediment successions in the Kola Region. The aim of this paper is to review the available data (published mainly in Russian), which are applicable to the Database of Terrestrial European Stratigraphy.

Material and methods

A review of the available data includes only the key-sections with stratigraphic units that were identified according to lithological, palaeontological (pollen, diatoms, foraminifera and others) features and geochronometrically (C^{14} , U-Tr, ESR, IR-OSL) dated. The data have to be published in scientific papers or books that are accessible to the public. Fig. 1 shows 10 key-points that have been taken into account [1-5, 7-14]. All stratigraphic units correlate with the marine isotope stages (MIS).



Fig. 1. Location of the middle and late Neopleistocene key-sections in the Kola region.

The key localities are shown by Arabic numerals: 1 - the right bank of the Kamenka River valley, 2 - the western outskirts of the town of Kovdor, 3 - Seidozero-Lovozero height of land, East of the Lovozero Tundra mountain mass, 4 - the right bank of the Chavanga River valley, 5 - the right bank of the Strelna River valley, 6 - the left bank of the Chapoma River valley, 7 - the left bank of the Ponoi River valley, $8 - \text{the upper reach of the left tributary of the Malaya Kachkovka River, <math>9 - \text{the head of the Svyatoi Nos Bay}$, Barents Sea, 10 - right bank of the Varzuga River valley.

According to the current Quaternary System subdivisions for European Russia [15], the upper Neopleistocene includes Mikulinsky (MIS 5), Podporozhsky (MIS 4), Leningradsky (MIS 3), and Ostashkovsky (MIS 2) Horizons; middle Neopleistocene associates with Likhvinsky (MIS 11), Kaluzhsky (MIS 10), Chekalinsky (MIS 9), Vologodsky (MIS 8), and Gorkinsky (MIS 7) Horizons.

Middle Neopleistocene key-sections

The available data from the Kola Peninsula evidence the Neopleistocene (the middle and late Pleistocene in West Europe) stratigraphy record begins here with the **Chekalinsky** (MIS 9) **Horizon** [10, 11]. The most ancient deposits are known from only one locality. The corresponding unique keysection is situated in the southern Kola Peninsula on the right bank of the Lower Varzuga River (10 in Fig. 1). The basal part of the Varzuga section is represented by superposition of consolidated clay, loam, sandy loam with subfossil mollusc shells ESR dated between 319 and 316 ka, and lenses of coarse-grained sand, and pebbles. Recurring vegetative assemblages are characterized by increasing quantity of *Betula* sect. *Albae* with *occurrence* of mesophilous and thermophilous components (*Alnus, Quercus, Tilia, Ulmus, Carpinus, Corylus, Osmunda, Nuphar, Nymphaea*) indicate several middle Neopleistocene warm climatic events. The middle Neopleistocene **Checalinsky** (MIS 9), **Vologodsky** (MIS 8), and **Gorkinsky** (MIS 7) **Horizons** are probably presented in the Varzuga key-section.

In the interglacial marine clay sediments exposed in the Varzuga outcrop, Knipowich and Lavrova [12] found 24 mollusc species; 25% are boreal and mainly boreal species, with *Dentalium entalis* L., *Mytilus edulis* L., *Panopaea norvegica* (Spengl), which currently do not inhabit the White Sea; 46% are arctic-boreal species, 29% – arctic ones [3, 9]. Diatoms are represented by polygalobs, methogalobs, oligogalobs (galophils, indifferents). Twenty three foraminifera species with dominating boreal-arctic *Cribroelphidium goesi* (Stshedr.) and warm-water *Cassidulina subacuta* (Gud.), *Elphidium aff. subclavatum, Islandiella islandica* (Norv.), *Asrtononion gallowayi* Loebl. et Tappan ones were identified. Some cold-water species (*Buccella frigida* (Cushm.), *Nonionellina labradorica* (Dawson), *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Cribroelphidium goesi* (Stshedr.) were also found [3].

Till and melt-water deposits of the **Moskovsky** (MIS 6) **Horizon** are known in numerous outcrops from the western and central parts of the Kola region, and on the White Sea coast. Four key-sections are situated in the head of the Svyatoi Nos Bay of the Barents Sea (9 in Fig. 1), in the valleys of the Lower Chapoma (6 in Fig. 1), Ponoi (7 in Fig. 1), and Malaya Kachkovka (8 in Fig. 1) Rivers. Moskowsky Horizon deposits are overlaid here by interglacial sediments attributed to the Mikulinsky (MIS 5) Horizon.

Late Neopleistocene key-sections

In the current Russia Quaternary System subdivisions, the interglacial **Mikulinsky** (MIS 5) **Horizon** correlates to the NW European Eemian (MIS 5e) subdivision and the lower Weichselian (MIS 5a-d) one [15]. Generally represented by marine and brackish-water sediments, the Mikulinsky Horizon includes both the Ponoi and Strelna Beds identified in the Kola upper Neopleistocene Stratirgaphy. The ESR/OSL-age of the Ponoi and Strelna Beds ranges from approximately 120 - 130 to 100 - 105 ka (MIS 5e-d) and 100 - 105 to 70 - 80 ka (MIS 5c-a), respectively [7, 9]. The key-section with the Ponoi and Strelna Beds is situated in the valleys of the Strelna (5 in Fig. 1), Chapoma (6 in Fig. 1), Ponoi (7 in Fig. 1), and Malaya Kachkovka (8 in Fig. 1) Rivers and in the head of the Svyatoi Nos Bay, Barents Sea (9 in Fig. 1). Palynological proxies and diatom data from the Ponoi Beds indicate a more favorable environment as compared with the modern one [1–5, 7–14]. Palaeontological remains enclosed in the Strelna Bed sediments indicate environment conditions close to the modern ones or colder [3, 12].

The interglacial Mikulinsky lacustrine sediments and peat were drilled on the slopes of the Lovozero Tundra (5 in Fig. 1) in the central part of the Kola region [4]. Interglacial deposits are overlaid here by till (MIS 4?) and lacustrine sand (MIS 3?).

Glacial deposits of the **Podporozhsky** (MIS 4) **Horizon** are known from the central, north-western, western, and southern parts of the Kola region [2, 4, 7–10]. Natural exposures with the Podporozhian deposits have been found on the Tersky Coast of the White Sea, represented by till, probably glaciomarine sandy loam and sand, glaciofluvial and glaciolacustrine sand and sandy loam in the outcrops. As key-

sections we can only take into account the depositional successions from the Kamenka (1 in Fig. 1) and Chavanga (4 in Fig. 1) River valleys [7, 9], and from the Seidozero-Lovozero height of land (3 in Fig. 1); the Podporozhsky Horizon has the lower stratigraphic boundary here. The upper boundary is identified in the Kamenka sedimentary succession (1 in Fig. 1); the glaciolacustrine sand here was IR-OSL-dated at 63.6 ± 8.0 [9].

Interstadial peat and lacustrine and fluvial sand of the Leningradsky (MIS 3) Horizon are known from the Kovdor open pit (2 in Fig. 1) in the western Kola region, from boreholes in the Lovozero Tundra Mountains (3 in Fig. 1) [2, 14], and from the Kamenka sedimentological succession (1 in Fig. 1) [7, 9]. Providing a record of Valdaian (middle and late Weichselian in western Europe) marine and glacial sedimentation, the key-section in the Kamenka River valley is the most informative. Fragments and valves of shells of the arcto-boreal and arctic molluscan species, such as *Chlamys islandicus* MII, *Astarte crenata* Gray, *A. crenata* var. *crebricostata*, *Mya* sp., and *Pecten islandicus* have been found here. Among diatoms, polygalobs, and sparse methogalobs, and oligogalobs species (*Isthmia nervosa* Ktr., *Isthmia* sp., *Rhabdonema* sp., *Melosira sulcata* (Her.) Ktz.)) have been identified; no thermophilic diatoms have been found here [4]. Scarce palaeontological data suggest littoral and sublittoral conditions of a rather cold sea reservoir. Spore and pollen data evidence the environment conditions were more severe than at the present time; terrestrial area was dominated by forest-tundra (Betula-Pinus sparse growth of trees) and tundra [3, 4, 14]. The ages of the sediments from the Kamenka section [9] and the Kovdor industrial open pit [14] were determined by ESR and ¹⁴C dating of mollusc shells and humus between 31 and 59 ka.

Tills and melt-water sediments of the glacial **Ostashkovsky** (MIS 2) **Horizon** are the most common in the Kola region. Nevertheless, the corresponding key-sections or stratotypes have not been referred yet.

Acknowledgements. This is a contribution to the DATESTRA project. The work has partly been supported by CPbU-DFG 18.65.39.2017 project, RFBR (project no. 17-05-00706) and partially financed by Russian state budget as a branch of research project GI KSC RAS № 0231-2015-0010 (state registration № AAAA-A16-116022610099-7).

References

- Arslanov K.A., Yevzerov V.Y., Tertichnyi N.I., Gerasimov S.A., Lokshin N.V. K voprosu o vozraste otlozhenii borealnoi transgressii (ponoiskikh sloev) na Kolskom poluostrove (On the age of deposits (Ponoi Beds) Boreal transgression in the Kola Peninsula). In: Pleistotsenovye oledeneniya Vostochno-Evropeiskoi ravniny (Pleistocene glaciations on the East European Plain). Moscow: Nauka, 1981. P. 28-37. (in Russian)
- Astafiev B.Yu., Bogdanov Yu. B., Voinova O.A., Zhuravlev V.A., Nogina M.Yu., Paramonova M.S., Peshkova I.N., Polyakov A.A., Rybalko A.E., Solonina S.F., Semenova L.R., Surikov S.N., Sharov N.V., S.N., Shkarubo S.I. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii, Masshtab 1:1 000 000 (tretie pokolenie). Seriya Baltiyskaia. List Q-37 Arkhangelsk. Obiasnitelnaya zapiska (National Map of the Russian Federation, scale 1:1 000 000 (third generation), Baltic series, Sheet Q-37 Arkhangelsk. Explanatory Note). St. Petersburg: VSEGEI Press, 2012. 302 p. (in Russian).
- 3. Gudina V.I., Yevzerov V.Ya. The stratigraphy and foraminifera of the Upper Pleistocene in the Kola Peninsula. The British Library Board, 1981. (Translated by Lees, E., Edited by Hugnes, M).
- 4. Grave M.K, Yevzerov V.Ya., Likhachev A.B., Spicin A.G., Novye dannye o rykhlykh otlozheniyakh i formirovanii relief Seidozerskogo rayona (Lovozerskiye Tundry) (New data on detrital deposits and relief formation of Seydozero area (Lovozero Tundra)). In: Relief i geologicheskoe stroenie osadochnogo pokrova Kolskogo poluostrova (Relief and geological structure of the sedimentary cover of the Kola Peninsula. Moscow-Leningrad: Nauka Press, 1964. P. 5-47. (in Russian).
- 5. Grave M.K., Gunova V.S., Devyatova E.I., Lavrova M.A., Lebedeva R.M., Samsonova L.Ya., Cheremisinova E.A. Mikulinskoye mezhlednikov'ye na yugo-vostoke Kolskogo poluostrova (Mikulinian interglacial in the south-eastern Kola Peninsula). In: Osnovnye problemy geomorfologii i stratigrafii antropogena Kolskogo poluostrova (The main problems of Anthropogenic geomorphology and stratigraphy of the Kola Peninsula). Leningrad: Nauka Press, 1969. P. 25-56. (in Russian)
- 6. http://datestra-seqs.strikingly.com DATESTRA (Database of Quaternary Terrestrial European Stratigraphy).

- Korsakova O.P. Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia) // Quaternary International. 2009. V. 206. P. 3-15.
- Korsakova O., Kolka V., Semenova L. Late Pleistocene stratigraphy according to the sediment sequence from eastern Kola Peninsula, Ponoi River Valley (North-Western Russia) // Quaternary International. 2016. V.420. P. 280-293.
- Korsakova O.P., Molodkov A.N., Kolka V.V. Geological-stratigraphic position of Upper Pleistocene marine sediments in the Southern Kola Peninsula: evidence from geochronological and geological data // Doklady Earth Sciences. 2004. V. 398 (7). P. 908-912.
- Korsakova, O.P., Semenova, L.R., Kolka, V.V. Sredne- and verkhneneopleistotsenovye osadki v razreze obnazheniya Varzuga (yug Kolskogo poluostrova) (Middle and upper Neopleistocene sediments in the sections from the Varzuga outcrop (southern Kola Peninsula)) // Regional Geology and Metallogeny. 2011. V. 48. P. 19-24. (in Russian)
- 11. Korsakova O, Yelovicheva Ya., Molodkov A, Kolka V. Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia) // Quaternary International. (in press)
- 12. Lavrova M.A. Chetvertichnaya geologiya Kolskogo poluostrova (Quaternary geology of Kola Peninsula). Moscow-Leningrad: Academy of Sciences of USSR Press, 1960. (in Russian).
- Nikonov A.A., Vostrukhina T.M. K stratigrafii antropogena severo-vostochnoy chasti Kolskogo poluostrova (On the Anthropocene stratigraphy in North-Eastern Kola Peninsula) // Doklady Akademii Nauk USSR. 1964. V. 158 (4). P. 104-107. (in Russian)
- 14. Yevzerov V.Ya, Koshechkin B.I. Paleogeografiya pleistotsena zapadnoy chasti Kolskogo poluostrova (Paleogeography of the western Kola Peninsula). Leningrad: Nauka Press, 1980. 105 pp. (in Russian)
- Zastrozhnov, A.S. (Ed). Karta chetvertichnykh obrazovanyi territorii Rossiyskoi Federatsii. Masshtab 1:2500000 (A map of Quaternary deposits of the Russian Federation territory. Scale 1:2500000). Saint-Petersburg: All-Russian Geological Institute (VSEGEI) Press, 2014.http://www.vsegei.com/ru/info/quaternary-2500/ (in Russian).

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ДЛЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ АРХЕЙСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЬЯ: ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ТУРМАЛИН-МУСКОВИТОВЫХ ГРАНИТОВ

Кудряшов Н.М.¹, Удоратина О.В.², Кобл М.А.³, Стешенко Е.Н.¹, Габов Д.А.¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nik@geoksc.apatity.ru

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru

³ Стэнфордский Университет, США, coblem@stanford.edu

Редкометалльные пегматиты распространены на всех континентах в широком возрастном интервале – от раннего докембрия до палеозоя. Основная масса пегматитов принадлежит к архейским и протерозойским породам. Характерной особенностью редкометалльных пегматитов является их приуроченность к докембрийским зеленокаменным поясам, заложенным вдоль зон древних глубинных разломов. Установлено четкое проявление редкометалльной минерализации в пегматитовых жилах при их залегании в породах основного состава. Важной задачей при изучении редкометалльных пегматитов является установление их генетической связи с гранитами, если таковая имеется, и определение времени рудной минерализации. Ответы на эти вопросы связаны с изотопно-геохронологическими исследованиями, направленными на установление времени формирования как родоначальных для пегматитов гранитов, так и непосредственно самих пегматитов.

Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья приурочен к центральной части сутурной зоны, отделяющей Мурманский домен от Центрально-Кольского и Кейвского доменов. Пояс представлен осадочно-вулканогенными породами позднеархейского возраста (2.9-2.5 млрд. лет). В его пределах сконцентрированы месторождения редкометалльных пегматитов (Li, Cs с попутными Nb, Ta, Be). В северо-западной части пояса расположены месторождения лития и цезия Васин-Мыльк, Охмыльк, Оленинское, и Полмостундра, в юго-восточной части – крупнейшее месторождение сподуменовых пегматитов Колмозерское. Пегматитовые поля северо-западных месторождений размещены среди амфиболитов полмостундровской свиты пояса, Колмозерские сподуменовые пегматиты прорывают интрузивное тело габбро-анортозитов Патчемварекского массива с возрастом ~ 2.93 млрд. лет [6]. Возраст пегматитов, выделяемых в пределах пояса, по имеющимся определениям (U-Pb методом по монациту) и Rb-Sr изохронным методом по валовым пробам, оценивался 2.7-2.6 млрд. лет [10]. До настоящего времени не существует общепринятой точки зрения относительно генетической принадлежности пегматитов. Различными авторами предполагается связь пегматитов со всеми типами гранитоидов, установленных в пределах региона: с плагиогранитами и тоналитами [2], амфиболбиотитовыми гранодиоритами [9], микроклиновыми гранитами [11], щелочными гранитами, а также мусковит-турмалиновыми гранитами [3]. Имеется точка зрения о связи редкометалльных пегматитов с процессами гранитизации завершавшихся формированием микроклиновых гранитов (палингенно-метасоматических гранитов) [1].

В настоящее время получены изотопные датировки для ряда породных комплексов, которые могут быть возможными претендентами на роль материнских гранитов для редкометалльных пегматитов. Это породы дифференцированного санукитоидного Поросозерского массива, представленных серией габбродиорит - кварцевый монцодиорит – гранодиорит - микроклин-плагиоклазовый гранит. U-Pb (ID TIMS) возраст циркона из пород серии укладывается в диапазон 2.73-2.68 млрд. лет [7]. Возраст плагиогранитов и тоналитов Мурманского блока, обрамляющих породы зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, определен как позднеархейский 2.8-2.7 млрд. лет [4]. Массивы щелочных гранитов, размещенные в пределах Кейвского блока, имеют возраст 2.65-2.67 млрд. лет [12].

Циркон в пегматитах, в подавляющем числе случаев, представлен кристаллами с нарушенной кристаллической решеткой за счет флюидной проработки, и не может уверенно использоваться в роли геохронометра процессов кристаллизации пегматитов. Использование нетрадиционных минералов-геохронометров, таких, например, как танталит, колумбит, микролит, турмалин, пирох-



Рис. 1. Диаграмма с конкордией для массива турмалин-мусковитовых гранитов северо-западной части пояса. Красные эллипсы – аналитические данные, включенные в расчет дискордии; прозрачные эллипсы – не включенные в расчет.

лор и применение к ним специально разработанных методик выделения урана и свинца, в некоторых случаях позволяют оценить время образования и/или преобразования пегматитов.

Изотопно-геохронологическое изучение турмалина (шерл), выделенного из мусковиттурмалиновых гранитов массива Межгорный, расположенного в северо-западной части пояса, позволило установить его Pb-Pb изохронный возраст равный 2520±70 млн. лет [5]. Из пробы пегматитов, взятой из шурфа месторождения Васин-Мыльк, для U-Pb изотопно-геохронологического изучения были выделены танталит и микролит. Зерна танталита и микролита характеризуются внутрифазовой неоднородностью, отражающих посткристаллизационные процессы изменения минералов, вероятно, метамиктизации. Для танталита был получен дискордантный возраст 2503±36 млн. лет, для микролита дискордантный возраст составил 2454±8 млн. лет [8]. Полученные значения возраста танталита и микролита, вероятно, фиксируют время кристаллизации этих минералов при формировании редкометалльных пегматитов на рубеже архей-протерозой.



Рис. 2. Диаграмма с конкордией для массива турмалин-мусковитовых гранитов северо-восточной части пояса. Красные эллипсы – аналитические данные, включенные в расчет дискордии; прозрачные эллипсы – не включенные в расчет.

Определение возраста циркона, выделенного из турмалин-мусковитовых гранитов района оз. Межгорного северо-западной части пояса и массива турмалин-мусковитовых гранитов, расположенного в районе оз. Лица, вблизи Колмозерского месторождения, было выполнено локальное изотопно-геохронологическое исследование зерен циркона в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP RG по методике, описанной на сайте http://shrimprg.stanford.edu. Предварительное изучение в режиме отраженных электронов и получение катодолюминесцентных изображений циркона выполнено там же на сканирующем электронном микроскопе Jeol 5600.

Выделенный циркон из пробы (KV-76) турмалин-мусковитовых гранитов в районе оз. Межгорное представлен слабоизмененными коричневатыми кристаллами цирконового типа размером 100-150 мкм. Внутреннее строение характеризуется внутрифазовой неоднородностью, выраженной чередованием темных и светлых зон в краевых и в центральных частях зерен. Контуры зон нерезкие, имеют как прямолинейную, так и извилистую форму и отражают рост кристаллов из расплава. Результаты изотопно-геохронологического исследования зерен циркона приведены на рис. 1.

Дискордантный возраст, рассчитанный для 8 проанализированных точек циркона, составил 2451±61 млн. лет, СКВО=1.6. Как видно на рис. 1, аналитические точки достаточно дискордантны и свидетельствуют о нарушении U-Pb системы, за счет выноса свинца. Циркон обогащен ураном – 2500-3000 ppm и имеет низкое отношение U/Th=0.01-0.04. Таким образом, верхнее пересечение дискордии с конкордией с возрастом ~ 2.45 млрд. лет, вероятно, отражает время кристаллизации циркона при формировании турмалин-мусковитовых гранитов, а высокая дискордантность связана с последующим изменением циркона. Полученный возраст близок оценкам возраста, полученным для танталита и микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк. На основе полученных изотопно-геохронологических данных можно сделать вывод, что турмалин-мусковитовые граниты, расположенные в непосредственной близости от жильных тел редкометалльных пегматитов, являются наиболее вероятным источником вещества для них.

Циркон из пробы (KV-45) был выделен из центральной части массива турмалин-мусковитовых гранитов, расположенного в районе оз. Лица, который детально описан в (Гордиенко, 1970). Зерна представлены слабоизмененными коричневыми кристаллами цирконового типа размером 100-200 мкм. Внутреннее строение характеризуется внутрифазовой неоднородностью, центральные части зерен светлые и полупрозрачные, краевые – темные и непрозрачные. В самом центре отдельных проанализированных зерен наблюдаются участки, в которых просматривается тонкая ростовая зональность.

Для шести проанализированных точек циркона был получен дискордантный возраст 2726±9 млн. лет, СКВО=2.5 (рис. 2). Изотопный возраст аналитических данных для трех точек (45-4.1, 45-6.1 и 45-3.1) по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb оказался в диапазоне 2.9-2.8 млрд. лет и в расчет дискордии не принимался. Как видно на рис. 1, аналитические точки достаточно дискордантны и свидетельствуют о нарушении U-Pb системы, за счет выноса свинца. Циркон обогащен ураном – 950-2500 ppm и имеет низкое отношение U/Th=0.03-0.08. Для трех древних значений циркона это отношение выше U/Th=0.14-0.45. Таким образом, верхнее пересечение дискордии с конкордией с возрастом 2726±9 млн. лет, вероятно, отражает время кристаллизации циркона при формировании турмалин-мусковитовых гранитов. Более древние значения возраста циркона, по-видимому, могут указывать как на наличие древней компоненты, сохранившейся в кристаллах, так и на ксеногенную природу циркона.

Полученные возрасты циркона из двух турмалин-мусковитовых массивов, расположенных в северо-западной и юго-восточной частях зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, отражают разные этапы формирования этих гранитов. Время формирования массива турмалин-мусковитовых гранитов 2451±60 млн. лет, расположенного в северо-западной части пояса совпадает с оценками возраста, полученными для танталита и микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк, и указывает на палеопротерозойский этап формирования. Возраст циркона их турмалин-мусковитовых гранитов 2726±9 млн. лет, обнажающихся в юго-восточной части пояса в районе оз. Лица отражает архейский этап формирования гранитов и, возможно, связанных с ними гранитных пегматитов, включая сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения. Таким образом, редкометалльные пегматиты натриево-литиевого типа сменялись во времени развитием пегматитов литиево-цезиевого типа, на что указывал В.В. Гордиенко [3].

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-05-00367. Госзадание № 0231-2015-0005.

- 1. Ветрин В.Р. Формация палингенно-метасоматических гранитов // Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 176 с.
- 2. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
- 3. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 240 с.
- Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 345 с.
- Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России: мат. Х мол. конф. К. Кратца, 1999. Апатиты. С. 66-70.
- 6. Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 173-189.
- 7. Кудряшов Н.М., Петровский М.Н., Мокрушин А.В., Елизаров Д.В. Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: геологические, петрохимические, геохронологические и изотопногеохимические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 4. С. 389-413.
- Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. Возраст редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион): результаты геохронологического U-Pb- исследования микролита // ДАН. 2015. Т. 461. № 4. С. 437-441.
- 9. Маслеников В.А. Стратиграфия свит Полмос и Порос. Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963. Вып. 15. С. 69-72.
- Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1978. 136 с.
- 11. Соседко А.Ф. Материалы по геологии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 152 с.
- 12. Zozulya D.R., Bayanova T.B., Eby G.N. Ceology and Age of the Late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // Journal of Geology. 2005. V. 113. P. 601-608.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КОМАТИИТАХ И ИНТРУЗИВНЫХ УЛЬТРАБАЗИТАХ В АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ КАРЕЛИИ (ОБРАМЛЕНИЕ ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА)

Кулешевич Л.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

Металлогенический потенциал ультраосновных комплексов архейских зеленокаменных поясов (ЗП), обрамляющих Водлозерский блок и формировавшихся 3.0-2.85 млрд. лет назад в обстановках задуговых бассейнов, определяется медно-никелевыми рудами, в меньшей мере хромитовыми, и ассоциирующими с ними элементами платиновой группы (PGE). Пентландитхалькопирит-пирротиновые руды установлены в коматиитах и интрузивных ультрабазитах. Вкрапленно-прожилковые и вкрапленно-пластовые залежи тяготеют к нижним («придонным») частям интрузивов или крупных коматиитовых тел, расположенных вблизи колчеданных залежей. К богатым прожилковым и брекчиевидным рудам, содержащим халькопирит, тяготеют повышенные концентрации платиноидов. Рудные тела представлены несколькими генерациями сульфидов, сформированных на разных стадиях процесса рудообразования и преобразования вещества. На коллизионном этапе вмещающие и интрузивные комплексы ЗП деформируются, их преобразования отвечают преимущественно зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма, в локальных сдвиговых зонах породы бывают сильно рассланцованы и подвергаются метаморфогенно-метасоматическим изменениям. Ультрабазиты замещаются серпентинитами, тальк-хлорит-(тремолит)-серпентиновыми, тальк-карбонат-хлоритовыми и тальковыми сланцами, иногда лиственитами. При этом возникают месторождения нерудного сырья – серпентинитов, тальк-хлоритового камня и талька. На этом этапе происходит замещение хромита на магнетит, пентландита и пирротина на миллерит, пирит, в ассоциации с ними, тем не менее, встречаются сульфоарсениды и стибиоарсениды PGE. Вынос Ni и Cr во вмещающие толщи сопровождается их частичным рассеянием и образованием Ni-Co-Sb-S-As-минерализации (кобальтина, герсдорфита и др.) и фукситовых сланцев. Ni-Co-стибиосульфоарсениды входят уже в Au-S-As ассоциацию позднеархейских шир-зон.

Целью проводимой работы было изучение благородных металлов в медно-никелевых рудах архейских ультрабазитов Карелии и создание базы данных полезных ископаемых (Ni, Cr, Pt) конкретных литогеодинамических обстановок. В задачи входило установление распределения Ni, Cu, Co, Cr и платиноидов (PGE и минералов) в архейских рудопроявлениях в обрамлении Водлозерского блока. Содержание элементов в породах и рудах определялось с помощью ICP-MS анализа, минералы никелевых, хромитовых руд и платиноиды в них изучались с использованием микрозондового анализатора в ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Для наполнения базы данных использовались авторские материалы по изучению платиноидов, результаты опробования ультрабазитов отдельных структур и данные минерально-сырьевой базы Р. Карелия [5].

В разновозрастных ЗП Канады выделяются два уровня ультраосновного магматизма мезо- и неоархейского возраста. Причем более значительные ресурсы никелевых руд сосредоточены в неоархейских ЗП, в ультрабазитах, контаминированных серой. Как показано в анализе С.А. Турченко [8], в более древних (>3 млрд. лет) ультрабазитах ЗП Земли крупные месторождения никеля не встречаются, в отличие от неоархейских ЗП, содержащих крупные месторождения. Для архейских ЗП Карелии характерны несколько возрастных интервалов проявления ультрабазитового магматизма и различная контаминация серой. В мезоархейских ЗП в обрамлении Водлозерского блока ультрабазиты встречаются на двух возрастных уровнях. Более контаминированы серой коматииты и ультрабазиты, совмещенные с колчеданными залежами, в них и были выявлены все основные сульфидные медно-никелевые рудные объекты, такие как небольшие месторождения и проявления Каменноозерской, Хаутаваарской структуры. (В Костомукшской структуре такие проявления отсутствуют). Рассмотрим месторождения /рудопроявления Ni, Cr и присутствие в них платиноидов по отдельным площадям и рудным объектам в ультрабазитах в ЗП обрамления Водлозерского блока.

Ведлозерско-Сегозерский ЗП В Ведлозерско-Сегозерском ЗП на Хаутаваарской площади ультраосновные породы выявлены на двух возрастных уровнях и представлены коматиитами и интрузивными ультрабазитами. Более древние ультраосновные породы (3.05-2.94 млрд. л) развиты в лоухиваарской свите, более молодые (~2.9-2.85 млрд. лет) – секут калаярвинскую свиту. Коматииты и интрузивные ультрабазиты образуют пластовые тела разной длины и мощности. Наиболее крупные дифференцированные интрузии ультрабазитов Хюрсюля (длиной ~10 км), Кивач (7 км), Петусъярви (10 км) представлены оливинитами, перидотитами и прорывющими их пироксенитами, габбро, габброноритами (возраст последних ~2.83 млрд. л.). В восточной части Хаутаваарской структуры ультрабазиты пересекают колчеданные руды, где и были установлены наиболее высокие концентрации Ni и Pt-Pd. К наиболее значимым проявлениям никеля относятся Хаутаваарское-Ni, Хюрсюльское, Суриярвинское, Кайноважа. Средние содержания Ni на этих рудных объектах составляют 0.26-0.6 %. Хаутаваарское никелевое месторождение было выявлено благодаря детальным производственным работам, проводимым КГЭ (Мустонен, 1954 г., Бреслер, 1955 г.; С.А. Морозова, 1973 г.). Руды вкрапленно-прожилковые, халькопирит-пентландит-пирротиновые по сотставу. Ресурсы никеля составляют около 3 тыс. т, при среднем содержании 0.49 % Ni (максимально – до 1.5 %). В рудах с содержанием Си до 1 % установлены платиноиды: <u>SPGE</u> – от 1-4.3 г/т (по данным М.М. Лаврова, Н.Н. Трофимова) до 8 г/т (по, данным В.В. Сиваева за 1988 г.). В слабоминерализованных ультрабазитах и сланцах по ним У РGE не превышает 0.045-0.007 г/т, в рудах C-154 – 0.8-1.1 г/т, C-152 – 2.85 г/т. Платиноиды педставлены меренскитом, Рd-мелонитом, сперрилитом, Pd-Ni-Bi-Sb-Te-фазами, встречаются теллуросадбериит, холингвортит [3]. Метаморфогенно-метасоматические преобразования сопровождаются образованием хлорит-тальк-карбонат-тремолитовых сланцев и переотложением платиноидов совместно с Cr во вмещающие сланцы, в которых содержание **УРGE** достигает 3.18-4.3 г/т (в фукситовых сланцах) и до 1.71-1.85 г/т (в черных сланцах), Au 0.007-0.12 г/т [4].

В Койкарской структуре интрузивные ультрабазиты прорывают центральную часть структуры (северо-западнее колчеданной залежи). Значимых концентраций сульфидов в этих ультрабазитах не обнаружено. Прослои метакоматиитов и их туфов в СВ части структуры образуют маломощные горизонты севернее колчеданной залежи. В них выявлена рассеянная Au-содержащая Ni-S-As минерализация. Комплекс нерасчлененных ультрабазитов Эльмусской площади расположен севернее оз. Педролампи. С ним связаны небольшие никелевые проявления Педроярви и Столбовая гора.

В C3 обрамлении Водлозерского блока (юго-восточнее оз. Сегозеро) известны лишь реликты зеленокаменных структур (3С), сохранившиеся в гранитогнейах. К ним относятся Паламбинская структура, участки Каллиево, Вожемское, Калаламби, Карельская Масельга, Листья губа и др. На этапе метаморфогенно-метасоматического преобразования ультрабазиты этих небольших структур превращаются в хлорит-тальк-серпентиновые, хлорит-тальковые сланцы и талькиты, которые в настоящее время выделяются только как объекты нерудного талькового сырья. При таких изменениях происходит интенсивный вынос рудогенных элементов (Ni, Co, Cr) из ультрабазитов. Тем не менее, в сланцах встречается виоларит-пирротиновая или миллерит-пиритовая минерализация с Ni-сульфоарсенидами и платиноидами (сульфоарсениды палладия, садбериит, сперрилит).

В **Сумозерско-Кенозерском ЗП** коматииты и интрузивные ультрабазиты наиболее широко представлены в Каменноозерской зеленокаменной структуре. Платинометалльная минерализация установлена в никелевых и хромитовых рудах, связанных с коматиитами и интрузивными ультрабазитами, которые здесь также встречаются на двух возрастных уровнях. В коматиитах Кумбуксинской зоны на участках Золотые Пороги и Лещевском выявлены несколько пластовых тел коматиитов, в которых установлены залежи вкрапленно-прожилковых халькопирит-пентландит-пирротиновых и миллерит-(магнетит)-пиритовых руд с содержанием Ni 0.52-0.87 % (до 3.5 %), Cu 0.02-0.2%, Co 0.01-0.1 % (по работам В.Н. Фурмана и В.М. Тытыка за 1983-1997 годы. В халькопиритпентладит-пирротиновых рудах участка Лещевского содержание Ni составляет 0.37-1.8 %, Cu 0.02-0.15 %, Co 0.011-0.062 %. Запасы никеля Золотопорожского проявления по категории C_1+C_2 составляют 6.2 тыс. т, ресурсы – 9.3 тыс. т. В этих рудах обнаружена рассеянная платинометалльная минерализация (сперрилит, арсенопалладинит).

Однако основной металлогенический потенциал Каменноозерского рудного района составляют Cu-Ni-месторождения и проявления, связанные с интрузиями ультрабазитов Каменноозерского комплекса. Среди них наиболее значительны месторождения Восточно-Вожминское, проявления Вожминской группы (Центрально- и Западно-Вожминские залежи № 1-5), Кумбуксинское, Лебяжинское, Светлоозерское (Центральное и Восточное). Содержание сульфидов в рудах колеблется от 5-10 до 80-100 %. Средние содержания Ni на месторождениях Каменноозерской группы равны 0.3-1.03 %, максимальные достигают некольких % (на Восточно-Вожминском месторождении -3-4 %, на Лебяжинском – 0.41-8 %). Запасы категорий С1 и С2 в разных объектах составляют 20.2-33.9 тыс. т, а прогнозные ресурсы оцениваются от 15.8 до 66.2 тыс. т, по данным производственных работ КГЭ (В.М. Тытыка, А.В. Федюка, В.Н. Фурмана, С.А. Морозова, [5]). Эти же проявления оценивались и на медь, запасы которой составляют 1.6-13.9 тыс. т, ресурсы от 2 до 78 тыс. т (по разным объектам) при средних содержаниях Си 0.1-0.42 % (до 3.2 %), Со 0.02-0.17 %. К рудам богатым медью приурочены наиболее значимые концентрации платиноидов: среднее содержание ∑PGE=1 г/т (Pt до 1.07, Pd – 3.5 г/т). На Восточно-Вожминском месторождении установлены Рd-мелонит, сперрилит, стибио-теллуро-палладиниты. В халькопирит-пентландит-пирротиновых вкрапленно- прожилковых рудах (С-109) проявления Светлое распространены кобальтин, сперрилит, стибиопалладинит, мертиит, встречается ирарсит, золото, галенит, а в ассоциации с миллеритом и пиритом (С-144) обнаружены стибиопалладинит, золото.

Хромитовые руды в Каменноозерской структуре были обнаружены лишь в нескольких интрузиях. Залежи маломощные с невысокими средними концентрациями Cr, Ni и PGE. На рудопроявлении Лексинском содержание Cr_2O_3 достигает 33 %, Прибрежном – 29.6 %, Приграничном – 23.3 % [5]. На Лексинском проявлении в хромитовых рудах обнаружены высокотемпературные платиноиды, лаурит, сперрилит.

В Южно-Выгозерском ЗП коматииты и интрузивные ультрабазиты представлены в небольших архейских ЗС – Рыбозерской и Конжозерской. Зеленокаменные породы прорываются Шилосско-Рыбозерским плагиогранитным массивом, возраст которого 2.86 млрд. л. С коматиитами связаны Cu-Ni-S руды проявлений Рыбозерское, Западно-Рыбозерское, группа Конжозерских (№ 1, Южным, Северным), Ялдозерское, Ламбозерское. В никелевых рудопроявлениях участка Рыбозеро средние содержания Ni составляют 0.34-0.54 %, в группе Конжозерских – 0.38 (до 1.63 %), на участке Ламбозерском – до 0.65 % [5]. Рудопроявления Западного фланга Рыбозерской структуры приурочены к амфиболитам по пироксенитам и вмещающим толщам. В комплексных V-Ti-Fe-S-Cu-Ni-рудах (С-7) кроме Ti-Fe-оксидов (Fe_{ср.} 17.3 %) развиты сульфиды – халькопирит, пирротин, пирит, пентландит, виоларит (по пентландиту), мелонит NiTe, сфалерит, реже встречаются рениит, селеногаленит, гринокит. В ассоциации с пентландитом, замещенным виоларитом, обнаружены Ni-меренскиит, Sb-майченерит, Pd-мелонит, сперрилит [2]. ∑PGE в скважинах западной плолосы в хлорит-тальк-тремолитовых сланцах составляет 0.13-1.29 г/т [7]. В зонах вкрапленно-прожилковой переотложенной во вмещающие толщи (C-1-3) Cu-Ni-сульфидной минерализации установлены пирит, пирротин, пентландит и виоларит (в сумме 10-30 %), Au – до 2.1 г/т. На стадии метаморфогеннометасоматических преобразований коматииты восточной ветви участка полностью преобразованы в хлорит-карбонат-тальковые сланцы и листвениты. Ni и Co в процессе лиственитизации интенсивно мигрировали и переотлагались в новообразованных ассоциациях руд, содержащих золото: в фазах глаукодот-кобальтин-герсдорфит, ульманнит-вольфахит, мелонит-Pd-мелонит [1, 2].

Хромитовые руды приурочены к интрузивному телу в южной части Рыбозерской структуры, где установлено рудопрявление Ладвозерское (Рыбозерское Сг). Среднее содержание Cr_2O_3 в нем составляет в 16 % (до 32.2 %), ресурсы оцениваются в 13 млн. т (по данным С.Н. Юдина за 1991 г.). Ультрабазиты и хромитовые руды скважины С-9 содержат повышенные концентрации Ni 0.1-0.3 %, Со 100-386 ppm, Cu 260, Σ PGE=0.1-0.31, Au 0.15-0.19 ppm. В хромитовых рудах, кроме хромшпинелидов и магнетита, встречаются пентландит, никелин, в оталькованных породах – более поздние Ni-Co-сульфиды (миллерит, полидимит). Установлены и более высокотемпературные платиноиды, такие как лаурит (Ru 48.39-48.91 %, Rh 2.56-2/1 %, Os 7.33-7.43 %, Ir 5.41-5.53 %, S 36-36.3 %), ирарсит, холлингвортит, сперрилит, мончеит, платина, стибиопалладинит [3].

Маткалахтинский ЗП заложился по зоне ССВ раскола в центральной части Водлозерского блока среди гранитогнейсов. В его строении установлены мощные покровы коматиитов, среди которых обнаружена лишь одна маломощная прожилковая зона с содержанием Ni 2.41 %, Cu 0.11, Co 0.18 % (проявление Верхний Рогой, [5]).

Из приведенного обзора видно, что небольшие Cu-Ni-рудные объекты Карелии по своим ресурсам значительно уступают докембрийским месторождениям Австралии и Канады [6]. Однако в общем анализе эволюции процессов мантийного рудообразования в раннем докембрии Карелии они представляют несомненный интерес и, в целом, вносят вклад в общий металлогенический потенциал региона. Работа выполняется в рамках тем НИР ИГ КарНЦ РАН (2018-2022).

- 1. Кулешевич Л.В. Золотоносность Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса (Восточная Карелия) // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 38-46.
- Кулешевич Л.В. Золоторудное месторождение Рыбозеро в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе (Восточная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 16. Петрозаводск. 2013. С. 89-101.
- Кулешевич Л.В. Платиноиды в сульфидно-медно-никелевых и хромитовых рудах ультрабазитов архейских зеленокаменных поясов Карелии // «Петрография магматических и метаморфических горных пород». Петрозаводск. 2015. С. 438-441.
- 4. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 12. 2009. С. 12-25.
- 5. Минерально-сырьевая база Р. Карелия // Михайлов В.П. и др. Кн. 1. 2005. 278 с.
- 6. Петров О.В., Гурская Л.И., Феоктистов В.П. Металлогения никеля и перспективы развития его сырьевой базы в России // Региональная геология и металлогения. № 54. 2013. С. 64-74.
- 7. Слюсарев В.Д., Голубев А.И. Элементы платиновой группы в породах Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 6. Петрозаводск. 2003. С. 12-25
- 8. Турченко С.И. Особенности формирования сульфидно-никелевых и платиноносных (Ni-MПГ) руд в архейских провинциях // Региональная геология и металлогения. № 66. 2012. С. 91-94.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ЭВОЛЮЦИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ВЕДЛОЗЕРСКО- СЕГОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (КАРЕЛИЯ)

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Дмитриева А.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (ЗП) формировался на западной окраине Водлозерского блока в интервале времени 3.05-2.85 млрд. лет в разных геодинамических обстановках: островодужной, задугового бассейна и окраинно-континентальной. Окраинноконтинентальные вулканогенно-осадочные комплексы сопровождаются колчеданным и колчеданно-полиметаллическим оруденением. Мезоархейский орогенный этап завершился 2.86-2.85 млрд. лет кислым интрузивным магматизмом, складчатыми деформациями и метаморфизмом зеленосланцевой-эпидот-амфиболитовой фации. Вмещающие толщи прорываются известковощелочными диорит-плагиогранитными массивами (2.85 млрд. л.), дайками в их ореоле, небольшими порфировыми интрузиями (Талпус). С кварцевыми штокверками, прожилковыми линейными зонами и зонами рассланцевания в экзоконтактах этих массивов связано образование небольших Au-S, Au-S-As-рудопроявлений, перспективных на золото. Наращивание земной коры в интервале времени ~2.9-3.0 млрд. лет и более древний этап гранитообразования (Чебинский массив и другие ТТГ-комплексы западного и C3 обрамления Водлозерского блока) не сопровождаются сульфидной рудной минерализацией.

Формирование ЗП в западном обрамлении Водлозерского блока и магматическая активность позднего этапа (2.74-2.65 млрд. л.) завершается заложением пулл-апарт структур и внедрением умереннощелочных массивов санукитоидной серии (2.74 млрд. л.) и калиевыми гранитами (2.7-2.68 млрд. л.) вдоль западной окраины Водлозерского блока. Как показывает анализ, проведенный для Карелии, и данные по металлогенической специализации массивов санукитоидной серии на других докембрийских щитах, умереннощелочные гранитоидные массивы могут рассматриваться как рудопродуцирующие и перспективные на золото [1].

В соответствии с выделяемыми геодинамическими обстановками и благоприятными типами пород, золоторудные месторождения/проявления орогенного этапа в архейских зеленокаменных толщах Эльмусской и Хаутавааро-Ведлозерской площадей представлены разными типами руд: 1 – золото-содержащими колчеданными; 2 – Au-S, Au-S-As жильными, связанными с известковощелочными гранитными массивами, дайками и малыми порфировыми телами (2.85 млрд. л.); 3 – Au-Cu-Mo-порфировые и Au-редкометалльные проявления, сопровождающие граниты повышенной щелочности (2.74 млрд. л); 4 – Au-S, Au-S-As, Au-редкометалльными в позднеархейских шир-зонах.

Наложение палеопротерозойских и свекофеннских рудных процессов на архейские зеленокаменные породы в западном обрамлении Ведлозерско-Сегозерского ЗП и формирование месторождений и рудопроявлений в них соответствующего возраста не подтверждается и требует доказательств.

Мезоархейская металлогеническая эпоха С вулканизмом кислого и среднего состава калаярвинской, кивилампинской и бергаульской свит связано наиболее интенсивное колчеданное рудообразование в интервале времени 2.88-2.85 млрд. лет. К этим свитам приурочены месторождения/рудопроявления колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд в мезоархейских ЗП в обрамлении Водлозерского блока (объединенные в колчеданный пояс Карелии). В колчеданно-полиметаллических рудах Хаутаваарского месторождения, кроме основных сульфидов (пирита и пирротина), присутствуют сфалерит, халькопирит (Zn 17.02 %, Cu 1 %, S 38-44 %) [9], Au до 1-5.5 г/т. На Нялмозерском и Ведлозерском рудопроявлениях содержания Au достигает 3-3.9 г/т. На Улялегском колчеданном рудопроявлении содержание Au – 0.01-0.1 г/т. В южной части площади в колчеданно-полиметаллических рудах (проявления Нялмозерское, Койноваара, Кайназъярви, Саваярвинское) повышается содержание Pb (возможно влияние гранитов рапакиви). В Койкарской структуре колчеданные руды пиритового типа содержат низкие концентрации микропримесей. На Эльмусской площади на проявлении Талпус колчеданные залежи образуют согласные с вмещающими сланцами бергаульской свиты лопия маломощные (7-13 м) линзующиеся тела субмеридионального простирания (С-93, С-303, 302). Текстура колчеданных руд массивная, вкрапленно-полосчатая. Руды содержат пирит (70-80 %), арсенопирит (1-5 %), в небольшом количестве пирротин, халькопирит, сфалерит и золото. Арсенопиритовая минерализация в колчеданах, как предполагается, может быть наложенной. Содержания золота в рудах достигают 2-5 г/т.

Мезоархейский гранитоидный магматизм (комплексы Шуйский, Орехозерский, Карташинский, массив Талпус) завершает ранний орогенный этап формирования западного обрамления Водлозерского блока (2.86-2.85 млрд. л.). С «внутриструктурными» массивами, особенно с малыми телами и дайками, а также зонами рассланцевания в их экзоконтактах связана золотосульфоарсенидная минерализация, установленная на участках Талпус, Гавшламноя, Эльмус, Столбовая гора, золото-полиметаллическая минерализация (Восточное Орехозеро) [3, 5, 10]. Проявление Талпус-«гранитный» приурочено к кварцевому штокверку в небольшом внутриструктурном массиве Na-Ca-гранит-порфиров Талпус, имеющих возраст 2861±10 млн. лет [2]. Кварцевый штокверк сформирован системой СЗ и СВ жил. К зальбандам кварцевых жил приурочен тонкоигольчатый арсенопирит (5-7 %), с ним ассоциируют пирит, галенит, реже встречаются сфалерит и халькопирит. На удалении от центральной части штокверка развиты сульфиды – пирит, халькопирит, сфалерит, сульфосоли (тетраэдрит-теннантит и Pb-Ag-Sb-S ряда). Тонкое золото (и электрум в поздних ассоциациях) в штокверковой зоне представлено в срастании с пиритом [5].

К субмеридиональным шир-зонам центральной части Эльмусской зеленокаменной структуры, к экзоконтактам крупных ТТГ-массивов, либо к штокверковым зонам над невскрытыми массивами, приурочены золото-сульфоарсенидные проявления. Оруденение проявления Талпус-«арсенопиритовый» (С-303) приурочено к кварц-альбит-анкерит-хлоритовым метасоматитам, формирующимся по рассланцованным кислым туфогенно-осадочным породам в субмеридиональной шир-зоне. Руды проявления Талпус-«арсенопиритовый» вкрапленные, вкрапленно-прожилковые, содержат арсенопирит (7-15 %), пирротин (1-3 %), редкие сульфиды полиметаллов и золото, секутся пирит-кварц-карбонатными прожилками (пирита ~1-5 %). Арсенопирит срастается с пирротином и сульфидами полиметаллов, в нем встречаются микронные включения золота, реже электрум. Содержание Au в рудах достигает 20.8 г/т.

В западном обрамлении Карташинского и Орехозерского гранитоидных массивов к зоне контакта приурочены рассланцованные вмещающие толщи и система порфировых даек. Зоны рассланцевания сопровождаются вкрапленно-прожилковой Au-S-As- или Au-S-минерализацией (проявления Южное и Восточное Орехозеро, Гавшламноя). Au-S-As-минерализация проявления Гавшламноя содержит Au 0.05-0.5 г/т, As 4.13 %; Cu в ppm – 280, Sb 59, Ni 30-152, Pb 9.5, W 63, Y 46. Au-S-проявление Восточное Орехозеро характеризуется повышенными концентрациями Cu (0.62-1 %), Bi, Au (от 3.22 -до 18 г/т). К кварцевому штокверку в кислых вулканогенно-осадочных толщах над невскрытой интрузией приурочена арсенопиритовая минерализация Эльмусского проявления. Содержание As во вкрапленно-прожилковых рудах достигает 10 %, Ag до 11.4 г/т, Cu до 0.7 %, Pb до 0.2 %, Zn до 1 %, W до 0.06-0.1 %, Au в среднем составляет 4.2 г/т (до 15 г/т, по данным КГЭ).

К субмеридиональным позднеархейским зонам сдвиговых деформаций относится золотопиритовая минерализация месторождения Педролампи с высокопробным золотом [3]. Золотосульфидная минерализация приурочена к ССВ шир-зоне в сланцах по основным туфам. Рудокласты и обломки жил встречаются в перекрывающих осадках и грубообломочных породах. Возможно, что формирование этого небольшого месторождения произошло в интервале ~2.72 млрд. л., так как золото встречается в перекрывающих осадках, относимых к пулл-апарт структурам. В зоне окисления на участках Педролампи и Южка встречается крупное в пиритах (Педролампи) и тонкодисперсное (Южка) золото, переотложенное в лимонитовой массе.

Неоархейская металлогеническая эпоха в обрамлении Водлозерского блока связана с внедрением умереннощелочных санукитоидных комплексов – преимущественно массивов граносиенитов-монцогранитов. С граносиенитами Хаутаваарского массива (2.74 млрд. л.) связано золоторудное проявление Центральное Хаутаваарское (участки Северный и Центральный). Оруденение приурочено к северо-восточной части массива, к СЗ линейной штокверковой зоне, прослеженной на расстояние около 1 км. Система жил в штокверке имеет СЗ и СВ простирание. Наиболее высокие содержания золота связаны с пирит-кварцевыми жилами и зонами рассланцевания и изменения участка Центральный. Основная жила на этом участке имеет СВ простирание (70°) и крутое падение (C3 85°). Кроме нее вскрыта серия и более мелких СЗ прожилков на участке Северный. Содержание Au в зальбандах основной жилы достигает 6-28 г/т, в более мелких прожилках – 1-5.61 г/т. Рудная минерализация сопровождается аномальными концентрациями Мо, Сu, Pb, Te, Bi, Ag в относительно слабо измененных граносиенитах. Для проявления Центральное Хаутаваарское ресурсы категории Р, составляют 2.015 т (при средних содержаниях Аи 2.83 г/т на участке Северном и 7.05 г/т на участке Центральном, по данным ООО «Онего-Золото»). На участке Центральном пиритовая минерализация в зальбандах жил сопровождается золотом, молибденитом, встречаются галенит, халькопирит и более редкие Bi-Te-Pb-S фазы – сульфосоли и висмутотеллуриды [4]. На участке Северном рудная минерализация в рассланцованных и измененных граносиенитах и зальбандах прожилков представлена молибденитом, пиритом, золотом, встречаются пирротин, халькопирит, реже единичные галенит, цумоит, гессит, шеелит. Соотношение Cu/Mo в штокверке колеблется от 0.1 до 67, в рудах с молибденитом – наиболее низкое и составляет 0.1-1, что характерно для Мо-S и Мо-(Au-Cu)-S-проявлений. На периферии Хаутаваарского массива встречаются небольшие проявления полиметаллов, в которых также установлены несколько повышенные концентрации золота. Между массивами Хаутаваарским и Коруд в СЗ шир-зоне выявлено рудопроявление Au-S-As и Au-Bi рудопроявление Раялампи [6].

Золото-сульфоарсенидное месторождение Новые Пески расположено в небольшой архейской зеленокаменной структуре в юго-восточной части Хаутавааро-Ведлозерской площади. Аu-S-Аs-минерализация небольшого месторождения Новые Пески (Au 2.59 г/т) в юго-восточной части Карелии представлена арсенопиритом, леллингитом, золотом (~7 % Ад), реже сульфидами железа и меди и акцессорными минералами – галенитом, мальдонитом, висмутом, шеелитом [7]. Ассоциация представленная арсенопиритом, леллингитом, золотом с пирротином, либо пиритом, формируется в разных условиях в зависимости от соотношения As и S. В большинстве докембрийских высокотемпературных Au-S-As месторождений в условиях дефицита серы формируются руды с золотосодержащим леллингитом. На стадии ретроградного метаморфизма, в условиях привноса серы в зонах деформаций, последовательно образуются ассоциации арсенопирита с пирротином или пиритом. Снижение температуры сопровождалось замещением леллингита арсенопиритом и выделением золота, сначала тонкодисперсного на границе с леллингитом, а затем более крупного. Прямая корреляция As и Au позволяет рассматривать арсенопирит как индикатор золоторудной минерализации. Au-S-As руды неоднородные, среднезернистые, вкрапленно-полосчатые, прожилковые или гнездово-вкрапленные. Количество сульфоарсенидов и сульфидов составляет 20-25 %. Руды содержат арсенопирит (5-30 %), леллингит (1-3 %), пирротин (1-3 %), халькопирит (до 5-6 %), пирит (5-10 %), сфалерит (1 %), глаукодот, галенит и единичные выделения шеелита, золота, висмута и мальдонита. Рудная зона выделяется по аномальным концентрациям As, Au, иногда W (в ppm): Со 60.1-243.5; Ni 2.3-9; Cu 83-451; Zn 33.3-171.5; Sb 1.3-6.8; W 1-79; Pb до 17; Bi 0.3-3; Ag 0.07-0.14.

В Койкарской структуре золоторудное проявление Северо-Гирвасское приурочено к субмеридиональной (ССВ) шир-зоне [8]. Зона складчатой деформации и рассланцевания представлена низкотемпературными ассоциациями зеленых сланцев (хлорит, серицит, маложелезистый доломит, кварц, альбит, рутил). Нерудные минералы жил и гнезд сложены кварцем и кальцитом (в количестве 5-10%). Рудная минерализация Северо-Гирвасского проявления представлена пиритовой вкрапленностью в тонкоплитчатых сланцах, карбонат-кварцевых гнездах и золото-стибио-арсенидносульфидной вкрапленной минерализацией в кальцит-кварцевых и кварцевых жилах и прожилках, секущих более ранние деформации пород. Гнездовая и жильная минерализация характеризуется следующим набором элементов: S, As, Fe, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Sb, в зависимости от первичного состава измененных пород. Оруденение представлено пиритом, арсенопиритом, Fe-Ni-Co-стибио-сульфоарсенидами, галенитом, Ag-Bi-галенитом, халькопиритом, сфалеритом, пенландитом, висмутом, электрумом, кюстелитом, гаухекорнитом, матильдитом, образовавшимися в мезотермальных условиях, источник вещества которых был комплексный.

Таким образом, металлогенические перспективы на золото отдельных зеленокаменных структур в обрамлении Водлозерского блока связаны с массивами гранитоидов, формировавшихся 2.86-2.85 млрд. л. и 2.74 млрд. л. назад и зонами сдвиговых деформаций в их ореоле, в меньшей степени с колчеданными рудами, которые подверглись влиянию более поздних процессов. Геохимическая специализация раннеорогенных проявлений, как в известково-щелочных гранитах, так и в шир-зонах, отличается простым набором элементов –

Au, Fe, S, As, (Sb), реже Cu, Zn, присутствием сульфидов и сульфоарсенидов сидерофильных элементов и наличием Au-S и Au-S-As-рудно-формационных типов руд. Геохимическая специализация месторождений и рудопроявлений, завершающих формирование умереннощелочных гранитов и приуроченных к позднеархейским сдвиговым зонам носит гранитофильный профиль, характеризуется набором таких элементов, как Au, Bi, Mo, Pb, Te, As, (W, Cu) и оруденением золоторедкометалльного рудно-формационного типа – Au-Mo (Cu, W), Au-Bi-(Te, Pb, Cu), Au-Te-Cu в зональности с Au-S-As (W) минерализацией.

- 1. Дмитриева А.В. Металлогеническая специализация неоархейского умереннощелочного магматизма Центральной Карелии // Автореферат. 2017. 20 с.
- Иванов Д.В, Лохов К.А. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из гранитного массива Талпус (Эльмусская площадь, центральная Карелия) // Матер. IV Междун. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. С.-Пб. 2015. С. 431-435.
- 3. Кулешевич Л.В. Педролампи золото-сульфидное месторождение в докембрии Карелии // ДАН. Т. 422. № 6. 2008. С. 802-806.
- 4. Кулешевич Л.В., Дмитриева А.В. Au-S-кварцевое Мо-содержащее проявление Центральное в Хаутаваарском дифференцированном массиве, Южная Карелия // Руды и металлы. № 5. 2015. С. 38-50.
- Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Дмитриева А.В. Золото-сульфоарсенидная минерализация проявления Талпус, Эльмусская площадь, Карелия // Тр. XII Всерос. с межд. участием Ферсмановской научной сессии, посв. 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты. 2015. С. 130-134.
- 6. Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Дмитриева А.В., Тытык В.М. Золото-содержащая полиметаллическая и сульфоарсенидная минерализация экзоконтакта Хаутаваарского массива (Южная Карелия) // Тр. КарНЦ РАН. 2017. № 11. С. 59-77.
- 7. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Компанченко А.А. Au-S-As минерализация месторождения Новые Пески в докембрии Карелии. Au-S-As минерализация месторождения Новые Пески в докембрии Карелии // Руды и металлы. 2014. №5. С. 37-45.
- 8. Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Золоторудная минерализация Койкарской структуры, Центральная Карелия // Тр. КарНЦ РАН. 2012. С. 87-99.
- 9. Минерально-сырьевая база республики Карелия. Под ред. Михайлова В.П., Аминова В.Н. Петрозаводск: «Карелия». 2005. Кн. 1. С. 278.
- Олейник И.Л., Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Иванов Д.В. Рудно-формационные типы и минеральные ассоциации золоторудных объектов Эльмусской площади // Матер. межд. конференции «Золото Фенноскандинавского щита». Петрозаводск. 2013. С. 141-145.

ЭВДИАЛИТ ЛОВОЗЕРСКОГО ЭВДИАЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Малыгина А.В., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Калашников А.О.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, alexaeule@yandex.ru

Введение

Ловозёрский щелочной массив представляет собой подковообразное плато (29×24 км) высотой около 1000 м в западной части Кольского полуострова (рис. 1). Он сложен субгоризонтальными чередующимися слоями нефелиновых сиенитов фойяит-малиньит-шонкинитового ряда и мельтейгит-уртитов. Вся совокупность таких слоёв подразделяется на два комплекса: дифференцированный (внизу) и эвдиалитовый (сверху). В отличие от дифференцированного комплекса мощностью более 2 км, эвдиалитовый комплекс имеет мощность 100–800 м, содержит огромное количество полупереработанных ксенолитов оливиновых базальтов и их туфов, сравнительно слабо дифференцирован и существенно обогащён эвдиалитом (до 80 об. %) [1, 2].

Минералы группы эвдиалита (МГЭ) являются главными, реже второстепенными породообразующими минералами эвдиалитового комплекса (до 10 об.% в фойяитах, до 40 об. % в малиньитах, шонкинитах, ийолитах и мельтейгитах и до 15 об.% в уртитах). В группу эвдиалита входят сложные цирконо- и титаносиликаты со сложной кристаллохимической формулой:

$$N(1)_{3}N(2)_{3}N(3)_{3}N(4)_{3}N(5)_{3}M(2)_{3-6}M(3)M(4)[M(1)_{6}Z_{3}(Si_{24}O_{72})]O'_{4-6}X_{2},$$

где $N(1-5) = Na, H_3O^+, K, Sr, Ln, Y, Ba, Mn и Ca; <math>M(1) = Ca, Mn, Ln, Na, Sr и Fe; M(2) = Fe, Mn, Na, Zr, Ta, Ti, K, Ba и H_3O; <math>M(3)$ и M(4) = Si, Nb, Ti, W и Na; Z = Zr, Ti, Nb; O' = O, (OH) и H₂O; $X = Cl, F, H_2O, OH, CO_3$ и SO₄. Особенностью структуры эвдиалита является одновременное присутствие в каркасе его кристаллической структуры трёх- и девятичленных колец из SiO₄-тетраэдров, шестичленных колец из (M1)O₆-октаэдров, связанных ребрами, и слоёв, образованных изолированными ZO₆-октаэдрами. В пустотах каркаса располагаются катионы с большими ионными радиусами, а также атомы высокозарядных элементов: кремния, титана, циркония, ниобия и вольфрама [4, 5].

Материалы и методика исследования

В ходе полевых работ 2015-2016 гг. из керна 21 скважины (см. рис. 1) были отобраны 265 координатно-привязанных образцов различных пород. В этих образцах было выполнено 287 микрозондовых анализов состава МГЭ при помощи электроннозондового микроанализатора Cameca MS-46. Для выявления основных схем изоморфизма в МГЭ применялся факторный анализ, выполненный в программе Statistica-8, а для выяснения закономерности изменения состава рассматриваемых минералов в пределах Аллуйавского участка была построена его 3-мерная минералогическая модель с помощью программы MicroMine 2016.

Результаты

Результаты микрозондового анализа МГЭ представлены в таблице 1. Кристаллохимические формулы изученных образцов в 38 % случаев соответствуют манганоэвдиалиту, а в остальных – собственно эвдиалиту. Факторный анализ данных о составе МГЭ (табл. 2) выявил схему сложного гетеровалентного изоморфизма по схеме (Fe, Mg)²⁺ + Zr⁴⁺ + 2Na⁺ \leftrightarrow Si⁴⁺ + Mn²⁺ + *REE*³⁺ + Nb⁵⁺ + (Ca, Sr)²⁺. В результате такого замещения манганоэвдиалит оказался относительно обогащённым *REE*, тогда как большая часть собственно эвдиалита – Zr и Al. Второй фактор зафиксировал повышенное содержание Y, Sm и Gd в эвдиалите, относительно обогащённом Zr и Al, а также преимущественное концентрирование Ca и Nb в составе эвдиалита из высококальциевых фойяитов. В наборе редкоземельных элементов преобладают лёгкие лантаноиды: Ce (50 отн. %), Nd (25), La (23) и Pr (2), – причём возрастание суммарного содержания редкоземельных элементов также происходит, главным образом, за счёт церия и лантана.

В соответствии с основной схемой изоморфизма, на разрезах Аллуайвского участка концентрация Mn и *REE* в составе МГЭ последовательно увеличивается с глубиной (рис. 2). Наоборот, со-



Рис. 1. Схема геологического строения Ловозёрского щелочного массива (по [1] с дополнениями [2]) и Аллуайвского участка Ловозёрского эвдиалитового месторождения [3].

держание Zr и Fe с глубиной уменьшается (рис. 3), так что с глубины примерно 850 метров манганоэвдиалит стабильно преобладает над эвдиалитом. Зона развития МГЭ с повышенным содержанием Ca и Nb фиксирует пласт лейкократовых высококальциевых фойяитов (фенитизированных метабазальтов) с анортоклазом и диопсидом (рис. 4). Судя по тому, что эвдиалит в этих породах обычно образует каймы вокруг скоплений паракелдышита, можно предположить, что часть эвдиалита образовалась путём замещения первичных безводных цирконосиликатов из-за воздействия высококальциевых флюидов, сформировавшихся в ходе фенитизации оливиновых базальтов и туфов трапповой формации [2, 6, 7].

Работы проводились при финансовой поддержке Программы 48 Президиума РАН.

Малыгина А.В. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.058

	n	Me	Min	Max	SD		n	Me	Min	Max
SiO ₂	287	50.18	45.46	54.84	1.59	K ₂ O	287	0.30	0.13	2.31
TiO ₂	287	0.62	0.24	2.25	0.22	Nb ₂ O ₅	287	0.75	bd	3.16
ZrO ₂	287	13.17	6.47	20.69	1.65	Y ₂ O ₃	287	0.04	bd	0.84
Al ₂ O ₃	287	0.25	0.00	3.41	0.27	La ₂ O ₃	287	0.31	bd	2.13
FeO	287	2.79	0.28	6.62	1.04	Ce ₂ O ₃	287	0.77	0.08	3.66
MgO	287	0.05	bd	0.85	0.09	Pr ₂ O ₃	287	0.01	bd	0.33
CaO	287	7.67	2.96	15.66	1.57	Nd ₂ O ₃	287	0.32	bd	1.86
MnO	287	2.64	1.41	11.33	0.80	Sm ₂ O ₃	287	0.01	bd	0.36
SrO	287	1.92	0.00	5.59	0.84	Gd ₂ O ₃	287	bd	bd	0.44
BaO	287	0.15	0.00	1.04	0.20	HfO ₂	287	0.03	bd	2.67
Na ₂ O	287	13.36	3.49	18.40	3.35	Cl	287	1.34	bd	2.85

Таблица 1. Химический состав эвдиалита (мас. %).

Таблица 2. Результаты факторного анализа данных о составе эвдиалита.

Компонент	Фактор 1	Фактор 2	Компонент	Фактор 1	Фактор 2
SiO ₂	0.109	0.097	Nb ₂ O ₅	-0.541	0.189
TiO ₂	0.321	0.060	Y ₂ O ₃	0.197	0.156
ZrO ₂	0.777	-0.210	La ₂ O ₃	-0.127	0.793
Al ₂ O ₃	0.625	0.047	Ce ₂ O ₃	0.020	0.844
FeO	0.336	-0.431	Pr ₂ O ₃	0.046	0.148
MgO	0.041	-0.157	Nd ₂ O ₃	-0.027	0.505
CaO	0.172	0.294	Sm ₂ O ₃	0.501	-0.030
MnO	0.159	0.803	Gd_2O_3	0.510	-0.017
SrO	-0.507	0.224	HfO ₂	0.105	0.197
BaO	-0.361	0.381	Cl	0.302	0.097
Na ₂ O	-0.556	-0.407		14	1.4
K ₂ O	0.274	0.071	Бклад в дисперсию, 70	14	14



Рис. 2. Вариации соотношения MnO/(MnO+FeO) в эвдиалите – слева; вариации суммарного содержания *REE* в эвдиалите – справа. а, б, в – разрезы с запада на восток; г – разрез с севера на юг.



Рис. 3. Вариации содержания ZrO₂ в эвдиалите щелочных пород Аллуайвского участка (а, б, в – разрезы с запада на восток; г – разрез с севера на юг)



Рис. 4. Вариации содержания оксидов в эвдиалите: CaO – слева; Nb₂O – справа (а, б, в – разрезы с запада на восток; г – разрез с севера на юг)

- 1. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
- 2. Kalashnikov A.O., Konopleva N.G., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu. Rare Earth Deposits of the Murmansk Region, Russia–A Review // Economic Geology, 2016. V. 111. P. 1529-1559.
- Уткин М.Ю., Сухарев В.Н., Киричек О.П., Уткина Г.А., Лопатин А.С., Кононова Л.Н., Гордиенко А.В., Сайков С., Михаэлис Н.Г. Отчёт о предварительной разведке эвдиалит-лопаритовых и эвдиалитовых руд участка Аллуайв месторождения Чинглусуай в 1989-1992 гг. Кн.1. Ревда. 1995 г. 144 с.
- 4. Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В. Принципы кристаллохимической классификации минералов группы эвдиалита // ЗРМО. 2011. № 3. С. 25-39.
- 5. Johnsen O., Ferraris G., Gault R., Grice J.D., Kampf A., Pekov I. The nomenclature of eudialyte-group minerals // Can. Mineral. 2003. V. 41. P. 785-794.
- 6. Korchak Yu.A., Men'shikov Yu.P., Pakhomovskii Ya.A., Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu. Trap Formation of the Kola Peninsula // Petrology. 2011. V. 19. No. 1. P. 87-101.
- 7. Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Yakovenchuk V.N. Eudialyte-group minerals in rocks of Lovozero layered complex at Mt. Karnasurt and Mt. Kedykvyrpakhk // Geology of Ore Deposits. 2015. V. 57. No. 7. P. 600-613.

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Маринин А.В.¹, Сим Л.А.¹, Жиров Д.В.², Бондарь И.В.¹

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Хибинский массив долгие годы представляет уникальную природную лабораторию, к которой проводятся исследования природных тектонических напряжений и вызванных ими структурных деформаций массивов горных пород. Активное проявление горно-динамических воздействий на эксплуатацию месторождений полезных ископаемых обуславливает цели тектонофизических исследований по изучению кинематики систем мелких разрывных нарушений и зеркал скольжения, а также реконструкции палео напряженно-деформированного состояния массива горных пород.

В 2009-2016 годах нами проведены полевые тектонофизические исследования на естественных обнажениях, в подземных и на открытых выработках южной части Хибинского массива. Собранные данные включают более 1000 индикаторов палеонапряжений, в том числе более 500 с кинематической информацией на поверхности разрывных нарушений. Обработка данных полевых замеров геологических стресс-индикаторов проводилась с помощью метода катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого [2]. Для реконструкции напряженно-деформированного состояния использовалась программа *STRESSgeol*, разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН и использующая алгоритмы вышеуказанного метода. Метод катакластического анализа позволяет определить количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний: положение осей главных напряжений/деформаций и коэффициент Лоде-Надаи. При анализе систем тектонической трещиноватости разных кинематических типов с их объединением в устойчивые структурные ассоциации (парагенезы) применен структурно-парагенетический метод Л.М. Расцветаева [1]. Малые разрывные нарушения, зеркала скольжения, отрывы, жилы и другие используемые в данном методе геологические стресс-индикаторы несут информацию о разных этапах деформирования.

В южной части Хибинского массива по данным 2009-2016 гг с помощью метода катакластического анализа были проведены реконструкции палеонапряженного состояния в пределах Кировского рудника, карьеров «Центральный», «Восточный» и «Олений Ручей». Всего удалось произвести расчет для 17 локальных стресс-состояний в пределах южной части Хибинского массива. Такое же количество определений сделано по замерам в окружающих массив образованиях на территории Кольского полуострова. Положение осей главных напряжений в пределах Хибинского массива по данным проведенной реконструкции имеют значительные вариации (рис. 1). Среди преобладающих направлений осей максимального сжатия можно выделить запад – северо-западные (до субширотных) и северо-восточные, а также реже встречающиеся меридиональные ориентировки. Плотностной максимум погружения осей максимального схатия на стереограмме составляет ВЮВ 110Ф25 (рис. 1). Промежуточные оси часто занимают субвертикальное положение. Оси максимального и субгоризонтальных осей, имеющих северо-восточное и субширотное простирание. Оси максимального и субгоризонтальных осей, имеющих северо-восточное и субширотное простирание. Оси максимального и 500 девиаторного растяжения ориентированы в север – северо-западном направлении или субвертикально. Плотностной максимум погружения осей растяжения на стереограмме составляет ЮЮВ 150Ф5 (рис. 1).

По сравнению с меняющимися по азимуту погружению ориентировками осей главных напряжений более устойчив и информативен тип напряженного состояния, определяемый по положению осей на зенит. По результатам реконструкции установлено, что для рассматриваемого района преобладают обстановки горизонтального сдвига и сжатия, но встречаются и обстановки горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом. Таким образом, если в целом по Кольскому полуострову мы видим преобладание обстановки горизонтального сдвига, то в массивах пород южной части Хибин преобладают обстановки горизонтального сдвига и горизонтального сжатия (рис. 2).

В результате проведенных с применением структурно-парагенетического анализа определений получены ориентировки осей максимального сжатия преимущественно северо-восточного и



Рис. 1. Ориентировка осей главных напряжений в пределах южной части Хибинского массива.

На схеме показаны оси главных напряжений, ориентированные по погружению: минимальных (девиаторное растяжение, σ₁), промежуточных (σ₂) и максимальных (σ₃) сжимающих напряжений (синий, черный и красный цвет соответственно). Длина стрелок показывает угол наклона соответствующей оси: короткие – с крутым наклоном, длинные – пологие. В верхней части суммарные диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) для всего региона, на которых показаны выходы осей главных напряжений и плотностные максимумы их распределения. Заливка значков выходов осей на диаграммах указывает на участок наблюдения.



Рис. 2. Типы напряженного состояния в пределах Кольского полуострова (слева) и отдельно Хибинского массива (справа) по данным реконструкции геологических индикаторов напряжения. На диаграммах показано количество локальных стресс-состояний с определенным типом напряженного состояния: 1 – горизонтального растяжения, 2 – горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом, 3 – горизонтального сдвига, 4 – горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом, 5 – горизонтального сжатия, 6 – сдвига в вертикальной плоскости.

северо-западного направлений. Меридиональное и субширотное направления сжатия фиксируются реже. Пример структурного парагенеза с субширотным максимальным сжатием приведен на рис. 3. В парагенезе четко выделяются системы правых сдвигов северо-восточного простирания и левых сдвигов северо-западного простирания, а взбросовые нарушения имеют меридиональное простирание. В правой части (рис. 3) показан расчет ориентировки осей главных напряжений с помощью программы *STRESSgeol*. В обстановках северо-восточного сжатия преобладают структурные парагенезы субмеридиональных правых сдвигов и субширотных левых сдвигов. При северо-западной ориентации оси сжатия помимо сдвиговых парагенезов существенную роль играют взбросовонадвиговые системы северо-восточного простирания. Данные системы образуют характерный максимум с простиранием по азимуту CB 30°, который преобладает среди всех кинематических типов



Рис. 3. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа в точке наблюдения № 10530 (рудник «Восточный») в южной части Хибинского массива: 1-7 – полюса тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – отрывы, 6 – сдвиги, 7 – зоны дробления; 8-10 – оси главных нормальных напряжений: 8 – минимальных, 9 – промежуточных, 10 – максимальных, 11 – ориентировка оси максимального сжатия по данным структурно-парагенетического анализа тектонической трещиноватости. Толщина линий значков (1-4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: с толстыми – хорошая, с тонкими – предполагаемая.

зеркал скольжения и малых разрывов. Отрывные структуры в рассматриваемом районе фиксируются значительно реже и не образуют значимых максимумов. Северо-западное направление сжатия для Хибинского массива ранее реконструировано кинематическим методом [3].

Выводы

В пределах Хибинского массива обстановки горизонтального сжатия фиксируются при реконструкции палеонапряжений разными методами. Структурно это выражается в наличии многочисленных разрывных зон с преобладанием надвиговой и взбросовой кинематики. Роль обстановок горизонтального сжатия существенно выше в пределах массива и сопоставима с обстановками горизонтального сдвига, которые резко преобладают на остальной территории Кольского полуострова.

По данным проведенной реконструкции наиболее проявлено запад – северо-западное направление максимального сжатия, которое обуславливает и наиболее проявленную систему взбросовых зеркал скольжения и мелких разрывов север -северо-восточного простирания. Проведенные реконструкции ориентировок осей главных напряжений показывают большую вариабельность по сравнению с определениями in-situ, что на наш взгляд может быть объяснено присутствием древних деформационных структур, которые не были переработаны или переориентированы в соответствии с современным напряженно-деформированным состоянием. Разнообразие ориентации осей главных напряжений и типов напряженного состояния может также свидетельствовать о наличие внутренних источников тектонических напряжений. Для более тщательного анализа палеонапряжений и систем тектонической трещиноватости Хибинского массива необходимо получение полевой тектонофизической информации по другим частям массива.

- Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизьюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173-235.
- 2. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
- 3. Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 3. С. 219-243.

ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПИРОКСЕН-ПЛАГИОКЛАЗ-АМФИБОЛОВЫХ ЖИЛЬНЫХ ПОРОД УЧАСТКА МОРОШКОВОЕ ОЗЕРО (МОНЧЕГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

Мирошникова Я.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, miroshnikova@geoksc.apatity.ru

Участок Морошковое озеро расположен в юго-восточной части Мончегорского комплекса (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров). Изучение геологического строения данного участка началось в 30-е годы XX в. В то время здесь проводились геофизические поисковые работы на Cu и Ni. В результате было разведано небольшое по запасам Cu-Ni месторождение, выработанное к концу 40-х гг. [2].

Впоследствии этот участок привлек внимание геологов уже в 90-х гг. ХХ в., когда в Кольском регионе проводились масштабные поисковые работы на платинометальное оруденение. В этот период здесь были пройдены несколько канав, пробурено две скважины. В рассланцованных метагабброноритах была обнаружена платинометальная минерализация с содержанием платиноидов: Pt – 0.25-0.58 г/т, Pd – 1.10-2.24 г/т, Cu – 0.22-0.75 %, Ni – 0.07-0.16 % [1]. Однако геологическое строение и распределение ЭПГ в породах участка Морошковое озеро остаются до сих пор малоизученными.

В ходе полевых работ 2010-2014 гг. авторами были изучены взаимоотношения главных породных разновидностей на участке Морошковое озеро. Здесь среди мелко-среднезернистых метаноритов залегают жильные тела сложной морфологии. Мощность жил изменяется от 10 см до 2 м в раздувах. Содержание рудных компонентов в жильных породах достигает 2-3 об. %. Среди жильных тел по их минеральному составу можно выделить три разновидности: 1) жилы пироксенплагиоклаз-амфиболового состава; 2) жильные тела плагиоклаз-амфиболового состава; 3) жилы кварц-полевошпатового состава. Наибольший промышленный интерес представляют собой жилы пироксен-плагиоклаз-амфиболового состава. Именно эта разновидность жил несёт в себе гнездововкрапленное сульфидное, оксидное и платинометальное оруденение.

В аншлифах, изготовленных из жильных пироксен-плагиоклаз-амфиболовых пород, была исследована рудная минерализация (табл. 1). Изучение рудных минеральных ассоциаций проводилось с помощью микроскопа Axioplan оснащенного соответствующей видеоаппаратурой, позволяющей проводить фотодокументацию исследуемых объектов. Химический анализ однородных зёрен минералов размером более 20 мкм выполнялся на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46. Диагностика минералов в связи с малым размером выделений и однородных участков индивидов основывалась на оценочных анализах при помощи энергодисперсионных спектрометров Röntec и Bruker X Flash-5010 к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450. Последний был также использован для получения изображений участков полированных шлифов в обратнорассеянных электронах.

Исследование рудной минерализации в жильных породах участка Морошковое озеро показало, что сульфидная минерализация в северной части несколько отличается от таковой в южной части участка. Главные сульфидные минералы в северной части представлены халькопиритом, миллеритом и борнитом, тогда как в южной части распространены халькопирит, миллерит и пирит, реже встречается пентландит. Среди оксидных минералов в жильных породах главными являются магнетит и ильменит. Минералы платиновых металлов и другие редкие минералы выделяются на границах и встречаются в виде мелких включений в зёрнах главных сульфидных минералов.

Маякит (PdNiAs) – один из самых часто встречаемых минералов. Форма зёрен неправильная и округлая. Размеры от 1 до 5 мкм. Химический состав: Pd 42.29-48.58, Ni 17.43-27.75, As 28.05-32.98 (мас. %). В составе некоторых индивидов отмечаются примеси Fe до 2.60, Cu до 1.69, Co до 0.15, Sb до 0.37, S до 1.55 (мас. %). Кристаллохимическая формула минерала: Pd_{0.956-1.147} (Ni_{0.746-1.137} Sb_{0-0.008} Co_{0-0.006})_{0.746-1.143} As_{0.901-0.106}. Образует округлые и вытянутые включения в

миллерите, реже выделяется на границе халькопирита и борнита или на границе зерна амфибола. В ассоциации также отмечается таркианит, клаусталит, никелин, гессит и ковеллин.

Минерал	Формула	Встреча-	Минерал	Формула	Встречае-	
minepui	# opinysia	емость		* opinysia	мость	
Сульфиды и г	іх аналоги, сульфо	осоли	Группа сфалерит-вюрцита			
Сплавы м	еталлоидов с ЭП	Γ	Сфалерит	ZnS	XX	
Атенеит	$Pd_2(As_{0.75}Hg_{0.25})$	X	Хаулеит	CdS	X	
Маякит	PdNiAs	XXX	Цинковый гринокит	(Cd,Zn)S	Х	
Гру	ппа никелина		Сульфиды сиде	ерофильных элемент	пов	
Никелин	NiAs	Х	Пирротин	Fe _{1-x} S	XXX	
Котульскит	PdTe	XXX	Миллерит	NiS	XXXX	
Соболевскит	PdBi	XXX	Пентландит	(Fe,Ni) _o S ₈	XXX	
Гру	уппа пирита Молибденит МоS		Х			
Пирит	FeS ₂	XXXX	Рениит	ReS ₂	Х	
Сперрилит	PtAs,	XX	Таркианит	$(Cu,Fe)(Re,Mo)_{4}S_{8}$	Х	
Груп	па кобальтина		Группа	халькопирита		
Майчнерит	PdBiTe	Х	Халькопирит	CuFeS,	XXXX	
Несгрупир	ованные арсенид	ы	Груг	ппа борнита		
Иридарсенит	IrAs ₂	X	Борнит	Cu _s FeS ₄	XXXX	
Палладоарсенид	Pd ₂ Ås	Х	Группа ко	веллин-халькозина		
Несгрупир	ованные теллурис	вы	Ковеллин	CuS	XX	
Гёссит	Ag,Te	X	Халькозин	Cu ₂ S	XX	
Меренскиит	PdŤe,	XXX	Оксиде	ы и гидроксиды		
Мончеит	Pt(Te,Bi),	Х	Ильменит	FeTiO ₃	XXX	
Груг	ппа галенита		Магнетит	FeFe ₂ O ₄	XXXX	
Галенит	PbS	XX	Рутил	TiO,	X	
Клаусталит	PbSe	X	Гётит	FeO(OH)	XX	

Таблица 1. Рудные минералы в жильных телах участка Морошковое озеро.

Примечание: Х – еденичные находки, ХХ – редкий, ХХХ – часто встречающийся, ХХХХ – главный.

Котульскит (PdTe) – также один из самых часто встречаемых минералов. Размер индивидов от 1 до 5 мкм, форма неправильная. Химический состав: Pd 34.34-42.16, Te 23.51-46.04, Bi 13.12-37.14 (мас. %). В составе одного из индивидов присутствует примесь Rh – 0.79 (мас. %). Кристаллохимическая формула минерала:

 $(Pd_{0.830-0.990} Rh_{0-0.021})_{0.830-1.011} (Te_{0.504-0.928} Bi_{0.155-0.486})_{0.989-1.170}$

Чаще всего встречается в виде включений в силикатных минералах (в амфиболе), также обнаружен в виде сростка с халькопиритом. Находится в ассоциации с халькопиритом, галенитом, меренскиитом, майчнеритом и палладоарсенидом.

Соболевским (PdBi) – довольно распространённый минерал, но встречается реже, чем маякит и котульскит. Размер индивидов от 2 до 10 мкм, форма неправильная. Химический состав: Pd 37.32-52.87, Bi 16.81-40.98 (мас. %), также отмечается примесь Te 14.72-21.51 (мас. %). В составе отдельных индивидов присутствует примесь Sb до 7.08, As до 6.93, Ni до 1.59, Rh до 0.20 (мас. %). Кристаллохимическая формула минерала:

 $(\mathrm{Pd}_{0.978-1.178} \operatorname{Rh}_{0-0.005})_{0.983-1.178} (\mathrm{Bi}_{0.191-0.547} \operatorname{Te}_{0.274-0.470} \operatorname{As}_{0-0.219} \operatorname{Sb}_{0-0.138})_{0.822-1.017}.$

Встречается в виде включений в силикатных минералах (преимущественно в амфиболе). Находится в ассоциации с халькопиритом, миллеритом, пиритом и галенитом.

Меренскиит (PdTe₂) также является довольно распространённым минералом. Размер отдельных индивидов 0.25-2 мкм, но встречено и крупное зерно размером 25 мкм (рис. 1 в). Форма индивидов неправильная. Химический состав: Pd 12.54-28.19, Pt 0-20.65, Te 32.67-58.47, Bi 7.77-39.15 (мас. %). В составе одного из индивидов присутствует примесь Rh – 0.57 (мас. %). Кристаллохимическая формула минерала:

 $(Pd_{0.488-1.122} Pt_{0.0.438} Rh_{0.0.023})_{0.949-1.120} (Te_{1.084-1.897} Bi_{0.162-0.793})_{1.878-2.059}.$

Мелкие выделения встречаются в виде включений в силикатных минералах (в амфиболе). Крупный индивид обнаружен на границе халькопирита, который вместе с миллеритом и пиритом образует сложный агрегат. В ассоциации также присутствуют котульскит и палладоарсенид.

Сперрилит (PtAs₂) встречается реже, чем соболевскит и меренскиит. Размер индивидов составляет 1-9 мкм, форма зёрен неправильная, червеобразная и вытянутая (рис. 1а). Химический состав: Pt 54.63-55.29, As 43.96-44.14 и Fe 0.57-1.41 (мас. %). Формула минерала:

Находится в виде включений в зернах борнита, магнетита и силикатных минералов. Кроме того, на границе зёрен халькопирита и магнетита встречен сросток сперрилита и минеральной фазы Rh-S. Размер сростка едва достигает 0,8 мкм. В ассоциации со сперрилитом также присутствуют халькозин и ковеллин.

Майчнерит (PdBiTe) – единичная находка. Размер индивида около 25 мкм, форма неправильная. Химический состав: Pd 22.19, Pt 3.08, Te 30.59, Bi 43.93 (мас. %). Отмечается незначительная примесь Fe – 0.22 (мас. %). Кристаллохимическая формула минерала:

$$(Pd_{0.928}Pt_{0.070})_{0.998}Bi_{0.935}Te_{1.067}$$

Майчнерит образует включение в зерне халькопирита (рис. 1 б). В ассоциации также присутствует котульскит.

*Мончеит Рt(Te,Bi)*₂ встречен в виде включения в зерне халькопирита. Размер индивида 2 мкм, форма изометричная. Химический состав: Pt 31.65, Pd 5.74, Rh 0.23, Te 53.43, Bi 8.94 (мас. %). Кристаллохимическая формула минерала:

$$(Pt_{0.716} Pd_{0.238} Rh_{0.010})_{0.964} (Te_{1.847} Bi_{0.189})_{2.036}$$

Находится в ассоциации с миллеритом, магнетитом, меренскиитом и рениитом.



Рис. 1. Морфология рудных минералов в жильных телах пироксен-плагиоклаз-амфиболового состава: а – срастания борнита (Bn) с халькопиритом (Ccp) в ассоциации с магнетитом (Mag), самостоятельные включения сперрилита (Sperr) в борните (Bn) и силикатном минерале (основной снимок – в отражённом поляризованном свете, детальные – в обратно-рассеянных электронах); б – включение майчнерита (Mich) в халькопирите (Ccp), срастание халькопирита (Ccp) с котульскитом (Kot); в – сложное срастание миллерита (Mir), халькопирита (Ccp) и пентландита (Pn), крупное выделение меренскиита (Mer) на границе этого сростка; г – сложное срастание миллерита (Mit) с халькопиритом (Ccp), пиритом (Py) и магнетитом (Mag), выделение атенеита (Ath) на границе миллерита (Mit).

Атенеит $Pd_2(As_{0.75}Hg_{0.25})$ – единичная находка. Размер индивида около 2 мкм, форма неправильная. Химический состав: Pd 65.72, Hg 9.58, As 22.42 (мас. %). В составе присутствует примесь Ni (2.02 мас. %) и S (0.26 мас. %). Формула минерала:

$$Pd_{1921} (As_{0931}Hg_{0149})_{1080}$$

Атенеит выделяется на границе зерна миллерита (рис. 1г). В ассоциации присутствуют пирит, магнетит, халькопирит и галенит.

Палладоарсенид (Pd_2As) также представлен единичной находкой. Размер индивида около 1 мкм, форма изометричная. Химический состав: Pd 73.90, Pt 0.81, As 24.71 (мас. %), также присутствует незначительная примесь серы S – 0.58 (мас.%). Формула минерала:

$$(Pd_{1.991-0.974}Pt_{0.012})_{2.003}(As_{0.946}S_{0.052})_{0.997}$$

Минерал обнаружен в виде включения в зерно амфибола. В ассоциации находятся халькопирит, котульскит и меренскиит.

*Иридарсенит (IrAs*₂) является ещё одной интересной единичной находкой. Размер индивида 1,5 мкм, форма неправильная, округлая. Химический состав: Ir 37.12, Rh 8.26, Pt 7.32, As 31.73 (мас.%). Кроме того, в составе присутствуют примеси S 7.69, Fe 5.17, Cu 1.82, Co 0.65, Ni 0.25 (мас.%). Формула минерала:

$$(Ir_{0.789} Rh_{0.328} Pt_{0.153})_{1.270} As_{1.730}$$

Встречен в зерне миллерита в виде включения. Находится в ассоциации с халькопиритом, пиритом, пентландитом, магнетитом, меренскиитом и мончеитом.

Среди включений в зернах сульфидов были обнаружены минералы, в состав которых входит такой редкий элемент, как рений.

Таким образом, с жильными телами пироксенового, плагиоклаз-пироксенового и амфибол-плагиоклазового состава связаны борнит-халькопирит-миллеритовый (в южной части участка Морошковое озеро) и пирит-халькопирит-миллеритовый (северной части участка Морошковое озеро) типы минерализации, которые пространственно тесно ассоциируют с ильменит-магнетитовым типом. В этих телах также обнаружена благороднометальная минерализация. Среди минералов платиновой группы преобладают арсениды, висмутиды, теллуриды и висмутотеллуриды Pt и Pd.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0231-2015-0002.

- Ефимов А.А., Субботин В.В., Вурсий Г.Л. Геологическое строение и характеристика сульфидной ЭПГсодержащей минерализации массива Габбро-10 (Мончегорский интрузив, Кольский п-ов) // Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий. Матер.XV молодежной научной конференции памяти К.О.Кратца, г. Санкт-Петербург, 13-16 октября 2004 г. Спб. 2004. С. 74-76.
- 2. Рутштейн С.М. Геологическое строение и оруденение для трех основных массивов Монча-тундры // Хибинские Апатиты, Ч. VI. Л.: ОНТИ СВНХ. 1933. С. 168-175.

ЛОПАРИТ АЛЛУАЙВСКОГО УЧАСТКА ЛОВОЗЕРСКОГО ЭВДИАЛИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Михайлова Ю.А., Малыгина А.В., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Калашников А.О. Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, alexaeule@yandex.ru

Второй по размерам после Хибинского, девонский Ловозерский щелочной массив расположен в западной части Кольского полуострова, среди метаморфических комплексов Кольско-Норвежского мегаблока. Наиболее характерными его чертами являются чёткая расслоенность, огромное количество послойных ксенолитов слабопереработанных оливиновых базальтов, туфов и туффитов ловозерской свиты и наличие крупнейших месторождений Ti, Nb, Ta, REE и Zr [1, 2].

Массив сложен субгоризонтальными (падение к центру массива под углами до 10°) ритмично чередующимися слоями нефелиновых сиенитов фойяит-малиньит-шонкинитового ряда и



Рис. 1. Схема геологического строения Ловозёрского щелочного массива (по [1] с дополнениями [3]) и Аллуайвского участка Ловозёрского эвдиалитового месторождения [2].

мельтейгит-уртитов. Его нижняя часть представлена дифференцированным комплексом (мощностью более 2 км) из более чем 7 ритмично чередующихся пачек пород, в которых от подошвы к кровле постепенно нарастает содержание микроклин-пертита, щелочных амфиболов и клинопироксенов с соответствующим переходом от уртитов к ийолитам, затем к фойяитам и малиньитам. На контакте между соседними слоями располагаются тонкие (до 50 см) прослои лопаритсодержащих малиньитовшонкинитов (со стороны подстилающих нефелиновых сиенитов) – ийолитов-мельтейгитов (со стороны покрывающих фоидолитов) [3].

Эвдиалитовый комплекс мощностью 100–800 м включает линзы тех же самых пород, что и дифференцированный комплекс, но он сравнительно слабо дифференцирован и существенно обогащён эвдиалитом (до 80 об. %) [1-4]. Хотя эвдиалитсодержащие породы обычно обеднены лопаритом [2, 3], развитые среди них отдельные линзы нефелиновых сиенитов и фоидолитов с низким содержанием эвдиалита включают в себя лопарит в количестве 0.5–1 об. %. Это позволяет рассматривать Эвдиалитовый комплекс в качестве сверхкрупного Zr-*REE*-Ti-Nb-Ta месторождения, наиболее перспективными в пределах которого являются Аллуайвский (см. рис. 1) и Чивруайский участки [3].

В пределах Ловозерского массива был детально изучен Аллуайвский участок. Он сложен эвдиалитовыми малиньитами, резко доминирующими над другими разновидностями пород (63 %). Среди малиньитов располагается протяжённый пласт фойяитов (18 % от всего объема пород) мощностью до 100 м. Шонкиниты и фоидолиты (8 % и 10 % соответственно) слагают разрозненные послойные линзы в толще малиньитов.

В пределах Аллуайвского участка лопарит встречается повсеместно, хотя его содержание варьирует от единичных мельчайших (до 5 мкм) включений в породообразующих минералах до 3 об.% [2]. Лопарит – (Na,*REE*,Ca,Sr,Th)(Ti,Nb)O₃ – сложный редкоземельный титано-ниобат из группы перовскита [6]. Благодаря широко проявленным изоморфным замещениям, лопарит и другие представители этой группы являются чувствительными индикаторами условий минералообразования, что позволяет использовать их в качестве типоморфных минералов [7].

Методика исследования

Для выявления закономерностей изменения состава лопарита в пределах Ловозёрского эвдиалитового месторождения использовался метод трёхмерного минералогического картирования, ранее опробованный на Ковдорском месторождении магнетита, апатита и бадделеита [5]. Сначала был произведен отбор координатно-привязанных образцов (через 5 м) из керна скважин, пробуренных в пределах Аллуайвского участка (см. рис. 1), и изготовлены комбинированные шлифы. Их изучение проводилось при помощи оптического и электронного микроскопов (Leo-1450 с EDSанализатором Quantax). Затем был проведен волнодисперсионный микрозондовый анализ состава лопарита в 198 образцах при помощи электроннозондового микроанализатора Cameca MS-46. Факторный анализ содержания оксидов в массовых процентах произведён методом главных компонент с варимаксным вращением в программе Statistica-8. Закономерности изменения состава минерала в пространстве анализировались по трёхмерной минералогической модели Аллуайвского участка, построенной при помощи программного комплекса Micromine-16.

Результаты

После обработки данных микрозондового анализа выяснилось, что кроме собственно лопарита в выборку попали и другие минералы группы перовскита – луешит, перовскит, таусонит (табл. 1). Однако их доля от общего количества анализов невелика – около 35 анализов. Результаты факторного анализа содержаний оксидов в массовых процентах представлены в таблице 2 и на рисунке 2. Первый фактор выявил основную схему изоморфных замещений: $0.5Na^++0.5REE^{3+}+Ca^{2+}+2Ti^{4+} \leftrightarrow 2Na^++2(Nb,Ta)^{5+}- т. е.$ «лопарит + перовскит \leftrightarrow луешит», которая обусловливает отрицательную корреляцию между Nb+Ta и REE+Ti (табл. 1). В большинстве образцов малиньитов и шонкинитов рассматриваемый минерал обогащён Zr и REE, – при этом, часть образцов малиньитов содержит в своем



Рис. 2. Результаты факторного анализа данных о составе лопарита. Длины векторов-переменных и векторов-объектов не согласованы.

составе лопарит с повышенным содержанием тория, тантала и железа. Вместе с тем, лопариты малиньитов образуют компактное поле точек, что означает отсутствие каких-либо значительных флуктуаций в составе лопарита этих пород. В фойяитах и уртитах лопарит характеризуется повышенным содержанием Nb вплоть до перехода в луешит (рис. 2).

	7.1		1 ()
Компонент	<u>медиана±станд. откл.</u> min–max	Компонент	медиана±станд. откл. min-max
SiO ₂	$\frac{0.64 \pm 0.98}{0.08 - 4.6}$	K ₂ O	$\frac{0.12 \pm 0.11}{0 - 1.06}$
TiO ₂	$\frac{38.27\pm5.37}{20.13-51.4}$	Nb ₂ O ₅	$\frac{15.42 \pm 8.98}{6.88 - 50.12}$
ZrO ₂	$\frac{0.32 \pm 0.15}{0 - 0.46}$	Y ₂ O ₃	$\frac{0.18\pm0.1}{0.03-0.3}$
Al ₂ O ₃	$\frac{0.23\pm0.4}{0.02-1.53}$	La ₂ O ₃	$\frac{7.95\pm1.53}{1.59-10.12}$
FeO	$\frac{0.31 \pm 0.5}{0 - 5.82}$	Ce ₂ O ₃	$\frac{14.54\pm3.17}{1.47-19.56}$
MgO	$\frac{0.04 \pm 0.03}{0 - 0.08}$	Pr ₂ O ₃	$\frac{0.95\pm0.37}{0.13-2.05}$
CaO	$\frac{3.33\pm1.53}{0.34-17.84}$	Nd ₂ O ₃	$\frac{3.22\pm1.02}{0.26-8.29}$
MnO	$\frac{0.21\pm0.38}{0-1.07}$	Sm ₂ O ₃	$\frac{0.41\pm0.58}{0.14-2.61}$
SrO	$\frac{4.56\pm1.89}{0.33-14.11}$	Gd_2O_3	$\frac{0.17 \pm 0.14}{0 - 0.38}$
BaO	$\frac{0.55\pm1.02}{0-2.62}$	ThO ₂	$\frac{1.51\pm1.84}{0.25-12.87}$
Na ₂ O	$\frac{8.06\pm1.8}{2.89-14.02}$		

Таблица 1. Данные о химическом составе лопарита (мас. %).

На разрезах через Аллуайвский участок месторождения (рис. 3) общее содержание редкоземельных элементов в лопарите малиньитов незначительно возрастает с глубиной. На этом фоне проявлено несколько горизонтов лопарита с пониженным содержанием редкоземельных элементов, связанных, прежде всего, с линзами фоидолитов. Содержание Nb и Ta ведёт себя обратно пропорционально таковому REE и Ti вследствие изоморфизма по основной для рассматриваемого комплекса (лопарит+перовскит)–луешитовой схеме $0.5Na^++0.5REE^{3+}+Ca^{2+} + 2Ti^{4+} \leftrightarrow 2Na^++2(Nb,Ta)^{5+}$.

Компонент	Фактор 1	Фактор 2	Компонент	Фактор 1	Фактор 2
SiO ₂	-0.280	0.050	Y ₂ O ₃	0.107	0.191
TiO ₂	0.790	-0.546	La ₂ O ₃	0.599	0.579
ZrO ₂	0.144	0.220	Ce ₂ O ₃	0.863	0.399
Fe ₂ O ₃	-0.160	-0.271	Pr ₂ O ₃	0.561	0.373
CaO	0.433	-0.646	Nd ₂ O ₃	0.841	0.006
SrO	0.066	-0.488	Sm ₂ O ₃	0.063	-0.011
Na ₂ O	-0.294	0.807	Gd ₂ O ₃	0.141	0.150
K ₂ O	-0.065	0.089	ThO ₂	-0.303	-0.558

Таблица 2. Результаты факторного анализа данных о составе лопарита.



Рис. 3. Вариации содержания некоторых оксидов в лопарите: REE_2O_3 – слева, Nb₂O₅ – справа (а, б, в – разрезы с запада на восток; г – разрез с севера на юг).

Nb ₂ O ₅	-0.916	0.284	Вклад в дис-	22	16
Ta ₂ O ₅	-0.260	-0.267	персию, %	23	10

Примечание: жирным шрифтом выделены факторные нагрузки, превышающие значение ±0.5.

С учётом изменчивости состава эвдиалита (см. статью Малыгиной и др. в настоящем сборнике), можно заключить, что разработка комплексных Zr-REE-Ti-Nb-Ta руд месторождения должна опираться на детальную 3-мерную модель месторождения с целью оперативного управления процессом получения эвдиалитового и лопаритового концентратов определённого состава. Это, в свою очередь, требует построения геометаллургической модели эвдиалитового месторождения, учитывающей технологические требования соответствующих обогатительных и гидрометаллургических процессов. Работы проводились при финансовой поддержке Программы 48 Президиума РАН.

- 1. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
- Уткин М.Ю., Сухарев В.Н., Киричек О.П., Уткина Г.А., Лопатин А.С., Кононова Л.Н., Гордиенко А.В., Сайков С., Михаэлис Н.Г. Отчёт о предварительной разведке эвдиалит-лопаритовых и эвдиалитовых руд участка Аллуайв месторождения Чинглусуай в 1989-1992 гг. (книга 1). Ревда, 1995 г. 144 с.
- 3. Kalashnikov A.O., Konopleva N.G., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu. Rare Earth Deposits of the Murmansk Region, Russia–A Review // Economic Geology, 2016. V. 111. P. 1529-1559.
- 4. Korchak Yu.A., Men'shikov Yu.P., Pakhomovskii Ya.A., Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu. Trap Formation of the Kola Peninsula // Petrology. 2011. V. 19. N. 1. P. 87-101.
- Mikhailova, J.A., Kalashnikov, A.O., Sokharev, V.A., Pakhomovsky, Ya.A., Konopleva, N.G., Yakovenchuk, V.N., Bazai, A.V., Goryainov, P.M., Ivanyuk, G.Yu. 3D mineralogical mapping of the Kovdor phoscorite–carbonatite complex (Russia) // Mineralium Deposita. 2016. V. 51 (1). P. 131-149.
- Mitchell R.H., Welch M.D., Chakhmouradian A.R., Mills S. Nomenclature of the perovskite supergroup: A hierarchical system of classification based on crystal structure and composition // Mineral. Mag. 2017. V. 81. P. 411-461.
- 7. Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N. Loparite-(Ce) in rocks of the Lovozero layered complex at Mt. Karnasurt and Mt. Kedykvyrpakhk // Geology of Ore Deposits. 2014. V. 56. N. 8. P. 685-698.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО КРИОТЕРМОМЕТРИИ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В НЕФЕЛИНЕ ЛОПАРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Мокрушина О.Д.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, artmok@yandex.ru

Ловозерский массив входит в группу наиболее крупных щелочных интрузий мира и занимают ют центральное место в составе Кольской провинции, представленной палеозойскими щелочными и щелочно-ультраосновными интрузиями с карбонатитами. Массив сложен щелочными породами трех комплексов – дифференцированного лопаритоносного, эвдиалитовых луявритов и жильных пород. Наиболее широко распространенным является дифференцированный комплекс, составляющий примерно 3/4 изученной части массива, в пределах которого находится главный рудный объект массива – Ловозерское лопаритовое месторождение. Рудная минерализация обычно приурочена к границам между массивными (фойяитами, уртитами) и трахитоидными (луявритами) породами. Для большинства рудных горизонтов характерно устойчивое и непрерывное лопаритовое оруденение [2].

Объектом исследования были флюидные включения, находящиеся в нефелине среднезернистых мезократовых луявритов рудного горизонта I-4 Ловозерского редкометального месторождения (рудник Карнасурт). Индивидуальные флюидные включения изучены методами микротермометрии и КР-спектроскопии в лаборатории термобарогеохимии Института геологии и минерологии СО РАН (г. Новосибирск). Термобарогеохимические исследования флюидных включений проводились на измерительном комплексе, состоящем из термокамеры THMSG-600 с измеримым диапазоном температур от -196 до +600 °C (точность данных замораживания и температуры гомогенизации ± 0.1 °C и ± 1 °C, соответственно), микроскопа с набором длиннофокусных объективов, видеокамеры и управляющего компьютера. КР-спектры в интервале от 100 до 4000 см⁻¹ были получены с использованием спектрометра T64000 Horiba Jobin Yvon.



Рис. 1. Фазовые превращения в ходе эксперимента по гомогенизации флюидного включения.

a) отчетливо видны все фазы включения; б) газовый пузырек уменьшился в размере, растворились крупные кристаллические фазы; в) размер газового пузырька увеличивается; г) исчезают мелкие кристаллические фазы, газовый пузырек продолжает увеличиваться в размере; д) увеличенный размер газового пузыря после эксперимента.
Мокрушина О.Д. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.062



Рис. 2. КР-спектры дочерних минералов (а-г) и жидкой фазы (д) флюидного включения в нефелине.

При оптическом изучении образцов по взаимоотношениям фаз, форме и морфологическим признакам были отобраны наиболее подходящие для дальнейшего исследования инструментальными методами включения. Вакуоли различной формы, содержат газ, жидкость и от двух до четырех кристаллических фаз. Размер включений составляют от 10 до 50 мкм. Выбранные включения представляют собой первичные кристаллофлюидные включения гомогенного захвата.

В ходе экспериментов по криометрии флюидных включений фазовых переходов не наблюдалось во всем диапазоне отрицательных температур криотермокамеры. Отсутствие в газовом пузыре твердых фаз даже при охлаждении до -196 °C, вероятнее всего, говорит о том, что он содержит смесь газов, состоящую из CH₄ и H₂. Подобное поведение газовой фазы при проведении криометрических исследований было описано в работе Дж. Поттер для включений в луяврите Ловозерского массива содержащих CH₄ и до 40 мол.% H₂ [5]. Преобладающие содержание данных газов в этих же породах установлено методами газовой хромотографии и КР-спектрометрии в работах Л.Н. Когарко и В.А. Нивина [1, 4].

Жидкая фаза включений, также не претерпевшая превращений при охлаждении до температуры -196°С, предположительно, представляет собой водный раствор, насыщенный алюмосиликатами натрия и калия.

При проведении экспериментов по термометрии полной гомогенизации включения достигнуто не было (рис. 1). При температуре 38 °C внутри включения хорошо просматриваются газовый пузырек и несколько кристаллических фаз разного цвета, размера и формы (рис. 1 а). При повышении температуры до 300 °C газовый пузырек уменьшается в объеме, но не исчезает. При температуре от 300 до 310 °C растворяются наиболее крупные кристаллические фазы, одновременно с этим газовый пузырек начинает увеличиваться в объеме (рис. 1 б, в). В температурном интервале от 420 до 440 °C исчезают оставшиеся мелкие кристаллические фазы (рис. 1 г). Газовый пузырь при достижении максимальной температуры эксперимента (500 °C) увеличился, примерно, в три раза относительно своего первоначального объема. Увеличенный объем газового пузыря сохраняется и после окончания эксперимента при полном остывании (рис. 1 д). При понижении температуры до 110 °C мелкие кристаллические фазы образовались вновь, более крупные – не кристаллизовались.



Рис. 3. Флюидные включения в нефелине до (слева) и после (справа) проведения термометрических экспериментов.

КР-спектроскопия проводилась для жидкой и твердых фаз флюидных включений в нефелине (рис. 2). КР-спектры жидкой фазы (рис. 2 д) имеют пики в диапазоне от 3150 до 3600 см⁻¹, характерные для воды. По сравнению с минералом хозяином, нефелином, спектрограммы дочерних минералов включения имеют дополнительные пики при 220, 296, 416, 509, 661-666, 915-919, 1032, 1073, 1079 см⁻¹. Пики 210, 508, 1032 см⁻¹ характерны для альбита; 296, 416 см⁻¹ - для содалита; 661, 664, 666 см⁻¹ – для магнетита и диаспора. В числе дочерних минералов включения (рис. 3 б) можно определить нефелин по характеристическим пикам 202, 347, 399, 412, 415, 465 и 988 см⁻¹.

На рисунке 3 показаны различные флюидные включения в нефелине до (слева) и после (справа) проведения термометрических экспериментов. Содержимое вакуолей включений представлено схожим набором фаз, и при проведении эксперимента характеризуется близкими температурными значения фазовых переходов, что говорит об их генетическом родстве. Во флюидных включениях, содержащих более одного газового пузыря, на протяжении всего эксперимента пузырьки не объединяются, что указывает на высокую вязкость жидкой фазы.

Полученные в ходе термобарогеохимических исследований данные позволяют нам сделать вывод о том, что изученные включения в нефелине представляют собой первичные кристаллофлюидные включения гомогенного захвата с большим разнообразием твердых фаз, характерные для магматических щелочных пород, в которых они являются включениями остаточных расплавоврассолов и высококонцентрированных растворов, образующихся на заключительной стадии кристаллизации в результате обогащения остаточных силикатных расплавов солевыми, газовыми и жидкими компонентами.

Исследования выполнены в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН (№ 0231-2015-0009).

- 1. Когарко Л.Н., Костольяни Ч., Рябчиков И.Д. Режим флюидной фазы щелочных магм. Новосибирск, Наука. Сибирское отделение. 1988. С. 41-50.
- 2. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Под ред. Ф.П. Митрофанова, Н.И. Бичука. Апатиты. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
- 3. Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. Термобарогеохимические исследования при региональногеологических исследованиях и геологосъемочных работах с общими поисками в областях развития докембрия. Методические рекомендации. СПб. 1999. 115 с.
- 4. Nivin V.A., Belov N.I., Treloar P.J., Timofeyev V.V. Relationships between gas geochemistry and release rates and the stressed state of igneous rock massifs // Tectonophysics. 2001. V. 336 (1-4). P. 233-244.
- Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J. Abiogenic Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluid inclusion, textural and isotopic evidence from the Lovozero complex, N.W. Russia // Lithos. 75(3-4). 2004. P. 311-330. doi:10.1016/j.lithos.2004.03.003.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ПСЕВДОТАХИЛИТОВ

Морозов Ю.А., Матвеев М.А., Смульская А.И., Кулаковский А.Л.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, morozov@ifz.ru

Генезис псевдотахилитов, несмотря на столетнюю историю их изучения со времен первого описания [8], до сих пор вызывает дискуссии [7,10,11,12]. С учетом пространственного совмещения с импактными структурами, типа Вредефорт, в качестве первопричины формирования этого темного афанитового материала жильных форм обособления рассматривается шоковое ударное воздействие и распространение в массиве пород упругого волнового фронта [6], приводящее к дезинтеграции и остеклению породного матрикса. Их приуроченность к активным сейсмогенным разломным зонам позволяет ряду исследователей отдавать предпочтение фрикционному расплавлению с образованием стекловатой массы, включающей обломки минералов и пород окружающего субстрата [7]. Не менее часто главная роль в их генезисе отводится хрупкому, чисто механическому разрушению породы в зонах разрывов с образованием измельченной, вплоть до наноразмерности, обломочной непрозрачной матрицы типа микрокатаклазита [12]. Вместе с тем, достаточно широко распространены мнения, допускающие в том или ином виде совмещение или комбинацию описанных процессов, предполагая для псевдотахилитов полифакторную природу или разный генезис в зависимости от реальной геологической обстановки [5]. Более того, есть мнение, что морфогенетические разности, связанные с дроблением, расплавлением и шоковым упругим воздействием представляют собой продукты разных стадий единого процесса преобразования пород в зависимости от скорости воздействия и, таким образом, генетически связаны [11].

В рамках проблемы изучения особенностей режима сейсмической подвижки в очаговых зонах по продуктам преобразований пород в разломах предполагаемой сейсмогенной природы [3] нами были исследованы псевдотахилиты в двух районах Фенноскандии – на баренцевоморском побережье Кольского полуострова (п-ова Рыбачий-Средний) и в Северном Приладожье.



Рис. 1. Детальная схема строения мыса Вестник на перешейке между полуостровами Рыбачий-Средний и фото псевдотахилитовых образований в обнажениях.

1-3 – рифейские отложения: 1 - 1 – полимиктовые валунники и конгломераты; 2 –кварцито-песчаники с прослоями черных алевролитов в них; 3 – чередование тонкослоистых серо-зеленых песчаников и черных алевролитов; 4 – катаклазированные плагиограниты с дайками базитов; 5 -стратиграфические контакты; 6 – задокументированные разрывы; 7 – контакты, отмеченные псевдотахилитами; 8 – магистральные разломы шовной зоны; 9 - дешифрируемые разрывы; 10 – элементы залегания слоистости; 11 – шарниры складок.

Псевдотахилиты в рифейском комплексе полуостровов Рыбачий-Средний, впервые были обнаружены и описаны в зоне разлома Тролльфиорд-Рыбачий-Канин [1], разделяющего эти полуострова и трассирующего зону взаимодействия Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы. Они маркируют контакты тектонической пластины архейских пород, внедренной в разрез рифейских турбидитов (мыс Вестник) и представляют собой ветвистую систему прожилков черного афанитового материала в катаклазированных гранито-гнейсах и гранитоидах (рис. 1). Их микроскопическое и микрозондовое обследование (рис. 2 А) не показало видимых признаков плавления афанитового вещества, имевшего на всех масштабных уровнях рассмотрения мелкообломочную структуру, что свидетельствует в пользу варианта чисто механического дробления породы по типу катаклаза. Для формального подтверждения этого была применена методика фиксации различий между механически раздробленным субстратом и матрицей, испытавшей процессы частичного расплавления [9] через оценку характера распределения размерности обломков в афанитовом матриксе. Исходя из фрактального характера фрагментирования породы ожидается, что в случае ее чисто механического дробления, такое распределение имеет нормальный логарифмический характер, отмеченный обобщающей прямой с наклоном, соответствующим коэффициенту фрактальности. Анализ распределения обломов по размерности в псевдотахилитах мыса Вестник с использованием программы «imageJ» показал нормальное логарифмическое распределение на всех тестированных участках (рис. 2 Б), указывая на высокую вероятность чисто механического дробления породы в разломе. Это, правда, не исключает варианта локального проявления процессов подплавления, но свидетельствует о явном доминировании процессов катаклаза при внедрении тектонической платины гранитоидов.

Еще одним косвенным свидетельством в пользу варианта механического измельчения породы, которое происходило в явно приповерхностных уровнях коры, без значительных минеральновещественных преобразований, стал факт практически полной идентичности химических составов матрицы псевдотахилита и вмещающего его гранита по основным минералообразующим элементам (рис. 2 В).



Рис. 2. Микрообломочная структура псевдотахилитов мыса Вестник (А), нормальный логарифмический характер распределения его обломков (Б) и результат сопоставления химических составов матрицы псевдотахилита и вмещающих гранитоидов (В).

Заметно иная ситуация выявляется в псевдотахилитах по метатерригенным породам палеопротерозойской ладожской серии (Северное Приладожье). Там псевдотахилитовые прожилки обычно приурочены к наиболее поздним разрывным нарушениям, секущим все предшествующие деформационно-метаморфические структуры уровня силлиманит-мусковитовой субфации (рис. 3 A) и, вероятно, маркируют этап наложенных хрупких деформаций, уже связанных с орогенным этапом развития региона.

Здесь выявляется заметно иной облик обломочной матрицы с признаками ее течения и полосчатого строения, схожими с флюидальностью лав (рис. 3 А, Б), а сама матрица, бурая по цвету, визуально напоминает вулканическое стекло, измененное процессами витрификации. Но наиболее существенна заметная округлость обломков (рис. 3 Б), очевидная сглаженность углов и редкость остроугольных фрагментов. Важно и то, что эти округлые формы не всегда бывают мономинеральными,



Рис. 3. Псевдотахилиты Северного Приладожья с признаками плавления породного субстрата: флюидальностью (А), округлостью обломков (Б) и резорбированием стеклоподобной матрицей фрагментов породы (В).

а довольно часто представляют собой породный агрегат минералов, частично резорбированным бурым стеклоподобным материалом (рис. 3 В), т.е. реформированию с очевидным участием процессов плавления, подвергались фрагменты породы. В отдельных ветвях псевдотахилитовых прожилков довольно часто наблюдается образование новых минералов по афанитовой матрице, обычно представленных ориентированными «потоками» слюдистого материала. Измеренный на микрозонде состав этих новообразований оказался близким мусковитам, однако, судя по содержанию межслоевых катионов (K, Na, Ca) между 88-94 %, они, вероятно, гидратированы, или могут быть переходными разностями к иллитам. Т.е. стеклоподобный матрикс витрифицировался явно в более приповерхностных условиях по сравнению с уровнем преобразования исходных вмещающих пород.

В пользу участия процессов плавления в формировании этих псевдотахилитов свидетельствую также результаты морфометрического анализа обломочных фрагментов матрикса. Статистический характер распределения разноразмерных обломочных фрагментов показал явное отклонение (искривление кривой) от нормальной логарифмической последовательности (рис. 4 A), указывающее на уменьшение количества малоразмерных обломков, начиная с рубежа 700-800 микрон, и позволяющее связывать это с их растворением в расплаве [4,9]. Такой же вывод о присутствии расплава в афанитовом матриксе можно сделать и на основании оценки степени округлости обломочных фрагментов в соответствии с формулой $R_d = \Sigma (ri/R)/n$, где ri – радиус кривизны в одном из углов обломка, R – радиус максимальной вписанной внутри класта окружности, n – число измеренных углов класта в данном сечении. С помощью такого подхода было эмпирически установлено [4], что параметр округлости < 0.4 характерен для обломков катакластической природы, а > 0.4 – для псевдотахилитов, возникших с участием плавления. Для нашего случая этот параметр оказался больше 0.6 (рис. 4 Б).

Еще более убедительным аргументом в пользу расплавной природы рассматриваемого псевдотахилита можно считать результат сопоставления его химического состава с составом вмещающих метапсаммитов (рис. 4 В), которое показало заметное обогащение первого кремнием и натрием при уменьшении содержания калия, алюминия, и магния. Тенденцию обогащения можно следствием растворения в расплаве мелких фрагментов плагиоклаза и кварца, в то время как обеднение калием иногда связывают с его испарением при плавлении в открытой системе [2]. Изменение содер-



Рис. 4. Свидетельства расплавной природы псевдотахилита Северного Приладожья: (А) распределение размеров обломков; (Б) параметр округлости оплавленных фрагментов; (В) сопоставление химических составов псевдотахилитов и вмещающих их метапсаммитов.

жания магния и алюминия требует специального изучения, хотя и допускается их связывание в новообразованные слюды, которые в силу неоднородности их роста в матрице псевдотахилита, могли не попасть (или попасть только частично) в проанализированный объем изученного образца.

Таким образом, изучение этих двух разновидностей псевдотахилитов показало, что они принадлежат к двум разным генетическим формам, образованным преимущественно механическим измельчением породы (Рыбачий-Средний) и ее частичным плавлением (Северное Приладожье). С учетом результатов экспериментального воспроизведения псевдотахилитов при сейсмических скоростях сдвига [11], показавших, что измельчение и фрикционное плавление являются взаимодополняющими, а не взаимоисключающими процессами, и образованию расплавного псевдотахилита обязательно предшествует стадия механического измельчения породы, можно воспринимать рассмотренные нами как результат проявления разных стадий единого процесса преобразований вещества в зоне динамической подвижки, предположительно сейсмогенной природы.

Работа выполнена в рамках ПФНИ Президиума РАН І.1.19. «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферы» и частично по теме № 0144-2014-0089 госзадания ФБГУН ИФЗ РАН.

- 1. Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н., Баянова Т.Б., Тюпанов С.Н. Тектоника области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы // Геотектоника. 2016. № 5. С. 3-35.
- 2. Горностаева Т.А. Микро- и нанонеоднородность земных и лунных импактных стёкол // Диссертация на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук. М.: ИГЕМ РАН. 2017. 290 с.
- 3. Морозов Ю.А., Смульская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А. Структурно-вещественные записи палеоземлетрясений в терригенных породах: анализ и интерпретация // Физика Земли. 2018. № 1. С. 3-25.
- 4. Lin A. Roundness of clasts in pseudotachylytes and cataclastic rocks as an indicator of frictional melting; J. Struct. Geol. 1999. V. 21(5). P. 473-478.
- 5. Lin A. Fossil Earthquakes: The Formation and Preservation of Pseudotachylytes / Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 2008. 348 p.
- 6. Martini J. E. J. The metamorphic history of the Vredefort dome at approximately 2 Ga as revealed by coesitestishovite-bearing pseudotachylites // Journal of Metamorphic Geology. 1992. V. 10. P. 517-527.
- Maddock R. H. Melt origin of fault-generated pseudotachylytes demonstrated by textures // Geology. 1983. V. 11. P. 105-108.
- 8. Shand S. J. The pseudotachylyte of Parijs (Orange Free State), and its relation to «trap-shotten gneiss» and «flinty crush-rock» // Geological Society of London Quarterly Journal. 1916. V. 72. P. 198-221.
- 9. Shimamoto T., Nagahamo H. An argument against the crush origin of pseudotachylytes based on the analysis of clast-size distribution // Journ. Struct. Geol. 1992. V. 14. N. 8/9. P. 999-1006.
- Sibson R.H. Generation of pseudotachylyte by ancient seismic faulting // Royal Astronomical Society Geophysical Journal. 1975. V. 43. P. 775-794.
- 11. Spray J.G. Pseudotachylyte controversy: Fact or friction? // Geology. 1995. V. 23. N. 12. P. 1119-1122.
- 12. Wenk H. R. Are pseudotachylites products of fracture or fusion? // Geology. 1978. V. 6. P. 507-511.

СИСТЕМАТИКА ЛИТИЕВЫХ ПЕГМАТИТОВ, ТИПИЧНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА

Морозова Л.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, geoksc@apatity.ru

Промышленно развитые страны сталкиваются с растущей конкуренцией в сфере производства высокотехнологичной продукции, важным компонентом которой является литий. Литий широко применяется в химической и фармацевтической промышленности, при изготовлении легких сплавов, полимеров, смазки, керамики, стекла, литиевых батареек, в атомной и термоядерной энергетике и т.д. В связи с ростом потребности в литийсодержащих источниках энергии для электромобилей к 2020 г. рынок лития может вырасти до 500 тыс. тонн. Рост производства лития отмечается за счет разработок месторождений литийсодержащих рассолов (Аргентина, Чили, Боливия, Китай, США), редкометалльных пегматитов (Австралия, Канада, Китай, Финляндия и др.) и литиевой глины (Сербия, Мексика). По данным геологической службы США, в 2016 г. лидерами по ресурсам лития являлись: Аргентина (9 млн т), Боливия (9 млн т), Чили (< 7.5 млн. т), Китай (~ 7 млн. т) и США (~6.9 млн. т). Средняя концентрация лития в рассолах варьирует от ~0.14% (месторождение Салар-де-Атакама, Чили) до 0.02 % (месторождение Saltron Sea, США), а в руде из сподуменовых пегматитов – от 1.59 % (месторождение Гринбушес, Австралия) до 0.59 % (месторождения Jiajika, Китай) [10].

В данной статье рассматриваются месторождения редкометалльных пегматитов лития, генетически связанные с гранитами. Характерной чертой этих месторождений является их комплексность, то есть наличие не только руд лития, но и попутных элементов: бериллия, тантала, ниобия, олова, цезия и рубидия. Поэтому, несмотря на широкое использование литийсодержащих рассолов для получения лития, роль редкометалльных пегматитов, как основного источника лития, будет сохраняться. Это связано с тем, что запасы лития в этих месторождениях достигают первых млн тонн. Например, ресурсы лития в редкометалльных пегматитах месторождения Гринбушес (Австралия) составляют 0.85 млн. тонн, а в пегматитах месторождения Кинг Маунтин (США) – 0.32 млн. тонн [11].

Литиевые пегматиты выделены в различных существующих классификациях пегматитов, что свидетельствует об их огромном значении в сырьевых ресурсах страны.

Согласно классификации П. Нигли [13], среди пегматитов выделяется 14 типов: слюдяные, гранатовые, глиноземистые, ниобий-танталовые, цирконо-титановые, боро-фтористые (турмалин), фторо-борные (топаз, турмалин), фтор-вольфрамовые, литиевые (касситерит, сподумен), марганцево-фосфатные, криолитовые, карбонатные, графитовые, сульфидные (Сu, As и др.).

По классификации А.И. Гинзбурга [2], редкометалльные пегматиты с литиевой минерализацией подразделяются на два типа: сподуменовые и сподумено-лепидолитовые. В сподуменовых пегматитах в качестве породообразующих минералов наряду с кварцем и микроклином присутствует сподумен, содержание которого может достигать 20-25 %. В качестве попутных компонентов присутствуют: берилл, минералы группы колумбита, касситерит, петалит, амблигонит, трифилин. В сподумено-лепидолитовых пегматитах, в отличие от сподуменовых, присутствует поздний лепидолитовый замещающий комплекс, представленный лепидолитом, полихромным турмалином, амблигонитом, бериллом, поллуцитом и танталовыми минералами.

Классификация пегматитов, предложенная А.Е. Ферсманом [8], базируется на выделении пегматитов чистой линии, которые являются продуктами кристаллизации остаточного гранитного расплава, и пегматитов скрещивания (гибридные (контактовые) и десилицированные пегматиты). Пегматиты чистой линии залегают в гранитах или аналогичных породах и их состав соответствует составу материнских пород. Пегматиты линии скрещивания образуются среди пород иного состава. В этих условиях гибридные пегматиты ассимилируют вещество вмещающих боковых пород и могут содержать дистен, силлиманит, роговую обманку, пироксен, сфен, корунд. Среди пегматитов чистой линии выделяется два ряда: основной ряд пегматитов и ряд пегматитов заполнения миароловых пустот. К основному ряду относятся следующие пегматиты: I) обычные и церовые (монацитовые, ортитовые, гранатовые, без минерализации); II) с редкими элементами (U, Nb, Ta, Y, TR и др.); III) боро-фтористые (шерловые, мусковитовые); IV) фторо-бериллиевые (берилловые, топазовые); V) натрово-литиевые (альбитовые, лепидолито-рубеллитовые); VI) марганцево-фосфатные (железо-марганцево-фосфатные без лития; литио-железо-марганцево-фосфатные); VII) фторо-алюминиевые (альбит-жильбертитовые; фосфато-карбонатные; криолитовые); VIII) фторо-карбонатные; IX) сульфидные; X) щелочные.

Классификация К.А. Власова [1] основана на текстурно-парагенических признаках, согласно которым пегматиты подразделяются на следующие типы: графические, блоковые, полнодифференцированные, редкометалльно-замещенные и альбит-сподуменовые. По классификации Н.А. Солодова [7] разделение пегматитов осуществляется по соотношению породообразующих минералов: микроклина, сподумена и альбита, что позволяет выделить следующие типы пегматитов: микроклиновые, микроклин-альбитовые, альбитовые, альбит-сподуменовые, амазонит-альбитовые, микроклин-петалитовые, мусковит-альбитовые и лепидолит-альбитовые.

Согласно классификации В.Е. Загорского, В.М. Макагона и Б.М. Шмакина [4], гранитные пегматиты подразделяются на пять формаций: редкометалльно-редкоземельную, редкометалльную, слюдоносную и полевошпатовую. Среди пегматитов редкометалльной формации выделяются петалитовая и сподуменовая подформации, в составе которых выделяются минерагенические эволюционные ряды и парагенические типы (табл. 1).

Формация	Подформация	Минерагенический эволюционный ряд	Парагенетический тип				
	Я	Цезий-тантал-литиевый (комплексный)	Петалит-калишпат-альбитовый				
	OBA	Фтор-тантал-литиевый	Лепидолит-альбитовый				
_	ТИП	Фосфор-тантал-литиевый	Амблигонит-альбитовый				
ыллыная	leта	Литиевый	Петалит-калишпат-альбитовый				
	Ι	Бериллиевый	Альбитовый				
мета	а	Цезий-тантал-литиевый (комплексный)	Сподумен-калишпат-альбитовый				
Редкол	енова	Фосфор-тантал-литиевый	Монтебразит-сподумен-калишпат- альбитовый				
	цум	Тантал-олово-литиевый	Сподумен-калишпат-альбитовый				
	СПО	Литиевый	Сподумен-калишпат-альбитовый				
)	Тантал-бериллиевый	Альбитовый				

Таблица 1. Классификация редкометалльных пегматитов по [4].

В зарубежной литературе наиболее распространена классификация П. Черны и Т.С. Эрсита [9], основанная на разделении пегматитов на пять классов: абиссальный, мусковитовый, мусковитредкометалльный, редкометалльный и миароловый. Класс редкометалльных пегматитов LCT семейства в зависимости от геохимической специализации пород подразделяется на типы и подтипы (табл. 2).

Таким образом, исходя из того какую классификацию использует автор, характеристика литиевых пегматитов может быть различной. Например, согласно классификациям Н.А. Солодова и К.А. Власова, по внутреннему строению жил и соотношению породообразующих минералов пегматиты Колмозерского литиевого месторождения относятся к альбит-сподуменовому типу. По классификации А.Е. Ферсмана пегматиты Колмозерского месторождения соответствуют пегматитам натроволитиевого типа, по классификации П. Черны и Т.С. Эрсита – редкометалльным пегматитам LCT семейства, альбит-сподуменовому типу, а по классификации Е.В. Загорского с соавторами – редкометальной формации, подформации сподуменовых пегматитов, литиевому эволюционному ряду.

Среди редкометалльных литиевых месторождений наиболее масштабными являются месторождения редкометалльных пегматитов альбит-сподуменового и комплексного типа. По сравнению с комплексным типом (Li = 37-8400 г/т) редкометалльные пегматиты альбит-сподуменового типа имеют ураганные содержания лития (Li = 5110-10310 г/т). Пегматиты альбит-сподуменового типа характеризуются высоким содержанием рудных элементов (Li, Nb, Ta, Be), а также Rb, SiO₂ и Al₂O₃, преобладанием Na₂O над K₂O, низким содержанием TiO₂, CaO, MnO, MgO, крупноионных литофильных (Sr, Ba) и высокозарядных (Y, Zr, REE) элементов. Графики распределения редкоэлементных элементов имеют слабо фракционированный спектр с отрицательной европиевой аномалией. На мультиэлементных трендах распределения редких элементов отмечаются положительные аномалии Li, Be, Nb, Ta, Cs, Rb, U, Sr и Hf и отрицательные аномалии Ba, Th и Eu [5].

Класс	Семейство	Подкласс	Тип	Подтип	Геохимическая специализация				
				Берилл-колумбитовый	Be, Nb> <ta (±sn,="" b)<="" td=""></ta>				
ыный		-Li	Берилловый	Берилл-колумбит- фосфатный	Be, Nb> <ta, (li,="" b)<="" f,="" p="" td="" ±sn,=""></ta,>				
		шыные		Сподуменовый	Li, Rb, Cs, Be, Ta> <nb (sn,="" f,="" p,="" td="" ±b)<=""></nb>				
ш	E			Петалитовый	Li, Rb, Cs, Be, Ta>Nb (Sn, Ga, P, F, ±B)				
мета	ΓC	етал	Комплексный	Лепидолитовый	F, Li, Rb, Cs, Be, Ta>Nb (Sn, P, ±B)				
ДКО		KOM		Эльбаитовый	Li, B, Rb, Sn, F (Be, Ta, Cs)				
Pe		редн		Амблигонитовый	P, F, Li, Rb, Cs, Be, Ta>Nb (Sn, ±B)				
		-	Альбит-сподуменовый		Li (Sn, Be, Ta> <nb, td="" ±b)<=""></nb,>				
			Альбитовый		Ta> <nb, (li,="" b)<="" be="" td="" ±sn,=""></nb,>				

Таблица 2. Классификация редкометалльных пегматитов по [9].

Примерами крупных месторождений редкометалльных пегматитов альбит-сподуменового типа являются месторождения Кингс-Маутин (Северная Каролина, США;), Вольта-Гранде (Бразилия), Колмозерское (Кольский полуостров, Россия), Тастыгское (Тува, Россия), Завитинское (Восточное Забайкалье, Россия). К месторождениям редкометалльных пегматитов комплексного типа относятся месторождение Танко (Манитоба, США), Бикита (Зимбабве), Гринбушес (Австралия), Гольцовое (Восточные Саяны, Россия), Коктогай (Китай).

Редкометалльные пегматиты альбит-сподуменового типа, как правило, представлены слабо зональными жилами пегматитов, в то время как комплексный тип – жилами пегматитов с хорошо выраженной зональностью.

Месторождение Кингс Маунтин [11] слагают крутопадающие жильные тела длиной до 1000 м мощностью до 90 метров, залегающие субпараллельно среди амфиболитов и слюдистых сланцев. В строении слабо зональных жил пегматитов выделяется: а) тонкая кварц-альбитовая оторочка; б) маломощная промежуточная зона аплита с прослоями калишпатового пегматита; в) центральная зона, сложенная мелкозернистым кварц-альбит-мусковитовым агрегатом со столбчатыми кристаллами калиевого полевого шпата и сподумена, длина которого достигает 1 метра. Породообразующие минералы пегматитов: кварц, калиевый полевой шпат, альбит, сподумен, мусковит. Акцессорные минералы: берилл, касситерит, амблигонит, лепидолит, группа колумбита, вольфрамит.

Основной объем (75-80 %) слабо зональных жил редкометалльных пегматитов Вольта Гранде сложен кварц-сподумен-альбит-микроклиновым пегматитом с мусковитом, в котором кристаллы сподумена достигают 50-100 см в длину [12]. Слабо зональные жилы Колмозерского литиевого месторождения представлены крупно- и гигантозернистым кварц-сподумен-полевошпатовым пегматитом, на долю которого приходится до 85-90 % объема жил. К этой зоне приурочены рудные минералы группы колумбита, берилл, сподумен, достигающий до 1.5 м в длину [3, 5, 6].

Месторождение Коктогай [14] представлено тридцатью пологозалегающими пегматитовыми телами, секущими метагабброиды. Пегматиты расположены вблизи лейкократовых мусковитовых гранитов, которые являются источниками редкометалльных пегматитов. Жильные тела имеют до десяти зон, которые различаются по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям. В строении наиболее детально изученной жилы № 3 выделяются следующие зоны: 1) кварц-микроклиновая графической и неяснографической структуры; 2) сахаровидного альбита; 3) микроклиновая массивной структуры; 4) мусковит-кварцевая; 5) сподумен-альбитовая; 6) сподумен-кварцевая; 7) мусковит-альбиттовая; 8) альбит-лепидолитовая; 9) кварцевое ядро с моноблоками микроклина. Рудные минералы: сподумен, поллуцит, группа колумбита, берилл. Наиболее распространенные минералы: флюорит, турмалин, топаз, пирит, магнетит, спессартин, амблигонит.

Таким образом, определение литиевых пегматитов в ряду различных классификаций является их важной характеристикой, позволяющей определить тип (подтип) пегматитов.

Работа выполнена в рамках госзадания по теме НИР 0231-2015-0001.

- 1. Власов К.А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 1. С. 8-29.
- 2. Гинзбург А.И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов // Тр. Минералогического Музея. Вып. 7. 1955. С. 12-55.
- 3. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 240 с.
- 4. Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 422-435.
- 5. Морозова Л.Н. Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров) // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 82-98.
- Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Базай А.В., Лялина Л.М., Серов П.А., Борисенко Е.С., Кунаккузин Е.Л. Редкометалльные пегматиты Колмозерского литиевого месторождения Арктического региона Балтийского щита: новые геохронологические данные // Вестник Кольского научного центра РАН. 2017. С. 43-52
- 7. Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1962. 234 с.
- 8. Ферсман А.Е. Пегматиты. М., Изд-во АН СССР, 1952. 712 с.
- Černý P., Ercit T.S. Classification of granitic pegmatites: Canadian Mineralogist. V. 43. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits // Geoscience Canada. 2005. V. 18. № 2. P. 49-67.
- 10. Gruber P.W., Medina P.A., Keoleian G.A., Kesler S.E., Everson M.P., Wallington T.J. Global Lithium Availability // Journal of Industrial Ecology. 2001. P 1-16.
- 11. Kesler S.E., Gruber P.W., Medina P.A., Keoleian G.A., Everson M.P., Wallington T.J. (2012) Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits //Ore Geology Reviews. № 48. 55-69.
- 12. Lagache M. The Volta Grande pegmatites, Minas Gerais, Brazil: an example of rate-element granitic pegmatites exceptionally enriched in lithium and rubidium // The Canadian Mineralogist. 1997. № 35. P. 153-165.
- 13. Niggli P. Die Leichtfluchtigen Bestandteile in Magma // Hreisschr. Jablonow. Ges. 1920. № 47. P. 165-230.
- 14. Zhu Y.-F., Zeng Y., Gu L. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China // J. of Asian Earth Sciences. 2006) No. 27. P. 61-77.

МОЛОДЫЕ ПРОДОЛЬНЫЕ РАСКОЛЫ В МОРФОСТРУКТУРЕ МУРМАНСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

Никонов А.А.

Институт физики Земли РАН, Москва, nikonov@ifz.ru

Согласно новейшим исследованиям «Линия Карпинского», известная уже столетие, представляет зону не только древних, но и новейших разрывов. Эта крупная шовная зона на границе Восточно-Европейской (ВЕП) и Западно-Арктической платформ (ЗАП) протягивается на сотни километров, ярко выражена морфоструктурно, на суше ступенями рельефа, долинами и каньонами, а в акватории – ступенями подводного рельефа, и геологически – разломами и приразломными деформациями, а также расколами и трещинами в кристаллических породах [1, 5–7, 9, 10]. Резкая морфологическая выраженность Мурманского побережья, крутизна его склонов, дробность рельефа в плане и по высоте, неоднократно отмечались несколькими поколениями исследователей. Также известны многие работы с указанием отражения в рельефе новейших и молодых разломов, вдольбереговых и секущих. Тектоническая зона показана вдоль всего Мурманского побережья на многих специальных картах и схемах мелкого масштаба. Но очень мало публикаций, где рассматриваются конкретные разломы и разрывы с характеристиками кинематики и свидетельствами молодого, поздне- и послеледникового, возраста.



Рис. 1. Мурманская шовная зона («линия Карпинского») и участки выявленных продольных расколов на суше: 1 – губа Долгая, 2 – Ура-Губа, 3 – Кольский залив, 4 – Териберка, 5 – Дальние Зеленцы, 6 – Святой Нос.

По собранным автором материалам (рис. 1) намечаются два типа продольного тектонического раздробления подводной части Мурманского побережья (по геоморфологическим и геофизическим материалам): тип 1-й – на суше платообразное пологое понижений берегового плато в сторону моря с продольными расколам и тип 2-й – вдоль береговых обрывов и под водой ступенчатое, местами с горстами и грабенами, морфоструктура с общим погружением от ВЕП к ЗАП. Ступенчатое блоковое погружение кристаллического фундамента по краю Кольского кратона в сторону Баренцева моря отражено на поперечных профилях в среднем секторе Мурманского побережья [4, 12] (рис. 2) и по морфометрии на участках у о-ва Кильдин, о-ова Олений и у Семиостровья.

В настоящей краткой публикации рассмотрен только первый тип в виде наглядных примеров указанных новообразований, как они фиксировались на фотографиях специалистами и любителями в разные годы. Примеры приведены по секторам Мурманского побережья – западному, среднему и восточному, по несколько на каждом из них. Выбраны тектонические разломы, расколы только продольные по отношению к общему протяжению побережья и со значительными вертикальными перемещениями, которые имеют признаки возникновения в новейшее время и (частично) после дегляциации ледникового покрова. Речь идет не о трещинах, а о расколах, щелях на глубину десятки, местами сотни метров в кристаллических породах докембрия, создающих обращенные в сторону моря ступени на береговых плато и на местных водосборах.



По морфоструктурным признакам на суше выделяются три сектора Мурманского побережья, западный, средний и восточный, расколы в каждом соотносятся с выступами материковой суши к северу у контактов с разломами, косого относительно главной Мурманской зоны простирания. В западном секторе это участок высокого восточного борта губы Долгой северо-западного простирания, заложенной по древнему сдвигу [12] и крупный выступ побережья к северу в виде полуостровов Средний и Рыбачий (рис. 3, 4, 5). В среднем секторе продольные расколы установлены на береговом плато между пос. Териберки (рис. 6А) и Дальние Зеленцы (рис. 6 Б). В восточном секторе Мурманской зоны указанные проявления ярко выражены на длинном выступе к северо-западу п-ова Святой Нос (рис. 7), по бокам ограниченного древними, обновленными разломами со сдвиговой составляющей.



Рис. 3. Северо-восточный борт впадины Долгая Щель с отчетливо морфологически выраженными зонами разломов и новейшим расколом СЗ простирания в архейских породах.



Рис. 4 А, Б. Скальный уступ в северной части Ура-губы, рассеченный молодыми расколами субширотного простирания с вертикальным перемещением бортов (А) и подобный крутопадающий щелевидный раскол по древней разломной зоне (Б). Фото С.В. Егорова.

Практически все демонстрируемые – продольные – расколы скальных массивов поднятого берегового плато демонстрируют признаки возникновения (или обновления) после оставления территории материковым льдом. Выявляются еще, как минимум, две новых закономерности: 1) признаки неотектонической активности в более широкой (в 2-3 раза) подводной полосе той же мегаструктуры и 2) широкое распространение крупных сейсмодеформаций в наземной береговой полосе на всем протяжении Мурманского побережья [1, 3, 8–11]. Собранный в последние десятилетия многими исследователями материал по молодым сейсмонарушениям в пределах Мурманского побережья (его надводной части) удостоверяет в том, что 1) сейсмодеформации разного типа имеют место на всем 500 км протяжении Мурманской зоны, 2) во всех случаях разломы продольные демонстрируют поднятое крыло на материке, а опущенное – в сторону Баренцева моря, 3) во всех трех секторах определенные разными способами сейсмонарушения - сейсмодислокации (первичные разрывы), сейсмогравитационные нарушения и сейсмосмятия в рыхлых слоистых осадках встречаются в возрастном диапазоне от 14 до последних 3-1 тыс. л.н. включительно. При этом ни в одном из фиксированных пунктов по визуальным признакам сила сейсмических воздействий не может оцениваться менее VII-VIII баллов, чаще более. Вдольбереговые узкие грабены ограниченной протяженности не обязательно связывать с поперечным растяжением, они могут быть и структурами пул-а-парт.



Рис. 5 А, Б. Крупные субширотные новейшие и молодые расколы на севере западного борта Кольского залива по древним разломным зонам. Фото С.В. Егорова.

Никонов А.А. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.065



Рис. 6 А. Ступенчатые расколы субширотного простирания на плато Мурманского побережья у пос. Териберка. Любительское фото.

Рис. 6 Б. Тектонический раскол (щель) северо-западного простирания на береговом участке у пос. Дальние Зеленцы. Фото А.Л. Львовой

Помимо масштаба расколов, пока только намечаемого, значение имеет и их количество на каждом, ограниченном, объекте. Их обычно не меньше двух, имеется по четыре-пять и на наиболее протяженном выступе берега в Баренцево море, на Святом Носу – шесть. Это означает, что речь должна идти о явлении системном, показательном с точки зрения закономерностей разрывной тектоники в пределах всей Мурманской зоны. Суммарная видимая амплитуда вертикальных смещений бортов расколов на суше в сторону моря не превышает десяти метров, тогда как высота главных береговых уступов исчисляется десятками метров, так же как и во вдольбереговом подводном про-



Рис. 7. Субширотные расколы, с вертикальными перемещениям бортов, секущие полуостров Святой Нос в южной, материковой его части (А) и в северной, полуостровной (Б). Вид с запада. Фото Д.С. Зыкова.

странстве. Соответственно именно они маркируют осевую часть тектонической зоны «Линия Карпинского». Получается, что рассматриваемые продольные расколы на суше – это всего лишь оперяющие разломы, но по-своему, очень показательные и более доступные для дальнейшего изучения. В свете представленных фактов отсутствие Мурманской зоны 500-километровой длины на новой карте активных разломов Евразии [2] нельзя признать действительным.

Автор признателен Л.Д. Флейфель за всестороннюю помощь при подготовке статьи.

- 1. Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. Паульсен, 2007. 197 с.
- 2. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Финляндии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711-736.
- Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Кулькова М.А., Нестеров Е.М., Нестерова Л.А., Мадянова Н.П. О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского п-ова // Вестник С-Пб. Ун-та. Сер. 7: Геол. Геогр. 2013. Т. 2. С. 79-93.
- 4. Гуревич В.И., Гимпельсон И.А., Макиевский С.И. К установлению «Линии Карпинского» (по данным звуковой геологации) // ДАН СССР. 1972. Т. 205. № 2. С. 422-423.
- Зыков Д.С. Морфоструктура области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ как отражение горизонтальной компоненты подвижности земной коры // Геоморфология. 2014. № 3. С. 62-73.
- 6. Зыков Д.С., Полещук А.В., Никонов А.А. Морфоструктура пограничной зоны между Балтийским щитом и Западно-Арктической платформой как отражение взаимодействия геодинамических систем // Геоморфология. 2017. № 2. С. 79-89.
- Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты. 2014. 226 с.
- 8. Николаева С.Б. Свидетельства сейсмических событий на побережье Мурмана в позднеледниковье и голоцене) // Изв. Русск. Географ. общ-ва. 2013. Т. 145. Вып. 4. С. 53-65.
- Никонов А.А., Зыков Д.С., Николаева С.Б., Шварев С.В. Шовная зона «Линия Карпинского» Трольфьорд на севере Европы как активный тектонически и сейсмически сейсмолинеамент высшего порядка // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Матер. L Тектонич. совещания. Т. 2. М. ГЕОС. 2018. С. 52-55.
- Никонов А.А., Николаева С.Б. Линеамент Карпинского на границе Фенноскандинавского кристаллического щита и Баренцевой плиты как активная тектоническая и сейсмическая зона // Комплексные исследования природы Шпицбергена и шельфа. Матер. Междунар. научной конфер. Вып. 12. М.: ГЕОС, 2014. С. 232-237.
- Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б. Мурманское побережье крупнейшая в Российской Арктике сейсмогенерирующая зона: новейшие разработки // Природные ресурсы и комплексное освоение прибрежный районов Арктической зоны. Сб. научных трудов. Отв. ред. В.И. Павленко. Архангельск. 2015. С. 34-40.
- 12. Чувардинский В.Г. Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты. 2000. 288 с.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В ТЕРИБЕРКЕ 100 ЛЕТ ТОМУ НАЗАД И ВОПРОС О СЕЙСМИЧЕСКОМ ПОТЕНЦИАЛЕ СРЕДНЕГО СЕКТОРА МУРМАНСКОЙ СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЫ

Никонов А.А.

Институт физики Земли РАН, Москва, nikonov@ifz.ru

Землетрясения на Мурманском побережье возникают редко. За последнее столетие их известно всего около десяти плюс три слабых события в западном секторе Мурманского побережья в 1956-1963 гг. [12]. На картах сейсмичности региона, в зоне, как правило, показывали только единицы событий. На картах общего сейсмического районирования страны (ОСР-2012, ОСР-2014, ОСР-2016) Мурманское побережье вообще показано как практически безопасное [11], хотя зона была выделена полвека назад [12] и впоследствии многократно подтверждалась разными группами исследователей. Землетрясение 1917 г. в пос. Териберка отсутствует в каталоге [14], но значится в других региональных каталогах [5, 7, 17]. Параметры его определены по одному небольшому сообщению из самого поселка сразу вслед за событием [6], но в определениях его силы имеются расхождения (табл.), объяснений которым не приводилось. Так, например, в первопубликации С.С. Андреева и на его карте 1956 г. землетрясению придано значение интенсивности VI баллов [2]. Магнитуда события в книге Г.Д. Панасенко определена M=4.5±0.5 [12] и M=(4.5)±1 при I=(V)±1 [7]. Позднее И.В. Ананьин придавал землетрясению интенсивность I=V-VI баллов, правда, без обоснования [1]. В современных каталогах [5, 17] сила события дается V баллов (без каких-либо пояснений). Расхождения побуждают к рассмотрению первичных сведений на уровне современных возможностей, с одной стороны, и важности оценок сейсмической активности Мурманской зоны, с другой.

Фактические сведения и их оценка

Сведения с места о землетрясении 1917 г. были опубликованы в Архангельске [6], но затем долгие годы не привлекали внимания специалистов. В фактологической части, а именно, по донесению зав. метеостанцией в Териберке в Управление Гидрометеослужбы в Архангельск, они были воспроизведены Г.Д. Панасенко [12], сначала без комментариев, а затем в сопровождении параметрической строки, где I «не менее 5 баллов» и М=4.5±1 [7] и с пояснениями [13]. Текст сообщения о землетрясении 05.02.1917 г. относительно полно был изложен через полстолетия [12], но тогда не проанализирован, как, впрочем, и позже. Наряду с другими макросейсмическими сведениями с комментариями землетрясение включено в публикацию [8, 16], которая в дальнейшем оставалась неиспользованной. Четверть века спустя, имея бо́льший опыт интерпретации, целесообразно пересмотреть исходные сведения заново. Для удобства текст первопубликации воспроизводится в оригинальном виде). Ниже воспроизведена публикация с исходными сведениями [6] (рис. 1).

Землетрясение произошло в середине зимы в полярную ночь, в полночь. Этим объясняется поступление сведений об эффектах только изнутри помещений. Тот факт, что строения располагались на сложенной песками террасе, важен в том отношении, что среди зимы они должны были быть проморожены и поэтому жестко передавали колебания подстилающего кристаллического фундамента, а не гасили их. Уже Г.Д. Панасенко [13] посчитал, что очаг землетрясения находился поблизости, в пределах 50 км.

Нижеприведенный анализ сведений первичного сообщения осуществлен впервые. Сведения даны не от одного наблюдателя, как принималось ранее, а от 4-х жителей поселка, т.е. более разносторонне и с большим набором фактов. Все наблюдатели в ночное время находились внутри помещений. При этом оценка интенсивности сотрясений ныне должна производиться с учетом того, что дома в поселке были деревянные, бревенчатые, очень крепкие, в которых сотрясения ощущаются ослаблено на 1 балл, как это отмечено в шкале MSK-64. С учетом этих обстоятельств интенсивность события в пос. Териберка определяется сравнительно устойчиво, а не приблизительно (в скобках, как показано в каталогах). Соответствующая оценка I=VI±0.5 баллов с возможной неточностью ± 0.5 балла, а не V баллов, значение магнитуды M=4.6\pm0.5 (табл.).

Землетряссние на Мурманъ.

Центральной Гидро-метеорологической Станціей въ Архангельскі получено оть наблюдателя ст. Териберка Н. А. Ушакова описаніе подземнаго толчка, зам'яченнаго въ ночь на 25 янв. 17 г. (ст. ст.).

24—25 янв. (ст. ст.), между 11^h50 и 12^h20 почи все зданіе станцін сильно вздрогпуло. Быль слышенъ звонъ стоящихъ врядъ бутылокъ съ водою и чайной посуды. Въ общемъ получилось впечаллѣніе, какъ будто гдѣ то надломились бревна, связывающія все зданіе пли часть его свалилась со столбовъ. Толчекъ былъ весьма жесткій, продолжался мгновеніе и сопровождался звукомъ, подобнымъ выстрѣлу изъ тяжелаго орудія, восиринятымъ черезъ стѣны плотно закрытаго помѣщенія.

Въ виду того, что осадка зданія зам'ячалась и раньше, то особаго значенія этому событію мною придано не было и потому, къ сожал'янію, не былъ точно записанъ моментьтолчка.

Изъ разсказовъ жителей становища Териберка видно, что выше отмѣченный толчекъ былъ замѣченъ и ими, причемъ колонистъ М. С. говоритъ, что былъ слышенъ трескъ потолочныхъ досокъ и ощущался сильный толчекъ всего зданія снизу вверхъ. Другой колонистъ Н. С., живущій здѣсь же, слышалъ звукъ, подобный выстрѣлу изъ орудія. Минутъ черезъ 15 замѣченъ трескъ внѣ помѣщенія (очевидно, произошло смѣщеніе всего зданія). Въ домѣ волостного писаря Т. было замѣчено сильное колебаніе всей жилой постройки въ горизонтальномъ направленіи, причемъ уголъ наклона дома былъ весьма значителенъ, напр. упали пѣкоторые предметы, повѣшенныя узкими отверстіями на довольно длинные гвозди. Замѣчена трещина въ русской печи.

Въ дом'я Д. былъ зам'яченъ сильный, мгновенный толчекъ всего зданія. Казалось, что домъ ос'ялъ внизъ; сильный звоить посуды. Посл'я толчка непродолжительное движеніе пола.

Дома С. Д. и Т. расположены на несчаныхъ невысокихъ холмахъ. Случан колебанія почвы, съ появленіемъ трещинъ въ горныхъ породахъ наблюдались въ прежніе годы въ Харловкѣ и въ Золотой. Наблюдатель Н. Ушаковъ".

Рис. 1. Текст сообщения Н.А. Ушакова о землетрясении в Териберке в ночь с 5 на 6 февраля 1917 г. [6].

Здания поселка расположены на «невысоких песчаных холмах», т.е. на приморской террасе внутри бухты, а не на скальных породах. Толчок ощущался, снизу вверх, как «весьма жесткий», что неудивительно в условиях промерзшего грунта. Колебания зданий замечены и в горизонтальном направлении. Это дает основание принимать эпицентр вблизи от поселка – в километрах или первых десятках км от него. По формальным признакам сила сотрясения в 4-х разных избах определяется V, V, V-VI, V-VI, но с учетом типа построек должна быть увеличена, как минимум, до VI баллов. Если же эпицентр полагать находящимся в километрах от поселка, то – и больше. Поэтому резонно оценить силу толчка I=VI±0.5 или VI, 5±0.5. Принимавшаяся глубина гипоцентра (20) 10-40 км представляется завышенной, глубина большинства землетрясений в регионе определялась в среднем 15-20 км. Поэтому и в данном случае можно считать h=15 (8-25) км. Согласно исходному тексту уточняются и другие параметры события.

Дата	Время	Координаты	h, м	М	IO	Ссылка
1917 февр. 05	21=50 ±1 час	69.1; 35.3 ±0.5 ±1.0	(20) 10-40	(4.5) ± 1.0	V ±1.0	[7]
1917. 06. II.	21 ч 50 мин		20	4.6	V	[17]
1917. 06. II.	21 ч 50 мин		20	4.6	V	[5]
1917 февр. 05	21 ч 50 мин	69.1; 35.3 ±0.1 ±0.2	(15) 8-25	4.6 ±0.5	VI ±0.5	По автору, 2018

Таблица. Параметрические строки землетрясения 05.02.1917 по разным источникам.

Уместно напомнить также о сейсмическом событии в Териберке спустя 64 г., 10 апреля 1981 г., когда сотрясения там составили около V баллов, а эпицентр определен по инструментальным данным далеко к юго-востоку, около Харловых островов [8].

Особого внимания заслуживает последняя фраза в публикации 1917 г.: «случаи колебания почвы, с появлением трещин в горных породах, наблюдались в прежние годы в Харловке и в Золотой» [6], т.е. к востоку от пос. Териберка, в пределах среднего сектора Мурманской зоны. В 1969 г. Г.Д. Панасенко посчитал это сообщение незначащим и оценил «колебания» «по-видимому, в пределах 3<M<4» [12]. При этом основной признак силы воздействий – возникновение трещин – остался не учтен. Хотя и глухое, но это свидетельство наблюдателей реального возникновения не только нескольких «сейсмических колебаний», но и сейсмических трещин (расколов? в связи с ними) в скальных породах, т.е. землетрясений (не просто «колебаний») силой VII баллов, скорее, VII-VIII баллов. Именно так, согласно современной шкале INQUA-2004 [15], оцениваются такие последствия сейсмических событий. Косвенно это можно вывести и из того обстоятельства, что жители пос. Териберка в 1917 году не вспомнили про сотрясения у них в поселке годами раньше, когда землетрясения охватили участок Золотая – Харловка в 70-100 км к юго-востоку от Териберки. На таком расстоянии затухание могло осуществиться, если на востоке сотрясения составляли VII или VII-VIII баллов. Так встает вопрос о сейсмическом потенциале среднего сектора Мурманской зоны.

Вопрос о сейсмическом потенциале среднего сектора Мурманской зоны

Землетрясение 1917 г. силой VI баллов само по себе опасности не представляет. Но в данном случае столь успокоительное заключение для участка Териберка, как, впрочем, и для всего Мурманского побережья (зоны), в качестве финального принято быть не может. Дело в том, что в последние десятилетия на Териберском участке и по соседству с ним несколькими исследователями и группами исследователей из разных городов и организаций независимо друг от друга обнаружены весьма выразительные сейсмодислокации в скальных породах с возрастом в пределах 10-3 тыс. лет, свидетельствующие о возникновении в районе, точнее, в этой очаговой области неоднократных разрушительных землетрясений прошлого [3, 4 и др.]. В качестве примера см. рис. 2. С точки зрения выделения полосы Мурманского побережья в средней по протяженности его части (в среднем секторе) в качестве сейсмогенной зоны полученные разного рода материалы имеют принципиальное значение [9, 10] и требуют специальной проработки. Между тем, в разных инстанциях, без знания этих, принципиально новых, данных, планируются возведение на Териберском участке то новой очереди Кольской АЭС, то трубопроводного терминала, то крупного завода. Как это давно выяснили сейсмологи и палеосейсмологи, в том числе в разных частях Фенноскандинавского щита сильные зем-



Рис. 2. Окрестности пос. Териберка с крупным скальным оползнем на переднем плане, с обновлением в нижней части (слева, тонкие стрелки). Наверху выход к берегу молодого разлома (толстая стрелка). Фото А.Л. Строма.

летрясения возникали и обнаруживаются в прошлом в казавшихся ранее асейсмичными и/или слабо сейсмичными областях.

А.Н. Морозов любезно просмотрел бюллетени Европейских сейсмических станций Упсала, Берген, Потсдам, Пулково, Екатеринбург, а также более южных в Европе, но ни одна из них, как оказалось, события 05.02.1917 г. не отметила. Автор весьма признателен А.Н. Морозову за выполненную проверку, С. Ю. Нечаеву за копирование текста [6], А.Л. Строму за предоставленную фотографию и Л.Д. Флейфель за техническую помощь.

- Ананьин И.В. Землетрясения Балтийского щита и особенности их проявления // Сильные землетрясения и сейсмические воздействия. Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 28. М.: Наука, 1987. С. 96-105.
- Андреев С.С. О сейсмической характеристике Русской платформы // Известия АН СССР. Сер. геофиз. 1956. 12. С. 1484-1487.
- 3. Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. Паульсен, 2007. 197 с.
- Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Кулькова М.А., Нестеров Е.М., Нестерова Л.А., Мадянова Н.П. О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского п-ова // Вестник С-Пб. Ун-та. Сер. 7: Геол. Геогр. 2013. Т. 2. С. 79-93.
- 5. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 1. Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Петрозаводск. 2007. 381 с.
- 6. Известия Архангельского общества изучения Русского Севера. 1917. № 3-4. С. 174-175.
- 7. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.
- 8. Никонов А.А. Макросейсмическая характеристика землетрясений XX в. в восточной части Балтийского щита // Белорусский сейсмол. бюлл. 1992. Вып. 2. С. 96-144.
- Никонов А.А., Зыков Д.С., Николаева С.Б., Шварев С.В. Шовная зона «Линия Карпинского» Трольфьорд на севере Европы как активный тектонически и сейсмически сейсмолинеамент высшего порядка / Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Матер. L Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2018. С. 52-55.
- Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б. Мурманское побережье крупнейшая в Российской Арктике сейсмогенерирующая зона: новейшие разработки / Природные ресурсы и комплексное освоение прибрежный районов Арктической зоны. Сб. научных трудов. Отв. ред. В.И. Павленко. Архангельск. 2015. С. 34-40.
- 11. Объяснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных зонах. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации // Инженерные изыскания. 2016. № 7. С. 49-121.
- 12. Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука. 1969. 185 с.
- 13. Панасенко Г.Д. Сейсмичность восточной части Балтийского щита / Сейсмичность и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Апатиты. 1980. С. 7-24.
- 14. Båth M. An earthquake catalogue for Fennoscandia, the years 1894-1950 // Sver. Geol. Unders. Ser. C. 1956. 545 s.
- 15. Michetti A.M., Esposito E., Gürpinar A. et al. The INQUA scale. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically induced ground effects in natural environment / Special paper APAT. Memorie descritive della carta geologica d'Italia. Roma, 2004. V. LXVII.
- 16. Nikonov A.A. Felt effects for earthquakes of the 20th century in the Eastern Baltic Shield / Report Inst. Seismology, University of Helsinki, S-27. Helsinki, 1991. P. 1-30.
- 17. Special earthquakes catalog. Eds. Kondorskaya, Ulomov. 1996.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ В МЕТАПЕСЧАНИКАХ СВЕТЛИНСКОЙ СВИТЫ (НОВОБОБРОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, СРЕДНИЙ ТИМАН)

Никулова Н.Ю.,Удоратина О.В.

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

Образования среднерифейской светлинской (RF₂sv) свиты, вмещающие редкоземельноредкометалльную минерализацию в пределах Новобобровского рудного поля (Четласский Камень, Средний Тиман) (рис. 1), представлены палеонтологически немой терригенной толщей, в которой в различных соотношениях чередуются сланцевые, алевролитовые и псаммитовые слои.

Выявление особенностей поведения редких и редкоземельных элементов, позволяют уточнить генетическую принадлежность, получить сведения об источниках обломочного материала, палеоклиматических обстановках и палегеодинамических условиях осадконакопления, сделать предположения о степени влияния метасоматических процессов на распределения предполагаемых минералов-концентраторов РЗЭ.



Рис. 1. Схемы: а – расположения Новобровского месторождения; б – тектонического строения Среднего Тимана (по [3]), условные обозначения: 1 – Восточно-Европейская платформа; 2–3 – фундамент Печорской плиты, Тиманский мегаблок: 2 – Тиманский блок; 3 – Ижемский блок; 4 – выходы фундамента на поверхность; 5 – границы тектонических зон; 6 – местоположение Новобобровского рудного поля.

Фактический материал получен при опробовании канав, пересекающих вкрест простирания рудные зоны Новобобровского рудного поля. В выборку вошли пять образцов песчаников светлинской свиты, литолого-геохимические исследования и результаты U-Pb датирования детритных цирконов которых проведены нами ранее [5]. Определение содержаний редких и редкоземельных элементов проведено методом ICP-MS (Agilent 7700х, аналитик к. г.-м. н. Д. В.Кузьмин) в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Максимальные содержания РЗЭ отмечаются в фенитизированных песчаниках непосредственно рудоносной зоны, минимальные – в слабо измененных песчаниках на периферии рудного поля (табл.). Спектры распределения РЗЭ в четырех образцах песчаников достаточно однородны и характеризуются резко пониженным, по сравнению с UCC содержанием легких РЗЭ, отчетливо выраженной положительной европиевой аномалией и незначительным преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими (рис. 2).

Спектры РЗЭ имеют небольшой положительный наклон, характерный для метатерригенных пород, не связанных с вулканизмом. На этом фоне существенной дифференцированностью выделяется спектр обр. G66/15, отобранного близ рудной кварцевой жилы, в составе которого, по результатам нормативного пересчета присутствует максимальное для всех изученных образцов количество

	[1		r			1	r			r	1	r			· · · · ·		r	r				
	G2/15	135.60	1.72	0.70	0	1.38	0.18	0.40	86.84	3.12	0.58	0.76	0.20	13.90	0.05	2.82	0.45	43	40	4	55	6	4	
IX	G6B/15	492.19	17.39	0.66	0.80	7.68	0.96	3.86	2869.33	11.70	1.12	3.64	1.25	20.37	0.07	18.61	4.77	42	13	2	23	4	4	
апесчаника	G12/15	206.45	14.37	0	0.14	2.41	0.28	0.39	38.44	4.65	0.12	1.17	0.23	1.91	0.16	6.42	1.01	44	18	3	118	6	19	
HTOB B MCT	G 11B/15	89.82	33.43	0.85	0	2.85	0.08	0.34	90.63	1.59	0.03	0.60	0.27	8.01	0.25	35.43	0.50	57	77	63	37	71	1	
ных элеме	G1/15	58.48	0.22	0	0	0.85	0.08	0.38	77.86	1.33	0	0.17	0.34	5.23	0.41	1.63	0.40	44	66	5	54	4	0	
их и рассеян	№ обр. элемент	Zr	dN	Mo	Ag	Cd	Te	Cs	Ba	Hf	Та	M	П	Pb	Bi	Th	U	Zr/Hf	Cr/Th	Th/Co	La/Co	Th/U	La/Sm	
ьных, редк	G2/15	36.84	25.91	21.10	15.95	9.02	5.20	10.81	3.51	2.01	1.68	1.46	1.62	1.81	2.05	1.58	0	26.76	0.67	7.34	39.35	11.49	3.04	
едкоземел	G65/15	171.89	135.34	99.83	76.88	46.20	33.90	32.95	0.05	18.24	17.09	18.07	19.31	19.14	20.94	14.96	84.91	94.70	7.47	32.82	50.90	277.07	38.55	
ержания р	G12/15	244.78	25.74	20.60	16.46	12.98	8.56	13.52	7.13	5.12	4.08	3.89	3.55	3.66	3.93	2.33	7.30	37.33	2.07	9.08	45.10	13.64	7.92	
ица 1. Сод	G11E/15	20.98	20.21	19.27	0	16.19	12.58	7.11	10.66	8.09	6.60	6.12	5.10	5.34	5.02	2.29	3.73	42.91	0.56	8.43	32.69	17.18	13.14	Я В Г/Т.
Табл	G1/15	18.26	15.62	11.69	8.90	0	2.87	4.90	2.08	1.26	0.98	1.01	0.98	1.18	1.34	0.65	0	22.13	0.34	6.11	38.06	8.95	1.90	зодержани.
	№ обр. элемент	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Υb	Lu	Sc	>	Cr	Co	Ga	Ge	Rb	Υ	Примечание: с

273



Рис. 2. Нормированные на UCC [4] спектры распределения содержаний РЗЭ в песчаниках светлинской свиты. Условные обозначения: 1–5 номера образцов: 1 – G11/15; 2 – G11Б/15; 3 – G12/15; 4 – G66/15; 5 – G2/15.

полевых шпатов (около 40 мас. %), слюды (до 40 мас. %) и рудных минералов – гематита и ильменита (в сумме около 3 % мас. %) [5].

Количественный показатель суммы РЗЭ зависит от положения точки опробования по отношению к рудоносной зоне и отражает степень влияния метасоматических процессов.

Наименее измененные разновидности песчаников, характеризуются минимальным значением суммы, при примерно равновесном соотношении легких и тяжелых РЗЭ и слабо проявленной европиевой аномалией. В нормальных осадочных породах положительная европиевая аномалия и преобладание тяжелых лантаноидов над легкими, свидетельствуют о присутствии в составе песчаников неизмененных выветриванием основных плагиоклазов. Положительная европиевая аномалия, минимально проявленная в слабо измененных песчаниках (обр. G1/15, G2/15, G11E/15), усиливается по мере приближения к рудоносной зоне, отражая интенсивность проявления щелочного метасоматоза.

Отмечается практическое отсутствие цериевой аномалии (для четырех образцов Ce/Ce^{*UCC} составляет 0.25–0.4, а для обр. G6б/15–2.1) В во всех изученных образцах легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (LREE/HREE≈1.3–7.3). По суммарному содержанию РЗЭ выделяются песчаники: с пониженным содержанием – 66 (слабо измененный песчаник обр. G1/15), со средним содержанием – 124 (обр. G11Б/15) и 138 (обр. G2/15), высоким – 374 (обр. G12/15) и аномально высоким – 710 г/т (обр. G6б/15 из рудной зоны).

Во всех изученных песчаниках отсутствуют Cu, Ni, Zn, Be, существенные содержания малоподвижных Sc, Zr и Hf, присутствуют лишь в обр. G6б/15 (табл.). В нем же наблюдается максимальное значение соотношения Zr/Hf (56), характерное для щелочных метасоматитов. Значения индикаторных соотношения Cr/Th, Th/Co, La/Co имеют весьма широкий разброс и так же отражают зависимость от степени измененности пород [7, 9]. Отношение Th/U [9] составляет 4–6, а в песчаниках обр. G116/15 достигает 71. Слабая измененность, хорошая сортировка и практически кварцевый состав этого песчаника, позволяют предположить, что повышенная концентрация Th обусловлены присутствием Th-монацита [6]. Песчаник обр.G1/15, для которого была получена цирконовая датировка, характеризуется коэффициентами La/Sm (4,1), Ce/Sm (2,9), Yb/Sm (0.2), Y/Sm (0.34), Ce/Ce* (0.4) соответствующими мелководным [2] условиям континетальной окраины.

Таким образом, степень дифференцированности спектров распределения РЗЭ отражает степень измененности песчаников в результате фенитизации. Закономерное изменение содержания РЗЭ, свидетельствует о привносе вещества извне. Ярко выраженный европиевый максимум и преобладание тяжелых лантаноидов над легкими характерно для калиевого метасоматоза [1]. Минимальные содержания РЗЭ отмечаются в наименее измененных разновидностях, при этом в них также отмечается европиевый максимум, связанный с присутствием в песчаниках обломочного материала, образовавшегося в результате разрушения калиевых гранитоидов.

Геологическая позиция изучаемого объекта, как толщи, вмещающей жильную редкометалльноредкоземельную минерализацию, не позволяет использовать традиционно применяемые для реконструкции обстановки осадконакопления терригененных толщ индикаторные соотношения РЗЭ. Однако, рассчитанные нами для наименее измененных пород коэффициенты La/Sm, Ce/Sm и др. подтверждают сделанные нами ранее выводы о формировании осадков в мелководно-морской среде за счет рециклированных кварцевых пород и, в меньшей степени, кислых магматических пород. Преобладание в спектре РЗЭ песчаников тяжелых лантаноидов, существенно кварцевый состав и высокая глиноземистость, позволяют предположить существование в области размыва коры выветривания по древним метатерригенным породам.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект 18-45-11007.

- 1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- 2. Гурвич Е.И. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный Мир, 1998. 340 с.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Доуральская тектоническая эволюция северовосточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 1. Протоуралиды, Тиманиды и Доордовикские гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона / Литосфера. 2006. № 4. С. 3-22.
- 4. Тейлор С. З., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир. 1988. 384 с.
- 5. Удоратина О. В., Бурцев И. Н., Никулова Н. Ю., Хубанов В. Б. Обоснование возраста метапесчаников четласской серии – субстрата редкометалльно-редкоземельных месторождений Среднего Тимана: U-Pb датирование детритных цирконов / Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Матер. Всерос. науч. конф. с межд. уч-ем. Сыктывкар. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. С. 218–219. ISBN 978-5-98491-470-5.
- 6. Удоратина О.В., Варламов Д.А., Капитанова В.А. Рудная минерализация кварцевых жил Новобобровского месторождения, Средний Тиман: новые данные / Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2016). Матер. мин. семинара с межд. участием. Сыктывкар. ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. С. 257-258.
- Condie K. C. Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1990. V. 65. P. 1-12.
- 8. Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies / Lithos, 2000. V. 51. P. 181-203.
- 9. McLennon S.M. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Processes controlling the composition of clastic sediments / Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1993. V. 284. P. 21-40.

СОСТАВ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ИНГОЗЕРСКОГО МАССИВА

Ниткина Е.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, nitkina@rambler.ru

Ингозерский массив сложен преимущественно гнейсами и гранитоидами разного состава и расположен (рис. 1) в северо-восточной части Беломорского подвижного пояса [1; 6; 7; 5; 3]. Архейские комплексы основания, как картируемые геологически значимые структуры имеют называние тоналит-трондъемит-гнейсового комплекса – ТТГ [7; 9; 4]. Изученные гнейсы Ингозерского массива по петрохимическим характеристикам отвечают тоналитам и трондъемитам, геохимические характеристики распределения редкоземельных элементов схожи с породами ТТГ комплексов, известных на древнейших щитах Мира [12].



Рис. 1. Схематическая карта Кольского полуострова [2] с изменениями автора.

В ранее проведенных исследованиях [1; 6; 5; 3; 9; 4] в пределах Ингозерского массива выделены следующие типы пород: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболбиотитовые гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, гранодиориты и пегматиты. Биотитовые, амфиболбиотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы являются метаморфизованными и рассланцованными останцами первичных ТТГ пород [6]. Дайки основного состава, метаморфизованные и рассланцованные совместно с толщами гнейсов, переработаны в полевошпатовые амфиболиты и прорваны телами крупнозернистых гранитов и пегматитов.

По результатам изотопного датирования установлена следующая последовательность геологических процессов Ингозерского массива [8]: 3149±46 млн. лет – образование маг-

матического протолита биотитовых гнейсов; 2727±5 – 2725±2 млн. лет – второй этап внедрения тоналитов или метаморфизм и деформации пород, связанные с внедрением даек основных пород; 2697±9 – 2667±7 млн. лет – рассланцевание, метаморфизм, деформация пород, происходившие одновременно с внедрением гранитоидных тел; 2615±8 млн. лет – внедрение тел гранитов; 2549±30 млн. лет – послойная микроклинизация биотитовых гнейсов.

Данное исследование направлено на оценку температуры кристаллизации гранитоидов Ингозерского массива. Пробы для оценки температуры кристаллизации пород были отобраны из биотитовых гнейсов (H-10-01), амфибол-биотитовых гнейсов (H-10-07) и биотит-амфиболовых гнейсов (H-10-08) и гранито-гнейсов (H-10-05).

Для определения температуры кристаллизации гранитоидов Ингозеского массива использовался метод определения температуры кристаллизации гранитоидов по насыщению цирконием [13]. Для этого необходимы определения содержаний петрогенных элементов и Zr в породах. Определение петрогенных элементов проводилось в химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН. Распределение редкоземельных элементов в породах ТТГ комплекса Ингозерского массива было изучено с использованием данных, полученных в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по методике [10].

	H-10-01	H-10-07	H-10-08	H-10-05
SiO ₂	71.12	67.81	66.55	73.5
TiO ₂	0.26	0.49	0.47	0.20
Al2O ₃	14.22	13.90	13.85	12.15
Fe2O ₃	0.22	0.11	1.09	0.93
FeO	2.94	4.77	4.40	3.27
MnO	0.037	0.075	0.059	0.036
MgO	0.65	1.69	2.00	0.27
CaO	2.46	3.95	4.29	1.29
Na ₂ O	5.20	4.13	4.26	3.34
K ₂ O	1.70	1.37	1.32	3.93
La	18.90	11.37	30.17	4.2
Ce	34.89	27.22	53.86	7.8
Pr	3.98	3.28	6.22	0.91
Nd	12.83	12.36	20.66	3.3
Sm	1.98	2.34	3.06	0.60
Eu	0.46	0.76	0.77	0.39
Gd	1.27	2.43	2.62	0.62
Tb	0.17	0.37	0.34	0.085
Dy	0.71	1.92	1.41	0.48
Но	0.13	0.37	0.25	0.082
Er	0.31	0.88	0.68	0.18
Tm	0.05	0.13	0.09	0.027
Yb	0.30	0.88	0.56	0.16
Lu	0.04	0.13	0.08	0.027
Zr	124	131	120	36

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т) в гранитоидах Ингозерского массива.



Рис. 2. Распределение РЗЭ, нормированное к хондриту [11], для биотитовых (H-10-01), амфибол-биотитовых (H-10-07) и биотит-амфиболовых (H-10-08) гнейсов, и гранито-гнейсов (H-10-05) ТТС комплекса Ингозерского массива (анализы выполнены в ИГМ СО РАН).

Химический состав пород представлен в таблице (табл. 1). Для исследованных гнейсов Ингозерского массива точки химических анализов гнейсов ложатся в поля тоналитов и трондьемитов, высокое содержание легких редкоземельных элементов и отсутствие Eu аномалии (рис. 2) говорит о происхождение пород из обогащенных источников без существенной роли фракционной кристаллизации [8] и схоже с таковыми для пород комплексов ТТГ Мира [12]. Для гранито-гнейсов характерно высокое содержание К и низкое Са. В распределении редкоземельных элементов присутствует постепенное снижение содержаний элементов от легких к тяжёлым и положительная Eu аномалия (рис. 2).

Используя содержания Zr в породах были рассчитаны значения температуры кристаллизации гранитоидного расплава по насыщению цирконием с использованием термометра [13]: при кристаллизации пород комплекса TTG от 735 до 755 °C, и при кристаллизации секущих гранитных тел – 670 °C.

Расчетные значения температуры по насыщению Zr для гранитов, содержащих ксеногенные ядра циркона, наиболее близки к температурам образования кислого расплава, напротив, оценки T по гранитам, лишенным ксеногенных цирконов, отражают условия насыщения и занижены в сравнении с температурами плавления [10].

Таким образом, температура выплавления гранитоидов Ингозерского массива была ~750 °C, а секущих гранитных тел – не менее 670 °C.

Работа подготовлена при поддержке программы президиума РАН № 19 «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов».

- 1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуостров. Л.: Наука. 1968. с. 5-143.
- 2. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. ... д.г.-м.н. СПб. 2002. 32 с.
- 3. Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А. и др. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия С-В части Балтийского щита. Л.: Наука. 1971. С. 141-150.
- Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте С-В части Балтийского щита м-ба 1:500000). / отв. редактор Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КФАН СССР. 1992. 112 С.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита. // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФАН СССР. 1978. С. 3-12.
- 6. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука. 2006. 329 с.
- 7. Митрофанов Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. № 1. С. 5-14.
- 8. Ниткина Е.А., Баянова Т.Б. Изотопно-геохронологическое изучение пород Ингозерского массива (Кольский полуостров) // Вестник МГТУ. В печати.
- Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.
- 10. Туркина О.М., Капитонов И.Н. Изотопный Lu-Hf состав цирона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизионных гранитов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 2. С. 181-199.
- 11. Boynton W. V. Chapter 3. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In Rare Earth Element Geochemistry (P. Henderson, ed.), (Developments in Geochemistry 2), Elsevier, Amsterdam. 1985. P. 115-1522.
- 12. Moyen J.-F. & Martin H. Forty years of TTG research // Lithos. 148. 2012. P. 312-336.
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 64. P. 295-304.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВАЛУННОЙ ФРАКЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В РАЙОНЕ КУЗРЕКА-МОСЕЕВО (ЮГ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Носова О.Ю., Вашков А.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, nosova@geoksc.apatity.ru

Изучение вещественного состава является одной из важнейших задач при исследовании ледниковых образований. Полученные таким образом данные служат для определения источников сноса горных пород и, как следствие, путей и направлений движения ледниковых покровов. В работах многих геологов, исследовавших четвертичные отложения Кольского полуострова, приводится обширный материал по изучению петрографического состава валунной и галечной фракций морен [5, 6, 7]. Это позволило установить основные направления движения и структуру ледниковых покровов в Кольском регионе. Однако остался ряд не до конца решённых вопросов относительно взаимодействия ледниковых лопастей, генезиса, возраста и вещественного состава краевых образований региона.

В ходе полевых работ 2017 г. по изучению ледниковых образований района населённых пунктов Кузрека-Мосеево (восточнее полуострова Турий) исследовался петрографический состав валунной, галечной и гравийной фракции тиллов. В настоящей статье представлены результаты изучения состава валунной фракции абляционного тилла.

На поверхности гряд ледникового генезиса проводился сбор валунов размером более 10 см с участка 5×5 метров. Валуны группировались по породам, из каждой группы отбирались наиболее характерные образцы, из которых впоследствии изготавливались петрографические шлифы. Количество валунов на участках достигало 500-600 штук. По результатам полевых и лабораторных исследований было выделено 14 основных групп пород (табл. 1).

N₂	Группы	К, шт.	М, шт.	N⁰	Группы	К, шт.	М, шт.
1	Песчаники	1	288	8	Нефелиновые сиениты	10	9
2	Гнейсы	244	130	9	Щелочные породы (ги- пабиссальной фации)	2	11
3	Гранитоиды	71	126	10	Фойдолиты	1	2
4	Амфиболиты	80	19	11	Гранофиры	2	1
5	Гранулиты	52	18	12	Долериты, метагаббро- долериты	4	0
6	Породы вулканогенно- осадочных толщ	49	17	13	Метаперидотит	2	0
7	Габброиды / метагаб- броиды	47	12	14	Плагиовебстерит	1	0

Таблица 1. Петрографический состав проб участков Кузрека (К) и Мосеево (М).

Кристаллический фундамент на севере района исследований сложен гнейсами и гранитогнейсами комплекса основания, метаосадочными и метавулканогенными породами кислогубской свиты верхнеархейского стратифицированного комплекса и сергозёрской толщи кольско-беломорского нестратифицированного комплекса, гранитоидами терского комплекса (TerC) (рис. 1). Эти породы прорываются мелкими телами габбро-амфиболитов и метаультрабазитов терского комплекса (TrsC). На северо-западе района расположены крупные массивы гранулитов Лапландского гранулитового пояса. В районе п-ва Турий и севернее архейские породы и гранулиты прорваны крупной многофазной гранитоидной интрузией умбинского комплекса. Данные гранитоиды также слагают вытянутые массивы западнее и восточнее полуострова. Среднерифейские осадочные породы образуют широкие полосы вдоль побережья Белого моря (терская свита) и небольшой участок на юге п-ва Турий (турьинская свита). В пределах Турьего полуострова умбинские гранитоиды и турьинские песчаники прорываются щелочными интрузиями, а вдоль южного побережья полуострова ще-



Рис. 1. Геологическая карта района полевых работ [2, 3].

1 – основные, ультраосновные щелочные породы комплекса Турьего мыса; 2 – песчаники, конгломераты, алевролиты терской свиты; 3 – песчаники, конгломераты турьинской свиты; 4 – эндербиты, чарнокиты, порфировидные граниты умбинского комплекса; 5 – габбро-амфиболиты, метаультрабазиты терского комплекса; 6 – кислые гранулиты яуриокской толщи; 7 – средние гранулиты, эндербиты лапландского комплекса; 8 – лейкограниты, гранодиориты вороньинского комплекса; 9 – слюдяные парагнейсы, сланцы, кварциты кислогубской свиты; 10 – плагиограниты, тоналиты терского комплекса; 11 – гнейсы, амфиболиты, кальцифиры серговской толщи; 12 – гнейсы, плагиогранитогнейсы, амфиболиты комплекса основания; 13 – точки отбора проб: К – Кузрека, М – Мосеево; 14 – трубки взрыва; 15 – дайки щелочных пород; 16, 17 – граница стадии оледенения Сальпаусселька 1 (предполагаемая и достоверная); 18 – граница стадии оледенения Невская 1, достоверная.

лочными дайками. В результате вмещающие породы существенно фенитизированы [4]. Также в породах терской свиты и умбинского комплекса встречаются трубки взрыва, сложенные ультраосновными щелочными породами [8].

Четвертичные образования в районе исследований представлены маломощным прерывистым чехлом ледниковых, водно-ледниковых, морских, аллювиальных и болотных образований. Ледниковые отложения формируют цепочки конечно-моренных гряд (рис. 1), построенных складчатым, базальным и абляционным тиллом и водноледниковыми осадками.

Петрографический состав валунной фракции ледниковых образований в районе исследований характеризуется следующими особенностями:

1. Песчаники. В группу входят красноцветные аркозовые песчаники и гравелиты, фенитизированные серые песчаники, бежевый аркозовый песчаник. Данные породы составляют около половины валунов пробы Мосеево, в пробе Кузрека же отмечается лишь единичная находка бежевого песчаника. Источником красноцветных песчаников и гравелитов являются толщи терской свиты, развитой вдоль побережья и на шельфе Белого моря. Фенитизированные песчаники принесены из осадочных толщ Турьего п-ва. Песчаник пробы Кузрека предположительно снесён с Турьего п-ва или шельфа Белого моря.

2. Группу *гнейсы* составляют плагиогнейсы, плагиогранитогнейсы, биотитовые, амфиболбиотитовые, амфиболовые гнейсы, часто значительно мигматизированные, а также мигматитграниты. Они широко развиты на юге Кольского полуострова и севере Карелии и представляют породы архейского основания. Сюда также отнесены единичные находки двуслюдяных гнейсов, фенитизированных гнейсов, бластомилонитов и метасоматитов по плагиогнейсам. Фенитизированные гнейсы могут быть принесены из толщ гнейсов основания, контактирующих с Хибинским, Ловозёрским массивами и небольшими щелочными интрузиями (Салмагорский массив, Лесная варака, Озёрная варака и др.). Породы группы *гнейсы* доминируют в пробе Кузрека и вторые по распростанённости в пробе Мосеево. Фениты по гнейсам обнаружены в обеих пробах.

3. В группу *гранитоиды* объединены порфировидные плагиомикроклиновые граниты, роговообманковые гранодиориты (в том числе эндербиты, чарнокиты и гнейсы по ним), среднезернистые биотитовые граниты. Данные породы в основном принадлежат умбинскому комплексу [1], но часть их могла быть также принесена из гранитоидных массивов терского, лицко-арагубского и вороньинского комплексов с северо-запада. В пробе Мосеево встречены фениты по гранитоидам (7 шт.), которые развиты на п-ве Турий. В точке Мосеево валунов гранитов больше, чем в пробе Кузрека. Это объясняется тем, что ледник эродировал бо́льшую площадь местных пород умбинского комплекса.

4. Амфиболиты представлены массивными, полосчатыми и сланцеватыми разностями, состоящими из роговой обманки и плагиоклаза. Характерно присутствие диопсида, граната. Основными источниками данных пород служат крупные амфиболитовые массивы Кандалакшско-Колвицкой зоны, а также амфиболиты комплекса основания. Немногочисленные сланцеватые разности амфиболитов, кроме того, могли быть принесены из вулканогенно-осадочных толщ верхнеархейского стратифицированного комплекса [8] и сергозерской толщи. Часть амфиболитов могла быть принесена из мелких интрузий терского комплекса района работ.

5. Группа *гранулиты* в основном представлена кислыми гранулитами (силлиманиткордиерит-биотитовые гранатсодержащие гнейсы), отдельными образцами средних (гранат-кварцполевошпатовых) и основных (гранат-клинопироксеновых) гранулитов. Вышеперечисленные породы развиты на северо-западе района работ.

6. Породы вулканогенно-осадочных толщ представлены биотитовыми мелкозернистыми парагнейсами и сланцами, амфибол-диопсидовыми гнейсами, мусковитовыми гнейсами с кианитом, амфиболитами по основным эффузивным породам, единичными образцами плагиоклаз-хлоритсерицитового сланца с гранатом, хлорит-актинолитового амфиболита, трахита, роговообманкового сланца с реликтами фенокристаллов плагиоклаза. Данные породы принадлежат толщам стратифицированного комплекса верхнего архея (кислогубской и др. свитам) и частично сергозёрской толще кольско-беломорского нестратифицированного комплекса [8].

7. В группу габброидов/метагабброидов входят нориты, габбро, анортозиты и их изменённые аналоги. Изменённые породы представлены метагаббро с реликтовой офитовой структурой, слоистыми милонитами по габбро-анортозитам, серицитизированными анортозитами. Источником данных пород могут быть массивы Кандалакшско-Колвицкой зоны, Главного хребта и Имандровского лополита. Часть массивных габброидов могла быть принесена из массивов основных пород Мончегорского района. Источником массивных метагаббро также могли послужить мелкие, но широко развитые на северо-западе от участка работ тела габбро-амфиболитов терского комплекса.

8. *Нефелиновые сиениты* представлены в основном фойяитами и единичным эвдиалитовым луявритом. Источник данных пород – Хибинский и Ловозёрский (?) щелочные массивы.

9. Щелочные породы (гипабиссальной фации) представлены нефелинитами, мончикитами, авгититом, фурчитом, эвдиалитовым фонолитом и др. Породы данной группы слагают многочисленные дайки в кутовой части Кандалакшского залива, на участке от мыса Пентельский до Порьей губы, а также на юге Турьего полуострова. Кроме того щелочные дайки часто секут породы мелких и крупных щелочных массивов Кольского региона. В пробе Мосеево валунов данной группы существенно больше (11 шт.), чем в пробе Кузрека (2 шт.). Это связано с их сносом с Турьего п-ва, что косвенно подтверждается присутствием в пробе Мосеево фенитизированных песчаников и гранитоидов.

10. *Фойдолиты* представлены уртитом, микроийолитом, мельтейгитом. Породы данной группы развиты в Хибинском и Ловозёрском массивах, в мелких щелочных массивах, а также на п-ве Турий и в трубках взрыва.

11. К *гранофирам* отнесены породы с характерной гранофировой текстурой, которая представляет собой микрографические срастания полевых шпатов и кварца. Данные породы известны на юго-западе от Хибинского массива на контакте пород имандровского лополита с вулканогенноосадочными толщами, также они встречаются в виде жил в основных интрузивах Мончегорского района [9].

12. Долериты, метагаббро-долериты состоят из клинопироксена (в изменённых разностях – амфибола) и мелких лейст плагиоклаза и имеют характерную долеритовую структуру. Они могли быть принесены из дайковых комплексов, секущих интрузии основных пород Кандалакшско-Колвицкой зоны, Главного хребта или Мончегорского района. Также подобные породы встречаются в вулканогенно-осадочных толщах [8].

13. Метаперидотиты представлены серпентинизированными и хлоритизированными ультраосновными породами. Их источником могли послужить массивы порьегубского комплекса района Порьей губы или Главного хребта и небольшие интрузии вочеламбинского комплекса, секущие вулканогенно-осадочные толщи на юго-западе и юге от Хибинского массива. Не исключено также попадание подобных пород из интрузий Мончегорского района или мелких тел алакуртинского комплекса, встречающихся на юго-востоке от оз. Колвицкое.

14. Плагиовебстерит представляет собой двупироксеновую среднезернистую породу с агрегатами мелкого плагиоклаза в промежутках между пироксенами. Источником данных пород могли послужить мелкие массивы комплекса Застейд восточнее оз. Колвицкое, массивы основных пород Мончегорского района или Кандлакшско-Колвицкой зоны.

Особенности петрографического состава абляционного тилла, рассмотренные выше, позволяют сделать вывод, что в основном ледниковый снос происходил с запада и северо-запада, на что указывает широкое распространение в пробах гнейсов, амфиболитов, гранулитов, габброидов/метагабброидов, нефелиновых сиенитов и др. Перемещение этих пород осуществлялось крупными потоками скандинавского ледника. Присутствие в пробе Мосеево фенитизированных песчаников и гранитоидов, а также разнообразных щелочных пород дайкового комплекса полуострова Турий указывает на перемещение обломочного материала с юго-запада на северо-восток. Это объясняется воздействием Беломорского потока Скандинавского ледникового щита – мощность ледника на периферии ледникового потока в пределах района работ уменьшалась, что приводило к выжиманию насыщенного дебрисом льда в северо-восточном направлении.

Авторы выражают благодарность В.Л. Ильченко и Д.С. Толстоброву за помощь в полевых работах, В.В. Борисовой и Т.В. Рундквист за консультации при определении пород.

Исследования выполнены в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0010.

- Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Геология и петрология умбинского комплекса интрузивных чарнокитов и гранитов // Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975. С. 3-148.
- 2. Геологическая карта Кольского региона / под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты, 2001.
- Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1000000. Балтийская серия. Геологическая карта четвертичных образований. Лист Q-(35), 36 (Апатиты) / Л.Р. Семёнова, А.Е. Рыбалко. 2010.
- 4. Евдокимов М.Д. Фениты Турьинского щелочного комплекса Кольского полуострова (минеральные ассоциации и геохимические особенности). Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 248 с.
- 5. Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 104 с.
- История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита / С.А. Стрелков и др. Л.: Наука, 1976. 164 с.
- 7. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 234 с.
- 8. Объяснительная записка к Геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000 / А.Т. Радченко и др. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. 95 с.
- 9. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / В.Ф. Смолькин и др. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. Ч. 1. 177 с.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ Os-Ir-Ru СОСТАВА И СУЛЬФИДОВ ЭПГ В Pt-Fe ИНТЕРМЕТАЛЛИДАХ ИЗ РОССЫПЕЙ, СВЯЗАННЫХ С КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫМИ МАССИВАМИ СРЕДНЕГО УРАЛА

Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Козлов А.В.

Санкт-Петербургский горный университет, palamarchuk22@yandex.ru

Введение

Уральский платиноносный пояс представляет собой цепочку клинопироксенит-дунитовых массивов, протянувшуюся вдоль Уральского хребта, с которыми связана серия россыпных систем. Несмотря на уникальность некоторых россыпных объектов, таких как Исовско-Туринская или Нижнетагильская россыпные системы, минералы платиновой группы (МПГ) из них изучены не достаточно полно. Для некоторых россыпных систем (Нясьминская, Вересовоборская, Исовско-Туринская и др.) последние крупные исследования были проведены Н.К. Высоцким в начале прошлого века [1].

Общей особенностью ассоциаций платиноидов из россыпей, связанных с клино-пироксенитдунитовыми массивами является абсолютное преобладание Pt-Fe твердых растворов: самородной платины, изоферроплатины (Pt₃Fe), железистой платины (Pt₂Fe), а также минералов изоморфного ряда тетраферроплатина (PtFe) – туламинит (Pt₂FeCu) – никельферроплатина (Pt₂FeNi). Они слагают индивиды и агрегаты, которые иногда содержат минеральные включения, представленные преимущественно минералами Os-Ir-Ru состава, а также сульфидами ЭПГ изоморфных рядов лаурит–эрликманит (RuS₂–OsS₂) и кашинит–бауит (Ir₂S₃–Rh₂S₃). Цель данной работы – описание морфологических особенностей и характеристика состава таких минеральных включений.

Образцы и методы исследования

За 2015-2016 гг. были опробованы россыпи, связанные с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала: Нижнетагильским, Светлоборским, Вересовоборским и Каменушенским. Материал был взят из 10 точек опробования. Пробы были промыты на лотке. Из полученного шлиха платиноиды были извлечены «методом» отдувки. Морфологические особенности были исследованы с помощью методов растровой электронной микроскопии с использованием микроскопов: CamScan MX2500 (ФГБУ «ВСЕГЕИ», аналитик А.В. Антонов) и CamScan MV2300 (Институт экспериментальной минералогии РАН, аналитик Д.А. Варламов). Химический состав определен с помощью рентгеноспектральногомикроанализатораCamebax SX50 сволновымидетекторами (МГУим.М.В.Ломоносова, г. Москва, аналитик Д.А. Ханин).

Минералы Os-Ir-Ru состава

Среди включений данного состава явно преобладает иридистый осмий. Почти всегда он образует отдельные, идиоморфные кристаллы пинакоидального габитуса размером до 0.2 мм (рис. 1, а). Пластинки иридистого осмия часто сохраняют свой идиоморфизмный облик, находясь на поверхности Pt-Fe агрегатов, что связано с более высокой устойчивостью осмия к механическому истиранию по сравнению с окружающими его минералами (Pt-Fe, хромшпинелиды, оливин и др.).

Включения кристаллов иридистого осмия и хромшпинелидов в изоферроплатине могут соприкасаться собственными гранями (рис. 1, б) или кристаллы иридистого осмия проявляют больший идиоморфизм по отношению к хромпинели, образуя включения непосредственно в хромшпинелиде (рис. 1, г). Встречаются зональные зерна хромшпинелидов, внешние, обогащенные железом зоны которых обрастают пластинки иридистого осмия (рис. 1, в). На границах между иридистым осмием и хромшпинелидом отмечаются тонкие прожилки осмистого иридия.

Состав иридистого осмия колеблется в широких пределах: от 51 до 96,6 ат. % Os, от 0 до 38 ат. % Ir и от 0 до 19 ат. % Ru. Содержание Rh может достигать 5 ат. %, при среднем количестве 0.9 ат. %. Содержание Pt, Pd обычно ниже пределов обнаружения. В большинстве своем кристаллы иридистого осмия однородны и не обладают ярко выраженной зональностью. Однако в россыпях, связанных с Каменушенским массивом, найдены зональные индивиды иридистого осмия (рис. 1, д), в которых зональность выражена сменой иридийсодержащего осмия с примесями Ru до 7 ат. % и Rh до 1 ат. % на минералы со значительным количеством Ru (до 21 ат. %) и большим содержанием Rh (до 3 ат. %).





Распространенность иридистого осмия в различных россыпных системах резко отличается (рис. 2). В россыпях Каменушенского массива он может составлять до 50 % от Pt-Fe агрегата (см. рис. 1, е), тогда как в Нижнетагильских россыпях иридистый осмий встречается редко. Россыпная система Светлоборского массива характеризуется его более широким распространением, но ощутимо меньшим, чем в исследованных Каменушенских россыпях. Распространеность иридистого осмия может отличаться и в россыпях, связанных с одним коренным источником. Так, платино-иды из россыпи р. Простакишенка, располагающейся на западном склоне Вересовоборского массива, характеризуются единичными включениями иридистого осмия, а в Pt-Fe минералах из россыпи р. Вересовка, расположенной на севере массива, его включения многочисленны.

Среди минеральных включений также встречается осмистый иридий. Он образует как минимум 4 морфологические разновидности. Наиболее широко встречается осмистый иридий как результат распада Pt-Fe-Ir твердого раствора. Он может образовывать пластинчатую или эмульсион-



Рис. 2. Составы и относительная распространенность минералов Os-Ir-Ru состава (а) и сульфидов ЭПГ (б, в). N – количество анализов минеральных включений в Pt-Fe интерметаллидах из россыпей связанных с Каменушенским (1)/Вересовоборским (2)/Светлоборским (3)/Нижнетагильским (4) клинопироксенит-дунитовыми массивами. 5 – область несмесимости. Для б, в: N – сульфиды ЭПГ россыпей Каменушенского/Светлоборского массивов.

Паламарчук Р.С. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.070



Рис. 3. Включения осмистого иридия в Pt-Fe минералах из россыпей, связанных с Нижнетагильским (а), Светлоборским (б, г, е) и Каменушенским (в, д) клинопироксенит-дунитовыми массивами. СЭМ-фотографии в режиме BSE.

ную вкрапленность (рис. 3, а, б). Осмистый иридий также встречается в виде самостоятельных обособлений с плавными границами (1-й морфологический тип, рис. 3, в, г). Размеры таких обособлений могут достигать 150 мкм. В некоторых образованиях осмистого иридия присутствует мелкая вкрапленность изоферроплатины (см. рис. 4, а), также результат распада твердого Pt-Fe-Ir раствора. В пространственной ассоциации с зональными кристаллами иридистого осмия, описанными выше, расположены обособления с резкими, извилистыми границами, представляющие 2-й морфологический тип осмистого иридия (см. рис. 1, д, 3, д). В единичном количестве, и только в россыпях, связанных со Светлоборским массивом были найдены крупные зерна осмистого иридия с массой до 12 г. Такие индивиды характеризуются срастанием с изоферроплатиной (рис. 3, е), при развитии индукционных и ксеноморфных поверхностей.

Состав осмистого иридия, также как и у иридистого осмия, колеблется в широких пределах (рис. 2, а). Количество Ru может достигать 21 ат. %. Основными примесными компонентами является Pt и Rh (до 8 ат. %). При анализе средних составов осмистого иридия двух морфологических типов отмечается полное соответствие по содержанию Os и Ru, и отличие по Ir и Rh. Согласно этим значениям, первый тип иридия является более Ir-Pt, второй – более Rh.

Как и иридистый осмий, осмистый иридий встречается в исследуемых россыпных системах в различном количестве. Так, для россыпей, связанных с Нижнетагильским и Вересовоборским масси-



Рис. 4. Сульфиды ЭПГ в Pt-Fe минералах из россыпи Каменушенского массива.

вами отмечается только его эмульсионные выделения. В россыпях Каменушенского массива осмистый иридий встречается во всех возможных разновидностях в значительном количестве. Светлоборские россыпи отличаются находками крупных самородков осмистого иридия весом до 12 г.

При таком значительном отличие по распространенности, в целом, для иридий- осмиевых минералов из всех россыпных систем отмечается одинаково широкий диапазон колебаний их состава (см. рис. 2, а).

Сульфиды ЭПГ

Сульфиды ЭПГ представлены минералами изоморфных рядов лаурит-эрликманит и кашинитбауит. Они встречаются значительно реже, чем включения Os-Ir-Ru состава.

В качестве включений в Pt-Fe минералах наиболее часто встречается лаурит, образуя индивиды со сложным огранением и преобладанием прямолинейных граней (рис. 4, а) с размерами до 70 мкм. Он идиоморфен относительно иридия и изоферроплатины, при этом частично срастается с хромшпинелидом (рис. 4, б). Большинство индивидов лаурита зональны, что в общем случае выражается в увеличении эрликманитового минала от периферии к центру зерна.

Эрликманит встречается реже. Он образует крупные (до 110 мкм) индивиды с изометричным обликом с прямолинейными границами (рис. 4, в) и сложными кристаллографическими формами, либо может обладать более прямолинейными границами, по форме напоминающим гексагональную пластинку осмия.

Как и другие минеральные включения, лаурит и эрликманит характеризуются широкой вариацией составов вплоть до образования крайних членов изоморфного ряда (см. рис. 2, б, в).

Кашинит и бауит встречается в заметно подчиненном количестве. Они образуют мелкие зональные зерна распределенные равномерно по единичным Pt-Fe агрегатам (рис. 4, г).

Включения сульфидов ЭПГ распределены по россыпным системам еще более неравномерно, чем минералы Os-Ir-Ru состава. Так, в россыпях Нижнетагильского и Вересовоборского (за исключением россыпи р. Вересовка) массивов они встречаются в единичных зернах. Хотя в россыпях, связанных со Светлоборским и Каменушенским массивами, сульфиды ЭПГ встречаются в заметном количестве (рис. 3, б, в).

Заключение

Таким образом, исследованные россыпные системы различаются не только по особенностям ассоциаций Pt-Fe минералов [4], но и по ассоциациям минеральных включений в них. При сравнительном анализе полученных нами анализов с литературными данными по коренному хромитплатиновому оруденению клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала [2; 3; 5] в общем случае установлена идентичность ассоциаций минеральных включений в россыпи и коренном источнике. Присутствие сульфидов ЭПГ во всех россыпных системах и резкое различие по распространенности говорит об одинаковом диапазоне фугитивности серы для всех массивов Среднего Урала, при первоначально разном ее количестве.

Авторы благодарны А.В. Антонову, Д.А. Ханину и Д.А. Варламову за проведенные аналитические работы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-35-00151\18.

- 1. Высоцкий Н.К. Платина и районы её добычи. Тр. КЕПС. Петроград. 1923. №№ 2-3. 343 с.
- Пушкарёв Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса. Литосфера. 2007 № 3. 28-65 С.
- 3. Степанов С.Ю., Малич К.Н., Козлов А.В., Баданина И.Ю., Антонов А.В. Платиноидная минерализация Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Россия). Геология рудных месторождений. Москва: Наука. 2017. № 3. Т. 59. С. 238-250.
- 4. Palamarchuk R.S. Stepanov S.Yu. Characteristics of platinum placers associated with Uralian-Alaskian complex in Middle Urals // Abstract volume XI L.L. Perchuk International School of Earth Sciences. Miass, 2017. P. 35-37.
- 5. Tolstykh N.D., Telegin Yu.M., Kozlov A.P. Platinum mineralization of the Svetloborsky and Kamenushinsky massifs (Urals Platinum Belt). Russian Geology and Geophysics. 2011. V. 52, P. 603-619.

ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОХИМИИ 4С И 5С ПИРРОТИНА ИЗ КОВДОРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Паникоровский Т.Л., Пахомовский Я.А., Базай А.В. ФИЦ КНЦ РАН

Сульфиды фоскорит-карбонатитового комплекса Ковдорского массива представлены, в основном, пирротином [1–5]. По химическому составу можно выделить 4 разновидности этого минерала (рис. 1): Fe_7S_8 , Fe_9S_{10} , $Fe_{11}S_{12}$ и FeS, – из которых резко доминирует псевдогексагональный немагнитный пирротин Fe_9S_{10} . В данной работе представлены данные (табл. 1) о кристаллической структуре пирротина-4С и двух разновидностей пирротина-5С {соответственно, образцы 00-01 (1), 36-33 (2) и 00-51 (3)}.

Образец	1	2	3
Модификация	4C	5C	5C
Уточненная формула	Fe _{6.78} S ₈	Fe _{8.91} Ni _{0.25} S ₁₀	Fe _{8.88} S ₁₀
Температура (К)	100(2)	100(2)	100(2)
Сингония	ромбическая	моноклинная	моноклинная
Пространственная группа	Imm2	C2	P2 ₁
a (Å)	22.678(4)	11.8624(9)	6.8477(5)
<i>b</i> (Å)	3.4131(5)	6.8613(5)	28.584(4)
c (Å)	5.9083(13)	28.593(2)	6.8518(5)
α (°)	90	90	90
β (°)	90	89.897(8)	119.972(11)
γ (°)	90	90	90
Объем (Å ³)	457.31(15)	2327.3(3)	1161.8(2)
Ζ	2	8	4
$\rho_{\text{calc}}(g/cm^3)$	4.611	4.755	4.668
μ (mm ¹)	12.202	12.914	12.499
F(000)	608.0	3190.0	1563.0
Размер кристалла (mm ³)	$0.15 \times 0.15 \times 0.15$	$0.18 \times 0.18 \times 0.10$	$0.12 \times 0.12 \times 0.12$
Интервалы углов 2 Θ (°)	7.126 - 54.92	5.7 - 61.33	5.7 - 61.932
Индексы (hkl)	$\begin{array}{c} -29 \leq h \leq 27, \\ -3 \leq k \leq 4, \\ -4 \leq l \leq 7 \end{array}$	$ \begin{array}{c} -15 \leq h \leq 16, \\ -8 \leq k \leq 9, \\ -40 \leq l \leq 23 \end{array} $	$\begin{array}{l} -9 \leq h \leq 7, \\ -38 \leq k \leq 32, \\ -9 \leq l \leq 9 \end{array}$
Число рефлексов	1018	5920	6471
Независимые рефлексы	475	4494	4708
$R_{\rm int}, R_{\rm sigma}$	0.0171, 0.0189	0.0354, 0.0397	0.0278, 0.0271
Фактор формы F ²	1.202	1.074	1.125
Факторы сходимости [I>=2σ (I)]	$R_1 = 0.0780$ w $R_2 = 0.1173$	$R_1 = 0.0896,$ w $R_2 = 0.2586$	$R_1 = 0.0881,$ w $R_2 = 0.1802$
Факторы сходимости (по всем данным)	$R_1 = 0.0817$ $wR_2 = 0.1197$	$R_1 = 0.1009,$ w $R_2 = 0.2728$	$R_1 = 0.0990,$ $wR_2 = 0.1874$
$\rho_{\rm max}, \rho_{\rm min} e^- {\rm \AA}^{-3}$	1.61/-2.06	4.02/-3.57	4.93/-4.66
Параметр Flack	0.49(12)	0.53(19)	0.09(6)

Таблица 1. Кристаллографические данные и параметры уточнения кристаллической структуры пирротина из Ковдорского массива.

Массивы данных были получены на монокристальном дифрактометре Agilent Technologies Xcalibur Eos, оснащенного плоским CCD детектором, при комнатной температуре с использовани-


Рис. 1. Гистограмма суммарного содержания Fe, Ni и Co в составе ковдорского пирротина.

ем монохроматического Мо*K* α излучения ($\lambda = 0.71069$ Å). Параметры элементарной ячейки уточнялись методом наименьших квадратов. Поправка на поглощение определена эмпирически с помощью сферических гармоник, реализованных в алгоритме калибрования SCALE ABSPACK, в программном комплексе CrysalysPro [6]. Уточнение структур проводилось с помощью программы SHELXL.



Рис. 2. Реконструированное обратное пространство для (h0l) и (hk0) сечений образцов **1** (A, C) и **2** (B, D) и его увеличенные фрагменты (E, F, G). Для образца **1** была использована матрица трансформации [010 001 100]. Белыми стрелками и цифрами показаны рефлексы и их индексы. Черным и красным цветом выделены векторы для обычной гексагональной ячейки и сверхструктуры, соответственно). Наиболее интенсивным рефлексам (тёмно-красные круги на схемах) соответствует гексагональная ячейка (a = 3.43, c = 5.68 Å), сопутствующим низкоинтенсивным рефлексам (пустые кружки на схемах) – сверхячейка.



Рис. 3. Структурные модификации пирротина из Ковдорского щелочного массива (для 4*C* модификации была использована матрица трансформации [010 001 100]).

Структура пирротина была впервые расшифрована Нильсом Алсеном [7] в пространственной группе $P6_3/mmc$ с параметрами ячейки a = 3.43 и c = 5.68 Å. Она характеризуется двухслойной плотнейшей упаковкой, перпендикулярной оси с, в которой слои серы образуют слои A, B, а атомы железа занимают октаэдрические пустоты в этих слоях [8]. Упорядочение вакансий в позициях железа ведет к появлению дополнительных рефлексов из-за формирования сверхструктуры с моноклинной или ромбической симметрией (рис. 2). На данный момент в литературе описаны 4C, 5C и 6C модификации пирротина, а также модулированные NC структуры, где N = 4.88, 5.5 и т.д. [8]. Число N обозначает кратность структуры вдоль параметра с относительно гексагональной ячейки и соответствует количеству дополнительных рефлексов в (h0l) проекции обратного пространства, возникающих между интенсивными рефлексами гексагональной ячейки.

Кристаллическая структура 4C модификации пирротина (Fe_{6.78}S₈), обладающего ферримагнитными свойствами, была уточнена в пространственной группе *Imm*2. Она отличается от преды-



Рис. 4. Локальная координация Fe2 и Fe4 позиций в структуре образца **3**

дущих расшифровок в пространственных группах C2/c (Fe₇S₈) и C2 [9] распределением вакансий в позициях Fe (рис. 3). В структуре пирротина-4*C* присутствуют 4 независимых позиции Fe1, Fe2, Fe3, Fe4, с уточнёнными заселённостями 0.89, 0.75, 1.00 и 0.75, соответственно.

В структуре пирротина-5С ($P2_1$) среди 20-ти независимых позиций железа, наблюдалась лишь одна (Fe2) позиция с низкой заселённостью < ¹/4. Дело в том, что позиции Fe2 и Fe4 (рис. 4) не могут иметь полную заселённость (их суммарная заселённость равняется 1.00) ввиду аномально короткого расстояния между ними в 2.470 Å. Уточнённые заселённости для этих позиций составили 0.24 и 0.75, соответственно. Аналогичный механизм распределения вакансий наблюдался для пирротина-5*С* ($P2_1$) в работе [10].

По нашим данным, большая часть пирротина в Ковдорском массиве относится к 5*C* модификации, кристаллизующейся в пространственной группе *C*2. Его уточнённый химический состав варьирует в пределах $Fe_{8.84-8.99}S_{10}$, и в зависимости от этого меняется число вакансий в позициях железа. В структуре этой модификации наблюдалось от 6 до 9 частично вакантных позиций (из 22), заселённость которых варьируется в пределах 1–100%. Такая вариативность структуры объясняет широкую распространённость данной модификации в Ковдорском комплексе. Наблюдаемые средние длинны связей Fe-O изменяются в узких пределах 2.426–2.454 Å, что может означать частичное вхождение атомов Fe^{3+} в низкозаселенные позиции [7, 10].

Работа выполнена в рамках гранта РНФ 16-17-10173.

- 1. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор. Апатиты: Минералы Лапландии. 2002. 325 с.
- Балабонин Н.Л., Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Редкие сульфиды в породах Ковдорского массива // Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР. 1980. С. 88-92.
- 3. Балабонин Н.Л., Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Поляков К.И. Состав джерфишерита из щелочных комплексов Кольского полуострова // Минералогический журнал. 1980. Т. 2. № 1. С. 90-99.
- 4. Быкова Э.В. Сульфидная минерализация в магнетитовых рудах и карбонатитах Ковдорского месторождения // Минералогия и геохимия. Вып. 5. Л.: Изд. Ленинградского гос. университета. 1975. С. 11-16.
- Кухаренко А.А., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра. 1965. 772 с.
- 6. CrysAlisPro, Agilent Technologies. Version 1.171.36.20 release 27-06-2012.
- Alsen N. Roentgenographische Untersuchungen der Kristallstrukturen von Magnetkies, Breithauptit, Pentlandit, Millerit und verwandten Verbindungen // Geologiska Foereningens i Stockholm Foerhandlingar. 1925. V. 47. P 19-73
- 8. Koto K., Morimoto N., Gyobu A. The superstructure of the intermediate pyrrhotite. I. Partially disordered distribution of metal vacancy in the 6C type, Fe₁₁S₁₂ // Acta Crystallographica. 1975. B 31. P. 2759-2764.
- 9. De Villiers J. The composition and crystal structures of pyrrhotite: A common but poorly understood mineral. Proceedings of Mintek 75, Randburg, South Africa, 4-5 June 2005
- 10. Lilies D.C., Villiers J.P.R.D. Redetermination of the structure of 5C pyrrhotite at low temperature and at room temperature // American Mineralogist. 2012. V. 97. P. 257-261.

ВХОЖДЕНИЕ МОЛЕКУЛЯРНОЙ ВОДЫ В СТРУКТУРУ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ВЕЗУВИАНА

Паникоровский Т.Л., Яковенчук В.Н., Базай А.В. ФИЦ КНЦ РАН

В скарноидах Ковдорского флогопитового комплекса отмечено широкое разнообразие минералов группы везувиана (МГВ) [1-3]. Наиболее интересными с точки зрения кристаллохимии являются выделения позднего гидратированного *REE*-содержащего МГВ, который в виде оранжевых корок с 15-20 мас. % *REE*₂O₃ нарастает на более ранние темного-коричневые призматические агрегаты негидратированного везувиана (рис. 1). Химический состав таких корок приведён в таблице 1.

Образец	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	26.96	30.62	34.12	28.95	32.10	34.23	33.31
TiO ₂	5.60	0.75	1.06	1.86	0.93	0.49	0.30
Al ₂ O ₃	4.19	5.82	9.64	7.25	9.02	10.46	9.32
Fe ₂ O ₃	5.30**	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.78**	8.58	7.20	7.01	6.95	6.82	6.59
MnO	0.05	0.03	0.04	0.02	0.05	0.08	0.08
MgO	4.42	4.69	4.14	4.30	4.11	4.25	4.47
CaO	18.39	23.54	30.21	24.59	29.05	31.42	29.07
Na ₂ O	0.29	0.64	0.40	0.50	0.16	0.30	0.41
SO ₃	0.13	0.11	0.05	0.08	0.12	0.12	0.19
SrO	0.40	0.47	0.52	0.41	0.44	0.54	0.37
La ₂ O ₃	2.97	3.65	1.62	3.82	2.41	1.97	2.35
Ce ₂ O ₃	10.04	7.06	2.47	5.28	3.15	2.72	3.51
Pr ₂ O ₃	1.52	0.91	0.32	0.76	0.23	0.28	0.32
Nd ₂ O ₃	3.23	1.28	0.45	1.27	0.63	0.30	0.40
Sm ₂ O ₃	0.35	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Gd ₂ O ₃	0.24	0.12	0.06	0.13	0.00	0.00	0.00
PbO	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ThO ₂	2.86	1.95	0.52	1.58	0.79	0.27	0.41
H ₂ O*	6.11**	3.91	4.34	4.63	4.50	4.74	4.22
F	0.31	0.27	0.28	0.24	0.29	0.27	0.28
Cl	0.08	0.12	0.15	0.12	0.12	0.10	0.11
O≡F	0.13	0.11	0.12	0.10	0.12	0.11	0.12
O≡Cl	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03
Сумма	94.79	95.61	98.30	93.51	97.56	100.47	96.83

Таблица 1. Химический состав РЗЕ-содержащего МГВ из Ковдорского массива.

*Соотношение Fe²⁺/Fe³⁺ определено, исходя из данных Мёссбауэровской спектроскопии **Содержание H₂O измерено методом термогравиметрии.

Исследование данного материала методом термогравиметрии (рис. 2) показало аномальную для МГВ 2-этапную потерю массы в 6.11 %. Первый этап потери массы (-1.87 мас. %) в интервале температур 300-600 °C, вероятно, соответствует потере (H_4O_4)⁴ групп [8]. Второй этап потери массы сопровождается эндотермическим пиком при температуре 1018 °C (-4.24 мас. %) и отвечает потере OH⁻-групп, связанных с позициями кислорода O10 и O11 [9], и неструктурированной воды, связанной с вакансиями в позициях *X*3. Общая потеря массы соответствует 24.83 OH⁻ в расчете на формулу, тогда как в «обычном» везувиане содержится лишь 9 OH-групп [5].

Изучение этого образца методом инфракрасной спектроскопии подтвердило высокую степень его гидратированности (рис. 3). В спектре минерала, помимо валентных колебаний О–Н свя-



Рис. 1. Фотография (А) и BSE-изображение (Б) зонального P3E-содержащего (4) и P3E-доминантного в позиции X3 МГВ (5) в кальцитовой матрице (1) с включениями андрадита (2), глаголевита (3) и гидроксилапатита (6).

зей (пики при 3620, 3430 и 3200 см⁻¹), наблюдается пик при 1630 см⁻¹, характерный для деформационных колебаний Н–О–Н связей в молекулах воды. Следует также отметить сложность спектра в области как валентных, так и деформационных колебаний Si–O связей, вероятно, обусловленную тем, что часть кремния в тетраэдрах замещена алюминием.

Структура *REE*-содержащего МГВ была уточнена в пространственной группе *P4/nnc* до фактора сходимости $R_1 = 0.035$ для 1527 независимых рефлексов с интенсивностью $|F_0| \ge 4\sigma_F$. В процессе проверки массива данных был обнаружен лишь 1 рефлекс с низкой интенсивностью, нарушающий правила погасания для данной пространственной группы *P4/nnc*. При уточнении структуры с фиксировано-полными заселенностями позиций *Z*-группы катионов фактор сходимости увеличился до $R_1 = 0.05$, но значительно возросли факторы тепловых колебаний *Z*1 и *Z*2 позиций. Значение фактора рассеяния для *Z*1 позиции составило 8.40 e^- , что, вкупе с существенно увеличенной длиной <*Z*1–O> связи 1.718 Å, соответствует 40% вакантности этой позиции. Существующие вакансии, согласно данным химического анализа, заняты H_4O_4 -кластерами по схеме SiO₄⁴⁻ \leftrightarrow [H_4O_4]⁴⁻. Следует отметить, что изоморфизм такого типа распространён в МГВ с низкотемпературным генезисом



Рис. 2. Кривые термогравиметрии (зеленая линия, мас.%) и дифференциальной сканирующей калориметрии (синяя линия) для корки редкоземельного МГВ.



Рис. 3. Инфракрасный спектр REE-содержащего МГВ.

(200-300 °C). Для позиций Z2 и Z3, где также наблюдается недостаток кремния, рассеивающие факторы этих позиций составили 10.50 и 12.04 e^- , соответственно. Средние величины $\langle Z2-O \rangle u \langle Z3-O \rangle$ связей составили 1.691 и 1.644 Å, что хорошо согласуется с уточнёнными заселенностями этих позиций Si_{0.75} и Si_{0.86}, соответственно. Поскольку изоморфизм гидрогранатового типа SiO44- \leftrightarrow [H4O4]4-невозможен в силикатных диортогруппах, дефицит кремния в Z3 позиции наиболее удовлетворительно объясняется внедрением Al3+ в эту позицию.

Позиции X1 и X2 с координацией 7-8 заняты исключительно атомами Ca, в то время как в наиболее крупную (по полиэдрическому объёму) позицию X3 могут входить такие трёхвалентные катионы, как REE^{3+} и Bi^{3+.} Уточнённая заселённость X3 позиции Ce_{0.44}Ca_{0.36} $\Box_{0.20}$ (рис. 4) находится в хорошем согласии с уточнённым фактором рассеяния 32.72 e^{-} соответствующей длиной <X3–O> связи, равной 2.584 Å, и данными твердотельного ЯМР на ядрах ¹³⁹La. Редкоземельные элементы также могут частично входить в X4 позицию, уточнённая заселённость которой составила Ca_{0.74}Ce_{0.26}. Образование вакансий в позиции X3 связано с внедрением катионов Th⁴⁺ и REE^{3+} в структуру минерала путём замещений 2Ca²⁺ \leftrightarrow Th⁴⁺+ \Box ; 3Ca²⁺ \leftrightarrow 2 REE^{3+} \Box .



Рис. 4. Локальная координация X3 позиции и окружение позиции Ow.

Магний доминирует в Y1 и Y3 позициях структуры рассматриваемого минерала. Для тетрагонально-пирамидальной позиции Y1 фактор рассеяния составил 6.0 e^- , что соответствует половинной заселённости этой позиции, Mg_{0.50}. Октаэдры Y2 и Y3 имеют значительно увеличенные по сравнению с остальными МГВ средние длины связи $\langle Y2-O \rangle$ и $\langle Y3-O \rangle$, составившие 1.976 и 2.019 Å, соответственно. Уточнённые факторы рассеяния составили 14.66 и 15.78 e^- , что соответствует заселенностям [(Al, Mg)_{0.82}(Fe,Ti)_{0.18}]_{1.00} и [(Mg,Al)_{0.73}(Fe,Ti)_{0.27}]_{1.00} для Y2 и Y3 позиций, соответственно.

Рядом с позицией X3 (расстояние X3-Ow составило 0.35 Å) была локализована позиция молекулярной воды Ow (рис. 4), уточнённая заселённость которой составила Ow_{0.20}. Таким образом позиция Ow оказывается заселённой только в том случае, когда позиция X3 вакантна. Присутствие молекулярной воды в структуре редкоземельного МГВ подтверждается данными химического состава (ТГ/ДСК, CHN-анализ) и наличием соответствующего пика в ИК-спектре.

С учетом данных твердотельного ЯМР, а также инфракрасной спектроскопии, общая кристаллохимическая формула рассматриваемого МГВ может быть записана следующим образом, отчётливо указывающего на его соответствие новому минеральному виду:

 ${}^{X1}(Ca)_{\Sigma2.00} {}^{X2}(Ca)_{\Sigma8.00} {}^{X3}(Ce_{3.52}Ca_{2.88}\{H_2O\}_{1.60})_{\Sigma8.00} {}^{X4}(Ca_{0.74}Ce_{0.26})_{\Sigma1.00} {}^{Y1}Mg_{\Sigma1.00} {}^{Y2}((Al,Mg)_{3.24}(Fe,Ti)_{0.76})_{\Sigma4.00} {}^{Y3}((Mg,Al)_{5.84}(Fe,Ti)_{2.16})_{\Sigma8.00} {}^{Z1}(Si_{1.20}(H_4O_4)_{0.80})_{\Sigma2.00} {}^{Z2}(Si_{6.00}(H_4O_4)_{2.00})_{\Sigma8.00} {}^{Z3}(Si)_{\Sigma8.00} {}^{T1}(Al_{0.32}\Box_{3.68})_{\Sigma4.00} {}^{T2}(S_{0.07}\Box_{0.93})_{\Sigma1.00}O_{68.00}(OH,O)_{\Sigma9.60}.$

Работа выполнена в рамках гранта РНФ 16-17-10173 на оборудовании РЦ рентгенодифракционных методов исследования СПбГУ.

- 1. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор. Апатиты: Минералы Лапландии. 2002. 325 с.
- Каверин С.В., Краснова Н.В., Тарасенко Ю.Н. К минералогии апомелилитовых пород Ковдорского массива // Минералогия и Геохимия. Вопросы генезиса эндогенных месторождений. Вып. 7. Л.: Изд. ЛГУ. 1988.
- Паникоровский Т.Л., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Кривовичев С.В. Структурная эволюция везувиана из скарноидов Ковдорского массива (Кольский полуостров) // Тр. Ферсмановской научной сессии. ГИ КНЦ РАН. 2017. С. 148-150.
- 4. Серёдкин М.В. Петрология железорудного и флогопитового месторождений Ковдорского массива. Автореф. диссертации. Москва. 2001. 32 с.
- 5. Allen F.M., Burnham C.W. A comprehensive structure-model for vesuvianite: symmetry variations and crystal growth // Can. Mineral. 1992. V. 30. P. 1-18.
- 6. CrysAlisPro, Agilent Technologies, Version 1.171.36.20 release 27-06-2012.
- Gnos E., Armbruster T. Relationship among metamorphic grade, vesuvianite «rod polytypism», and vesuvianite composition // Amer. Mineral. 2006. V. 91. P. 862-870.
- Rivas-Mercury, J.M., Pena, P., de Aza, A.H, Turrillas X. Dehydration of Ca₃Al₂(SiO₄)_y(OH)_{4(3-y)} (0 < y < 0.176) studied by neutron thermodiffractometry // J. Eur. Ceram. Soc. 2008. V. 28. P. 1737-1748.
- Zabinski W., Wactawska Z., Paluszkiewicz C. Thermal decomposition of vesuvianite. J. Therm. Anal. 1996. V. 46. P. 1437-1447.

ГЕОХИМИЯ, ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГНЕЙСОВ КОЛЬСКОЙ СЕРИИ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Петровская Л.С., Петровский М.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, petrovskaya@geoksc.apatity.ru

Объектом исследований являются неоархейские гранулито-гнейсовые комплексы, развитые в пределах центральной и северо-западной частей Центрально-Кольского блока (ЦКБ), которые характеризуются различными по своему происхождению и вещественному составу породами. Супракрустальные образования представлены породами кольской серии, которым соответствуют в разной степени мигматизированные гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, ортопороды характеризуются развитием основных кристаллических сланцев, амфиболитов и ортогнейсов. Возраст гранулитового метаморфизма, проявленного в гнейсах кольской серии равен 2.72 млрд. лет для центральной части ЦКБ и 2.77-2.73 млрд. лет для его северо-западной части, а амфиболитового – 2.56 и 2.71-2.69 млрд. лет, соответственно [4; 5].

Гнейсы кольской серии, по содержанию кремнезёма (54.05-72.71 мас. %) соответствуют породам среднего и кислого составов, имеют нормальную щёлочность и в большинстве своём характеризуются калиевой и калиево-натриевой специализацией. Породы такого состава, как правило, вызывают значительные сложности при реконструкции их протолитов, так как часто возникает неопределенность при отнесении их к исходно магматическим или исходно осадочным образованиям.

Первичная систематика пород гранулито-гнейсовых комплексов проводилась на основе диаграмм К. Вернера [15] P₂O₅/TiO₂ – MgO/CaO и Zr/Ti – Ni, которые достаточно успешно работают для определения первичной природы метаморфических образований. На этих диаграммах большинство фигуративных точек, отражающих состав гнейсов кольской серии, располагаются в поле парапород, а точки составов плагиоамфиболитов и реликтовых двупироксеновых кристаллических сланцев – в поле ортопород.

Фигуративные точки составов гнейсов кольской серии на диаграмме А.А. Предовского [6] расположены в полях зернистых и смешанных пород (граувакки и субграувакки) и пелитов (гидрослюдистые глины). Здесь же находятся поля аналогичных позднеархейских супракрустальных пород из сопоставляемых гранулитовых комплексов [1; 8]. С помощью петрохимичекого анализа диаграммы FAK устанавливается, что среди гнейсов кольской серии ЦКБ различаются аналоги умеренной основности: для центральной и северо-западной его частей это гидрослюдистые глины и граувакки (F = 0.100–0.254 и F = 0.080–0.197, соответственно). Согласно данным Петрова и др. [3], глинистые кластолиты по особенностям метаморфических преобразований ближе к глинам, чем к песчаникам, и поэтому разграничение метапелитов и метапсаммитов предлагается проводить по среднему значению А \approx 40, что не совсем совпадает с принятой границей полей глин и кластолитов по А.А. Предовскому [6].

Дальнейшая классификация метаосадочных пород, проведенная с помощью диаграммы А.Н. Неелова [2], показала, что гнейсы кольской серии, слагающие гранулито-гнейсовые комплексы центральной части ЦКБ характеризуются более широкими (0.14-0.34) в сравнении с гнейсами северо-западной части (0.14-0.24) вариациями параметра b, отражающего изменение общей меланократовости пород. По степени дифференциации осадочного материала, определяемой по глиноземистому модулю (параметр *a*), изученные породы характеризуются субвертикальным трендом и располагаются в полях аркозов, субаркозов (IIIа), полимиктовых (IVa) и граувакковых (IVб) алевролитов, алевропелитовых (Va) и пелитовых (VIa) аргиллитов, с преимущественной концентрацией фигуративных точек гнейсов в полях полимиктовых алевролитов (IVa) и алевропелитовых аргиллитов (Va).

Гнейсы кольской серии центральной и северо-западной частей ЦКБ существенно отличаются по значениям железистого модуля (ЖМ) – характеризуются как гипожелезистые (0.10-0.26) и нормально-железистые (0.35-0.47), соответственно [7]. По значениям гидролизатного модуля (ГМ) гнейсы кольской серии центральной и северо-западной частей ЦКБ соответствуют классу сиалли-

тов (ГМ=0.35-0.55 и 0.31-0.49, соответственно), к которому [7] и отнесены большая часть алевроглинистых пород, значительная часть граувакк и некоторые аркозы. Повышенная концентрация MgO (> 3 мас. %) и значение фемического модуля (ФМ) равное более чем 0.1, согласно классификации [7], указывает на присутствие в гнейсах кольской серии того или иного количества вулканогенного материала основного состава, что также подтверждается положением некоторых фигуративных точек на классификационной диаграмме F 1 – F 2 [13]. Следует отметить, что осадки, сформированные при существенном вкладе в области сноса пород основного состава, являются резко преобладающими в центральной части ЦКБ (80 %) и наименее распространены на северо-западе (30-35 %). Породы характеризуются средней степенью зрелости осадков, коэффициент СIА изменяется в сторону понижения от центральной части ЦКБ (56-76) к северо-западу (55-66) [11].

На классификационной диаграмме SiO₂-K₂O/Na₂O [12] фигуративные точки составов гнейсов кольской серии центральной и северо-западной частей ЦКБ располагаются вдоль границы, разделяющей области бассейнов, связанных с обстановками активных континентальных окраин и океанических островных дуг, но большая часть точек соответствует области активных континентальных окраин, тогда как на диаграммах (Fe₂O₃*+MgO) – Al₂O₃/SiO₂ и FI – FII [9] практически все точки располагаются в области активных континентальных окраин.

Спектры распределения РЗЭ, нормированные к составу хондрита [14], для гнейсов кольской серии центральной части ЦКБ, характеризуются отрицательными европиевыми аномалиями Eu/Eu*=0.45-0.81 и отрицательным наклоном ((La/Yb)_n=4.79-11.91, (Gd/Yb)_n=1.44-2.0), что указывает на присутствие в детритовом материале продуктов эрозии кислого материала. Для этих пород характерен близкий спектр распределения РЗЭ соответствующий спектру для РААЅ [14].

Спектры распределения РЗЭ, нормированные к составу хондрита [14], для образцов гнейсов кольской серии северо-западной части ЦКБ, характеризуются отсутствием отрицательных европиевых аномалий Eu/Eu*=0.96-1.16, по содержанию и соотношениям РЗЭ элементов гнейсы являются близкими к архейскому аргиллиту (AS) [14] и позднеархейским грауваккам AR2 [10], и отличаются от них пониженными концентрациями тяжёлых РЗЭ.

На диаграмме в координатах (Gd/Yb)_п–Eu/Eu* [14] значительное большинство точек гнейсов кольской серии как центральной, так и северо-западной части находятся в поле архейских осадочных пород и лишь одна фигуративная точка (Eu/Eu*=0.45) располагается в поле постархейских кратонных осадков.

Высокометаморфизованные гнейсы кольской серии центральной части ЦКБ характеризуются модельными Sm-Nd возрастами ~2.96 млрд. лет и были метаморфизованы около 2.72 млрд. лет назад, что определяет время осадконакопления в интервале 2.72-2.96 млрд. лет. В северо-западной части ЦКБ модельные Sm-Nd возраста для гнейсов кольской серии были определены в 2.85-3.00 млрд. лет, а проявление ранних этапов метаморфизма фиксируется в интервале 2.73-2.77 млрд. лет, что позволяет определить период осадконакопления в диапазоне от 2.73 до 2.85 млрд. лет

Основные выводы:

Петро- и геохимические характеристики изученных гнейсов кольской серии центральной и северо-западной частей ЦКБ обусловлены, главным образом, особенностями осадконакопления при формировании протолита, образование которого происходило за счёт размыва комплексов пород преимущественно кислого и среднего составов при существенном вкладе в области сноса пород основного состава, первичные породы характеризуются средней степенью зрелости осадков.

Геодинамические условия формирования осадочных пород, исходных для гнейсов кольской серии ЦКБ, отвечают условиям сходными с обстановками активных континентальных окраин и океанических островных дуг.

Тренд распределения РЗЭ в гнейсах кольской серии центральной части ЦКБ хорошо коррелируется с трендом PAAS, а в гнейсах северо-западной части – близки архейскому аргиллиту (AS) и позднеархейским грауваккам (AR2), что может свидетельствовать о различном вещественном составе исходных пород для гнейсов кольской серии в пределах всего ЦКБ.

- 1. Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулито-гнейсовой области архея. М.: Наука. 1992. 168 с.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л: Наука. 1980. 100 с.
- Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия: (северо-восточная часть Балтийского щита). Л.: Наука. 1986. 272 с.
- Петровская Л.С, Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Серов П.А. Этапы и условия формирования архейского эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро – Полнек-Тундры Центрально-Кольского блока (Кольский полуостров) // ДАН. 2007. Т. 416. № 3. С. 370-373.
- Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Петровский М.Н., Базай А.В. Петрология и геохронология неоархейского гранулито-гнейсового комплекса северо-западной части Центрально-Кольского блока (Кольский полуостров) // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Материалы. Петрозаводск: КарНЦ. 2015. С. 475-478.
- 6. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.
- 7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П.Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000, 479 с.
- 8. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on archaean rocks of Kola peninsula // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity : Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences. 1992. P. 13-34.
- 9. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // Journal Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611-627.
- 10. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. 1993. V. 104. P. 1-37.
- 11. Nesbitt, H. W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 229. P. 715-717.
- 12. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // Journal Geology. 1986. V. 94. № 5. P. 635-650.
- 13. Roser B.P. Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chemical Geology. 1988. V. 67. P. 119-139.
- 14. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London. Blackwell. 1985. 312 p.
- 15. Werner C.D. Saxonian granulites a contribution to the geological diagnosis of rocks in the metamorphic complexes // Gerlands Beiträge zur Geophysik. 1987. V. 96. № 3-4. P. 71-290.

ИССЛЕДОВАНИЯ AR-AR ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ В АМФИБОЛАХ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Пожиленко В.И.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, pozhil@geoksc.apatity.ru

Постановка и проведение исследований по изучению Ar-Ar и K-Ar систем в минералах (амфиболах, слюдах и др.) раннедокембрийских метаморфических и магматических пород Кольского региона была проведена в рамках программы международного проекта SVEKALAPKO группой исследователей, в которую кроме автора входили М. Тиммерман и С. Дейли (Ирландия), де Янг К. и Д. Рэкс (Англия).



Рис.1. Положение точек отбора проб на упрощённой геологической карте Кольского региона Балтийского щита, составленной В. И. Пожиленко на основе [1].

1 – палеозойские интрузии: 2 – осадочные породы верхнего протерозоя.

Ранний протерозой: 3 – граниты, гранодиориты и диориты; 4 – чарнокиты, граниты (а), щелочные граниты, в т.ч. позднеархейские в Кейвах (б); 5 – вулканогенно-осадочные породы; 6 – анортозиты, габбро-анортозиты (в Кейвах – архейские), габбро, пироксениты, перидотиты; 7 – гранулиты основного и среднего состава; 8 – кислые гранулиты.

Поздний архей: 9 – гранодиориты, диориты и эндербиты; 10 – глиноземистые и суперглиноземистые гнейсы и сланцы; 11 – кислые гнейсы; 12 – фрагменты зеленокаменных поясов (гнейсы, амфиболиты и метакоматииты); 13 – фрагменты железорудной формации (гнейсы, амфиболиты и железистые кварциты); 14 – гнейсы и сланцы; 15 – гнейсы и амфиболиты; 16 – гранодиориты и диориты; 17 – плагиограниты и гранито-гнейсы; 18 – кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 19 – гранито-гнейсы, гнейсы, мигматиты и редко амфиболиты.

20 – элементы залегания. 21 – субвертикальные разломы и пологие надвиги, разделяющие протерозойские террейны. 22 – субвертикальные разломы и надвиги разной иерархии. 23 – положение точек отбора проб.

Террейны: Миг – Мурманский, Kol – Кольский, Bel – Беломорский, Ter – Терский, Ke – Кейвский, In – Инари. *Пояса*: архейские зеленокаменные: Jon – Енский, K-V – Колмозеро-Воронья; палеопротерозойские гранулитовые: LGB – Лапландский, KGB – Кандалакшско-Колвицкий; рифтогенные, палеопротерозойские: Pe – Печенга, Im-V – Имандра-Варзуга.

Таблица 1. Время	закрытия (млн	. лет назад)	Ar-Ar-изотоп	ных систем	в амфиболах
· 1	из амфиболито	з и привязка	а точек опроб	ования.	

Nº	Номер пробы. Название породы пробы, ассоциирующие с ней породы,	Возраст
п/п	место отбора пробы.	(млн. лет)
1	В-3296. Биотитсодержащие амфиболиты из толщи переслаивания их с гранат- биотитовыми и силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами (часто с графитом) и прослоями гранатитов и гранат-куммингтонитовыми породами. Волшпахк- ская толща по [1, 4]. Река Ура в 10 км на Ю-ЮВ от пос. Ура-губа.	2772±17
2	B-2028. Амфиболиты из реликтовых линз теневых мигматитов среди гранито- гнейсов (трондьемитов). Левый берег р. Йоканыги, Мурманский террейн.	2042±8
3a	B-3513a. Прослой гранатовых амфиболитов из полмостундровской свиты по [1, 4], содержащей железистые кварциты. Зона Колмозеро-Воронья, в p-не г. Лешая и оз. Пельявр	3336±17
36	В-3509. Амфиболиты с текстурами пиллоу-лав из полмостундровской свиты по [1, 4]. В 160 м к югу от точки В-3513а. Зона Колмозеро-Воронья.	5702±99
3в	В-3512. Полевошпатовые амфиболиты из полмостундровской свиты по [1, 4]. В 100 м от точки В-3513а. Зона Колмозеро-Воронья.	5692±35
4	B-3241. Амфиболиты. Прослой между тоналито-гнейсами и биотит- гранатовыми гнейсами. Волшпахкская толща по [1, 4]. Кольский террейн. Район реки Чудзьйок.	2526±9
5	В-3325. Амфиболиты среди кристаллосланцев с гнейсами и железистыми кварцитами. Чудзьяврская толща по [1, 4]. Центрально-Кольский блок, р-н оз. Пинкельявр.	2624±9
6	В-3555. Двупироксен-амфиболовый сланец среди глиноземистых гнейсов. Волшпахкская толща по [1, 4]. Кольский террейн. Западный берег оз. Чудзьявр.	2443±9
7	3576. Биотит-роговообманково-кварц-полевошпатовый гнейс из комплекса основания по [1, 4]. Центральная часть Центрально-Кольского блока Кольско- го террейна.	2510±8
8a	В-7194. Пачка амфиболитов среди гнейсов с железистыми кварцитами. Оле- негорская толща по [1, 4]. Центрально-Кольский блок Кольского террейна. Район Печ-губы оз. Имандра.	2325±9
86	В-7108. Пачка амфиболитов среди гнейсов с железистыми кварцитами. Центрально-Кольский блок Кольского террейна. Оленегорская толща по [1, 4]. Район Печ-губы оз. Имандра, в 105 м к северу от т. В-7194.	1890±185
8в	В-7190. Пачка амфиболитов среди гнейсов с железистыми кварцитами. Центрально-Кольский блок Кольского террейна. Оленегорская толща по [1, 4]. Район Печ-губы в 80 м к северу от точки В-7194.	2233±8
9	1350. Титанит-скаполит-диопсид-роговообманковый амфиболит из толщи сланцеватых амфиболитов свиты кеулик-кенирим по [1,4]. Центрально- Кольский блок Кольского террейна, р. Шовна.	1748±9
10	1379. Гранат-биотитовый амфиболит из толщи гранатовых амфиболитов ёнского комплекса по [1, 4]. Нотозерский блок Беломорского террейна.	1877±7

Исследования преследовали несколько целей: выявление на уровне эрозионного среза среди раннедокембрийских пород Кольского региона неоднородности и разновозрастности термальных воздействий на Ar-Ar изотопную систему в разных минералах; определение времени закрытия и нарушений изотопных систем; определение скорости выведения комплексов пород на уровень эрозионного среза, неоднородности и возраста этих движений. Была отобрана большая коллекция минералов из разных пород, но, к сожалению, проанализирована была лишь незначительная часть из них.

Были исследованы образцы разных по составу пород Мурманского, Кольского и Беломорского террейнов, отобранные по меридиональному профилю вдоль автотрассы Мурманск-С-Петербург, а также минералы из коллекций О.А. Беляева, В.И. Пожиленко и др. Исследования минералов производили де Янг К. и Рэкс Д.Ч. (университет, г. Лидс, Англия). Наиболее общие выводы опубликованы в работах [10, 11, 5, 6]. В этих-же тезисах изложена часть результатов работ по исследованию Ar-Ar и K-Ar изотопных систем в минералах Кольского региона – результаты исследований 14 амфиболов из коллекций О.А. Беляева и В.И. Пожиленко, выделенных из неоархейских амфиболитов Мурманского, Кольского и Беломорского террейнов и из палеопротерозойских амфиболитов свиты кеулик-кенирим (рис. 1, табл. 1).

Наиболее общие выводы по результатам Ar-Ar датирования амфиболов в целом подтверждают полученные в 1970-80-ых годах в Геологическом институте Кольского филиала РАН результаты. Породы Кольского региона в разных структурах подверглись термальному воздействию в раннем протерозое неравномерно: наиболее интенсивно в шовных зонах, в пределах развития раннепротерозойских пород и структур и в Беломорском террейне.

Спектры возрастов по роговым обманкам из Мурманского террейна характеризуются частичными термальными нарушениями и видимые датировки достигают максимального значения – 2.65 млрд. лет, фиксируя позднелопийский возраст закрытия изотопной системы.

По направлению к шовной зоне Колмозеро-Воронья, где достаточно интенсивно проявились раннепротерозойские процессы, в целом возрастает нарушение лопийской изотопной системы и время закрытия Ar-Ar изотопных систем в роговых обманках становятся более молодым.

Амфиболы из амфиболитов зоны Колмозеро-Воронья имеют большие содержания избыточного аргона, низкое содержание калия. Поэтому отношения ³⁷Ar/³⁹Ar повышенные. Дискордантные видимые возраста этих амфиболов геологического смысла не имеют.

В возрастных Ar-Ar спектрах роговых обманок из Центрально-Кольского блока Кольского террейна картина более разнообразна, что является результатом более неравномерного раннепротерозойского термального воздействия. Часть спектров сохраняет датировки в интервале 2.6-2.5 млрд. лет, что может указывать на их позднелопийский возраст, т.е. на позднелопийское время охлаждения комплексов пород и закрытие изотопной системы. Амфиболы с возрастом 2.2-2.3 млрд. лет с частично нарушенной изотопной системой, с возрастом 1.87 млрд. лет – с полностью нарушенной изотопной системой. А возраст плато роговой обманки 1.77 млрд. лет из амфиболита вблизи южного края Центрально-Кольского блока датирует охлаждение, которое происходило после раннепротерозойского орогенеза.

Аналогичные возраста амфиболов из пород Беломорского террейна также указывают на полное нарушение изотопных систем в раннем протерозое и на калевийское время охлаждения и закрытия их [10, 11]. То, что комплексы пород Беломорского террейна были выведены на более высокий гипсометрический уровень земной коры в свеко-феннское время палеопротерозоя, подтверждается также данными по датированию титанитов и рутилов [8].

Возраста 1.77 млрд. лет и 1.70 млрд. лет, соответственно для роговых обманок и мусковитов позволяют предположить, что скорость остывания Лапландско-Кольского раннепротерозойского орогена была около двух градусов на один миллион лет, т.е. очень низкой для тектонических областей с покровной тектоникой альпийского типа, которая была связана с коллизией плит [10]. Скорость остывания будет значительно выше ($\approx 12^{\circ}$ на 1 млн. лет), если вести расчет от возраста гранулитового метаморфизма (1.95 млрд. лет) и возраста амфибола (1.75 млрд. лет) из пород Умбинского блока. U-Pb-возраст метаморфического циркона из эндербита Умбинского комплекса, рассланцованного в условиях гранулитовой фации, равен 1912 ± 8 млн. лет, тогда как в отдельных зернах 207 Pb/ 206 Pb возраста ядер, сложенных магматическим цирконом, составляют 1949 и 1966 млн. лет [7]. Ar-Ar и Rb-Sr-возраст амфибола из Умбинского гранита равны соответственно 1889 ± 8 и 1882 ± 15 млн. лет [9]. По данным [3] остывание архейских пород Беломорского пояса начиная с 2730 до 1550 млн. лет происходило со средней скоростью $\sim 2^{\circ}$ С/млн лет. А возрасты метаморфических минералов 1.91-1.65 млрд. лет «отражают время вывода тектонических пластин со среднекоровых глубин в верхние уровни коры в ходе коллизионного развития Лапландско-Кольского орогена» [3].

В тоже время территории Мурманского и Кольского террейнов уже с позднелопийского времени являются областью высокого стояния и относительно стабильными на протяжении раннепротерозойского времени. Об этом свидетельствуют также результаты термоионного датирования цирконов [5] и лопийский возраст недеформированных даек Оленегорского района Центрально-Кольского блока Мурманского террейна [2].

Исследования выполнены в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0004.

- Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500000. (Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Составители: Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко А.Т., Радченко М.К.). Апатиты. 1996.
- Егоров Д.Г., Баянова Т.Б. Возраст дайкового комплекса Кольской железорудной формации // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. докл. Междунар. конф. Санкт-Петербург, 8-11 сентября. 1996 г. СПб. 1996. С. 24.
- 3. Каулина Т.В. Термохронология пород для реконструкции развития подвижных поясов // Вестник Кольского научного центра РАН. 1/2012 (8). С. 111-114.
- Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита м-ба 1:500000 (Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К.). Апатиты. Изд. КНЦ РАН. 1994. 95 с. (На русском и английском языках).
- Пожиленко В.И., Баянова Т.Б., Богачев В.А., Гоголь О.В., Кощеев О.А., К. de Jong, D. Rex, М.J. Timmerman, J.S. Daly. Уточнение геотектонической природы и возраста раннедокембрийских процессов и пород по изотопным данным (Кольский регион, Балтийский щит) // Тезисы научной конференции «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты», 15-17 ноября 2000 г., Москва. Изд. ИГЕМ РАН. 2000. С. 268-271.
- Пожиленко В.И., Беляев О.А. Результаты исследования Ar-Ar и K-Ar изотопных систем в амфиболах пород Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) // Матер. международной научно-технической конференции «Наука и образование – 2008» Мурманск: МГТУ. 2008. С. 196-199.
- Alexjev N.L., Salnikova E.B., Klepina S.V. Tectonic and P-T-time Evolution of the Kolvitsa-Umba Collision Zone // SVEKALAPKO an EUROPROBE project. 2nd Workshop. Lammi, Finland. 1997. Abstracts. University Oulu, Dep. Geophysics, Report № 21. 1997. P. 8.
- 8. Bibikova E.V., Skiold T., Bogdanova S.V., Gorbatchev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precam. Res. 2001. V. 105. P. 315-330.
- 9. Cliff R.A., de Jong K., Rex D.C., Guise P.G. Evaluation of Rb–Sr hornblende dating of rocks from the Kola Peninsula: an alternative to ⁴⁰Ar/³⁹Ar where exess argon is present // Terra Nova. V. 9. Abs. Suppl. 1. 1997. P. 488.
- De Jong K., Rex D.C., Guise P.G., Cliff R.A., Dali J.S., Timmerman M.J., Balaganski, V.V., Pozhilenko V.I. ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral step-heating ages along a transect through the Lapland- Kola orogen and their implications for the Paleoproterozoic structuration of the Kola Peninsula // Abstracts. «Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization», 9th Meeting of the AEGS, 4-15 Sept. 1995, St-Peterburg. – SPb, 1995. P. 28-29.
- De Jong, K, MJ Timmerman, PG Guise, D Rex, RA Cliff, JS Dali, VV.Balagansky, and VI Pozhilenko. 1.7 Ga thermal resetting related to post-tectonic magmatism shown by ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral dating in the Paleoproterozoic Lapland-Kola Orogen (Russia) // SVEKALAPKO an EUROPROBE project, 4-th Workshop, Lammi, Finland, 1999. P. 19.

ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В БАЗАЛЬНОМ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОМ ОРУДЕНЕНИИ МАССИВА НЮД, МОНЧЕГОРСКИЙ КОМПЛЕКС

Припачкин П.В.¹, Грошев Н.Ю.¹, Кариковски Б.Т.², Майер В.Д.², Макдональд Я.², Барнс С.-Дж.³, Савард Д.³

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, paul@geoksc.apatity.ru

² Школа наук о Земле и Океане, Кардифф

³ Университет Квебека в Чикутими, Чикутими

Введение

Тонкая геохимия цветных и благородных металлов сегодня является эффективной методикой, позволяющей глубже понять и смоделировать генезис рудной минерализации расслоенных интрузий. Особенности поведения этих металлов в ходе магматических процессов и экспериментальные данные о том, какие минеральные фазы ответственны за их концентрацию, были детально рассмотрены [2] на примере российских Норильск-Талнахских медно-никелевых месторождений и платинометальных рифов Меренского и UG-2 в комплексе Бушвельд (ЮАР). В настоящем исследовании нами впервые для Мончегорского расслоенного комплекса был применен подобный подход с целью моделирования условий образования так называемой донной (базальной) рудной залежи массива Нюд, вскрытой скважиной номер 1815 (рис. 1).



Рис. 1. Схематический геологический разрез массивов Нюд, Габбро 10-й аномалии и Верхний Нюд с расположением буровых скважин.

Материалы и методы исследований

После дробления и истирания в агатовой планетарной мельнице образцы по скважине 1815 были проанализированы на Cu, Ni, Au и шесть ЭПГ в университете Квебека в Чикутими (УКВЧ) методом ICP-MS после никель-серной пробирной плавки по аналитическому протоколу, изложенному в работе [7]. Сера анализировалась с использованием высокотемпературного горения с IR-спектрометрическим окончанием и титрованием серы на приборе Horiba 220V S-C в УКВЧ.

Результаты исследований и обсуждение

В разрезе скважины (рис. 2) пересечены среднезернистые и мелкозернистые меланориты, представляющие расслоенную серию и эндоконтакт массива Нюд соответственно. Ниже базального контакта, в кварцевых диоритах архейского фундамента развиты многочисленные жилы кварцполевошпатовых пегматитов. Видимая сульфидная халькопирит-пентландит-пирротиновая вкрапленность отмечается в мелкозернистых меланоритах и ее объем увеличивается в направлении контакта. Кроме этого, архейские диориты также содержат вкрапленные сульфиды.



Рис. 2. Вариации концентраций халькофильных элементов по разрезу базального оруденелого контакта массива Нюд.

Концентрация Pt + Pd в пробах меланоритов превышает мантийные значения (рис. 2). Это, наряду с низким отношением Cu/Pd, свидетельствует о присутствии кумулусных сульфидов во всем разрезе. Насыщенность пород серой по разрезу массива Нюд, а также практически идентичные спектры халькофильных элементов, нормированных к примитивной мантии (рис. 3), требуют раннего насыщения серой, которое, наиболее вероятно, произошло в промежуточной камере на глубине. Поскольку растворимость серы в магме частично контролируется активностью кремнезема, ассимиляция породами фундамента могла привести к серному насыщению, как предполагается для многих магматических месторождений сульфидов [6]. Дополнительные свидетельства приводятся в работе [3], где на основе анализа нескольких изотопов серы предполагается, что насыщение серой в Мончегорском комплексе произошло скорее в результате ассимиляции магмы породами фундамента, нежели в ответ на добавление внешней серы в систему.

В момент внедрения ассимилированной магмы, содержащей обогащенные ЭПГ сульфидные капли вместе с прото-кумулусными силикатными минералами, породы фундамента, предположительно, были предварительно нагреты за счет интрудирования ранними дайками (?) и подвергнуты частичному плавлению, как свидетельствует присутствие кварц-полевошпатовых пегматитовых жил. Помимо этого, в при частичном плавлении произошла мобилизация летучих компонентов и, как следствие, локальное обогащение магмы водой и другими флюидами. Это имело двоякий эффект: 1) произошло понижение температуры плавления магмы, которое обусловило частичное плавление кумулусных фаз в кристаллической каше; 2) понизилась вязкость интерстициальной жидкости. Таким образом, с одной стороны, это привело к увеличению пористости кристаллической каши в области нижнего контакта, позволяя сульфидам накапливаться вблизи основания массива. С другой стороны, локальное понижение вязкости магмы облегчило гравитационной осаждение сульфидных капель. Местами, осаждение сульфидной жидкости затронуло породы фундамента, о чем свидетельствует минерализованные диориты (рис. 2). Проникновение сульфидов в поро-



Рис. 3. Нормированные к примитивной мантии [2] спектры халькофильных элементов в породах массива Нюд и диоритах фундамента.

ды рамы наблюдалось также в комплексе Портимо в Финляндии [5], где контактовое оруденение тянется на десятки метров в вглубь фундамента.

Оценка состава родоначальной магмы довольно проблематична для Мончеплутона в связи с отсутствием зон закалки. Близким по составу к такой магме, на наш взгляд, могут выступать палеопротерозойские пикриты Северной Финляндии [4] со средней магнезиальностью (Mg#) 66.7 мол. %. Принимая за исходную магму пикрит с 498 ppm Ni, 86 ppm Cu, 9.54 ppb Pd и 0.76 ppb Ir из работы [1], полученные геохимические данные по базальному платинометальному оруденению Нюда могут быть объяснены сегрегацией сульфидов при значениях R-фактора от 2000 до 4000 при ограниченном фракционировании сульфидной жидкости (рис. 4). Из диаграммы на рис. 4 видно, что моносульфидный твердый раствор (mss) недостаточно представлен в полученном наборе данных. Вероятно, это указывает на наличие обогащенных mss сульфидов на более глубоких уровнях.

Исследования выполнены в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0002.



Рис. 4. Диаграмма бинарных отношений Ni/Pd и Cu/Ir.

Пунктирные линии отражают составы смесей моносульфидного (*mss*) и переходного (*iss*) твердых растворов, кристаллизующихся из фракционирующих сульфидных жидкостей. Сплошные линии показывают разные конечные члены составов mss и iss с разной степенью фракционирования (F – доля остаточного расплава). D_{(сульфидный/силикатный расплав}): 30000 для ЭПГ, 1000 для Си и 500 для Ni. Значения D_{(mss/сульфидный расплав}): приведены в [2].

- Barnes S.J., Lightfoot P.C. Formation of magmatic nickel sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum group element contents // Economic geology 100th anniversary volume. 2005. V. 34. P. 179-214.
- 2. Barnes S.-J., Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids / Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application in Mineral Exploration, Geological Association of Canada, Short Course. 1999. V. 13. P. 69-106.
- Bekker A., Grokhovskaya T.L., Hiebert R., Sharkov E.V., Bui T.H., Stadnek K.R., Chashchin V.V., Wing B.A. Multiple sulfur isotope and mineralogical constraints on the genesis of Ni-Cu-PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk Igneous Complex, Kola Peninsula, Russia // Miner. Deposita. 2016. V. 51. I. 8. P. 1035-1053.
- 4. Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V.S. The Palaeoproterozoic Komatiite–Picrite Association of Finnish Lapland // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 855-876.
- 5. Iljina M.J., Alapieti T.T., McElduff B.M. Platinum-group element mineralization in the Suhanko-Konttijärvi intrusion, Finland // Australian Journal of Earth Sciences. 1992. V. 39. I. 3. P. 303-313.
- Li C., Naldrett A.J. Sulfide capacity of magma; a quantitative model and its application to the formation of sulfide ores at Sudbury, Ontario // Economic Geology. 1993. V. 88. I. 5. P. 1253-1260.
- Savard D., Barnes S.J., Meisel T. Comparison between Nickel-Sulfur Fire Assay Te Co-precipitation and Isotope Dilution with High-Pressure Asher Acid Digestion for the Determination of Platinum-Group Elements, Rhenium and Gold // Geostandards and Geoanalytical Research. 2010. V. 34. I. 3. P. 281-291.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ СИУДАИТА $N_{A_8}(M_N^{2+}N_A)C_{A_6}Fe^{3+}_3Z_{R_3}N_BS_{I_{25}}O_{74}(OH)_2CL^{.5}H_2O, НОВОГО МИНЕРАЛА ГРУППЫ ЭВДИАЛИТА ИЗ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА$

Расцветаева Р.К.¹, Чуканов Н.В.², Крушевский Л.³, Аксенов С.М.¹, Русаков В.С.⁴

¹ ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН, Москва, rast.crys@gmail.com

² Институт Проблем химической физики РАН, Черноголовка

³ Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Warsaw, Poland

⁴ Московский государственный университет, Физический факультет, Москва

Минералы группы эвдиалита – широко распространенные микропористые цирконосиликаты натрия и кальция с переменным составом катионов Na, Ca, Fe, Mn, *REE*, Sr, Nb, K, Y, Ti, W и ряда других [1-3], являющиеся потенциальным сырьем на цирконий, гафний, ниобий, тантал и редкоземельные элементы. Благодаря своим структурным особенностям, связанным в первую очередь с избирательной сорбцией элементов из минералообразующих растворов и расплавов, минералы группы эвдиалита используются в качестве индикаторов магматических и метасоматических процессов.

В настоящее время группа эвдиалита насчитывает 28 самостоятельных минеральных видов. Минералы характеризуются тригональной симметрией (пр. гр.: $R \overline{3} m$, R 3 m или R 3) и параметрами элементарной ячейки $a \sim 14$, $c \sim 30$ Å (или ~60 Å).

Нами изучен новый представитель группы эвдиалита сиудаит [4], найденный в пегматитах на западном склоне горы Эвеслогчорр (Хибинский щелочной массив, Кольский полуостров) в виде желтых или коричневато-желтых кристаллов до 1.5 см в длину в ассоциации с эгирином, альбитом, микроклином, нефелином, астрофиллитом и лопаритом-(Се).

Химический состав определен с помощью электронного микроскопа Tescan VEGA-II XMU, оснащенного Oxford INCA Wave 700 спектрометром. Эмпирическая формула имеет вид (Z = 3): $H_{12.11}Na_{8.45}K_{0.41}Ce_{0.31}La_{0.20}Nd_{0.05}Pr_{0.04}Mn_{2.84}Ca_{5.455}Fe^{3+}_{1.76}Ti_{0.21}Zr_{2.95}Hf_{0.04}Nb_{0.65}Si_{24.50}Cl_{0.47}O_{79.12}$.

Валентность железа в сиудаите установлена по данным мессбауэровской спектроскопии. Мессбауэровский спектр сиудаита может быть описан как суперпозиция двух симметричных дублетов. Сильный центральный дублет (~50%), характеризующийся изомерным сдвигом $\delta_{cp} = 0.33$ мм/с и квадрупольным расщеплением $\Delta_{cp} \sim 0.68$ мм/с, соответствует Fe³⁺ в тетрагонально-пирамидальной координации. Слабый дублет (~23%) с $\delta_{cp} \sim 0.35$ мм/с и $\Delta_{cp} \sim 1.11$ мм/с соответствует Fe²⁺ также в тетрагонально-пирамидальной координации.

Рентгеноструктурное исследование сиудаита выполнено при 120 К с использованием дифрактометра Bruker Smart Apex II. Параметры тригональной ячейки: a = 14.1885(26), c = 29.831(7) Å, V = 5200.8(23) Å³, пр. гр. *R3m*. Кристаллическая структура уточнена до R = 3.86 с использованием 2436 $F > 4\sigma(F)$. В качестве исходных приняты координаты каркасных атомов структуры георгбарсановита [5]. Внутрикаркасные позиции, включая расщепленные и частично вакансионные локализованы из серии разностных синтезов электронной плотности. Результаты уточнения находятся в хорошем соответствии с данными химического состава и ИК- и мессбауэровской спектроскопии.

Уточненная кристаллохимическая формула сиудаита имеет вид (Z = 3): { $^{N_{1-3}}[Na_{7.5}(H_2O)_{1.5}]_{29}$ $^{N_4}[Mn_{1.11}Na_{0.9}Ce_{0.6}K_{0.39}]_{23}$ $^{N_5}[(H_2O)_{1.8}]$ } $^{M_1}[Ca_{5.5}Mn_{0.5}]$ { $^{M_{20}}(Fe^{3+}_{0.6})^{V}$ $^{M_{20}}(Fe^{3+}_{1.2}Mn_{1.2})$ V]₂₃ $^{M_3}[Nb_{0.6}]$ $^{M_4}[Ti_{0.2}Si_{0.5}]$ (OH,O)_{3.5}} $^{ZZ}r_3$ [Si₃O₉]₂ [Si₉O₂₆(OH)]₂ $^{X_1}[Cl_{0.47}(H_2O)_{0.42}]$ $^{X_2}[(H_2O)_{0.47}]$, где круглыми и прямыми скобками выделены составы ключевых позиций, буквами и цифрами обозначены их позиции, а римскими цифрами – координационные числа атомов. Упрощенная формула минерала может быть представлена как: Na₈(Mn²⁺,Na,REE)₃Ca₆(Fe³⁺,Mn²⁺)₃Zr₃(Nb,□)(Si,□,Ti) Si₂₄[O₇₀(OH,O)₂](OH,O)₃Cl·5H₂O, а идеализированная формула, сбалансированная по зарядам, имеет вид: Na₈(Mn²⁺₂Na)Ca₆Fe³⁺₃Zr₃NbSi₂₅O₇₄(OH)₂Cl·5H₂O.

Сиудаит в целом изоструктурен другим 12-слойным представителям группы эвдиалита с пр. гр. *R3m*, но отличается от них индивидуальным составом и строением ряда ключевых позиций.

Одна из них (M2) находится в центре плоского квадрата, образуемого параллельными ребрами кальциевых октаэдров соседних шестичленных колец. При различных изоморфных замещениях



Рис. 1. Распределение Fe в M2-позициях (а) и координация Mn-доминантной N4-позиции (б) в структуре сиудаита.

эта позиция может быть сдвинута из центра квадрата и тогда ее координация дополняется до квадратной пирамиды или октаэдра гидроксильными группами или молекулами воды. В структуре сиудаита M2-позиция расщеплена на две M2a- и M2b-подпозиции (рис. 1), которые располагаются по обе стороны плоского квадрата, образуя M2a ϕ_5 - и M2b ϕ_5 -квадратные пирамиды ($\phi = O^2$ -, OH⁻). Расстояния M2a–M2b равно 0.99 Å. M2a позиция занята поровну Fe³⁺ (1.2 атома) и Mn (1.2 атома), в то время как M2b - только Fe³⁺ (0.6 атома). Такое распределение Fe³⁺ в M2-позициях в структуре сиудаита подтверждается данными мессбауэровской спектроскопией.

Две другие ключевые позиции M3 и M4 расположены на оси 3 в центре девятичленных ${\rm Si_9O_{27}}^$ тетраэдрических колец. Благодаря гетеровалентным и гетерополиэдрическим замещениям в M3 и M4 эти позиции обычно расщеплены вдоль оси 3 и образуют пары полиэдров, объединенные по общим граням: два тетраэдра (T+T), два октаэдра (O+O) или комбинация тетраэдра и октаэдра (T+O). Кроме того, эти позиции могут быть частично вакантными, что увеличивает структурное разнообразие. Такие особенности гетерополиэдрического изоморфизма в M3- и M4-позициях лежат в основе современной систематики минералов группы эвдиалита [2,3].

В структуре сиудаита *M*3-позиция занята Nb (0.6 атома) в октаэдрической координации со средним расстоянием $\langle Nb-O \rangle = 1.973$ Å, в то время как *M*4 расщеплена на две *M*4а- и *M*4b-подпозиции (*M*4a–*M*4b = 1.36 Å), статистически занятые Si (0.5 атома) в *M*4а ϕ_4 -тетраэдре ($\langle M$ 4a–O > = 1.588 Å) и Ti (0.2 атома) в *M*4b ϕ_6 -октаэдре ($\langle M$ 4b–O > = 1.794 Å). Таким образом *M*3 и *M*4 позиции вакантны на 40% и 30% соответственно. Соединение *M*3 ϕ_6 - и *M*4b ϕ_6 -октаэдров с *M*2 ϕ_5 квадратными пирамидами через общие OH1 and OH2-вершины приводят к формированию гетерополиэдрических кластеров двух типов - [Nb(Fe,Mn)₃ ϕ_3] и [TiFe₃ ϕ_3], последний заселен меньше, чем первый (рис. 1a).

Распределение крупных катионов по N(1-5) позициям в минералах группы тоже различно. Чаще всего эти позиции заняты натрием (и замещающим его оксонием), а также кальцием, калием, марганцем, стронцием и редкоземельными элементами. [3].

В структуре сиудаита позиции N(1-3) заняты преимущественно натрием. При этом позиции N1 и N2 расщеплены на две с расстояниями N1a-N1b = 0.71 Å и N2a-N2b = 0.99 Å. Подпозиции N1a и N2a заняты атомами натрия (2.4 и 2.55 атомов соответственно). Что касается подпозиций N1b и N2b, то они локализованы как атомы кислорода, однако их интерпретация может быть двоякой. Поскольку ни в одном из структурно известных гидратированных эвдиалитов (а их больше полусотни [3]) вода не входит в N полости, кроме N5, то логично предположить, что и в данной структуре эти подпозиции заняты оксонием. Однако на ИК-спектре полос, подтверждающих присутствие оксония, не обнаружено, что само по себе неудивительно: оксоний редко проявляется на ИК-спектрах эвдиалитов (особенно в случае его малых количеств). Поэтому для подпозиций N1b и N2b допущена их заселенность молекулами воды в количестве 0.6 и 0.45 атомов соответственно, и точно так же

N3-позиция статистически занята Na (2.55 атома) и H₂O (0.45 атома) [4]. Позиция N5, которая расположена в полости между 9-членными Si₉O₂₇ кольцами, также расщеплена на две подпозиции, занятые молекулами воды.

Среди крупнокатионных позиций особенно выделяется позиция *N*4, которая селективно концентрирует двух- и трехвалентные катионы (Ca²⁺, Mn²⁺, Sr²⁺, *REE*³⁺). В частности, в георгбарсановите Na₁₂(Mn,Sr,*REE*)₃Ca₆Fe₃²⁺Zr₃NbSi₂₅O₇₆Cl₂·H₂O [5]. *N*4 позиция занята группой катионов с доминированием Mn²⁺.

N4-позиция в структуре сиудаита располагается в крупном 9-вершиннике (рис. 1б), который характеризуется сложным химическим составом с преобладанием Mn: (Mn²⁺_{1.11}Na_{0.9}Ce_{0.6}K_{0.39}). Благодаря статистической заселенности расщепленной анионной позиции на две X1а и X1b, занятых Cl и H₂O соответственно, среднее расстояние катион-анион в этом полиэдре варьирует от 2.664 Å до 2.697 Å. Более того, в случае вакансии в X1-позиции координационный полиэдр N4-позиции трансформируется до 8-вершинника. Такая кристаллохимическая особенность делает N4-позицию подходящей для атомов Mn²⁺.

Одной из главных особенностей сиудаита является высокое содержание марганца. Присутствие небольших количеств Mn обнаружено в большинстве минералов группы [3]. Обычно марганец является примесным элементом, но в некоторых членах группы его содержание может достигать 3 атомов на формулу и даже больше. Чаще всего марганец располагается в M2-позиции в $M2\varphi_5$ -пирамиде на базе плоского квадрата. Манганоэвдиалит – единственный обогащенный марганцем минерал группы с октаэдрической координацией (<Mn–O> = 2.30 Å) [6]. При дефиците Са (Ca < 4.5 атома), Mn занимает M1-позицию, что приводит к упорядочению Ca и Mn в пределах 6-членного октаэдрического кольца и понижению симметрии до R3, как в онейлите [7]. Кристаллохимической особенностью георгбарсановита [5,8] является преобладанием Mn в N4-позиции (11-вершинник с расстоянием катион-анион в пределах 2.484–2.927 Å (среднее 2.682 Å). Mn также присутствует в N4-позиции в структурах так называемых "эвколитов" [9]. Кристаллохимическая роль Mn в структурном типе эвдиалита детально рассмотрена в [10].

Сиудаит является вторым (после георгбарсановита) членом группы эвдиалита с преобладанием Mn^{2+} в *N*4-позиции. Общее с георгбарсановитом также распределение Fe в *M*2-позиции, однако по данным Мессбауэровской спектроскопии преобладающая валентность железа в георгбарсановите – Fe²⁺ [4,11], в то время как в сиудаите все железо трехвалентное. Сходство с георгбарсановитом и в том, что сиудаит является Nb-доминантным в *M*3-позиции, и содержит Cl и H₂O в анионной *X*-позиции на оси 3.

По преобладанию Fe³⁺ в M2-позиции сиудаит близок также к икраниту $(Na,H_3O)_{15}(Ca,Mn, REE)_6Fe^{3+}_2Zr(\Box,Zr)(\Box,Si)Si_{24}O_{66}(O,OH)_6Cl \cdot nH_2O$ [12], фекличевиту $(Na_{11}Ca_3)Ca_6(Fe^{3+},Fe^{2+})$ Zr₃NbSi₂₅O₇₃(OH,H₂O,Cl,O)₅ [13] и фенчениту $(Na_{12}\Box_3)(Ca,Sr)_6Fe^{3+}_3Zr_3Si_{24}O_{73}(H_2O,OH)_3(OH,Cl)_2$ [14]. Икранит характеризуется наиболее низким содержанием натрия (Na < 8 атомов) среди минералов группы эвдиалита, что приводит к преобладанию оксониевых групп в N1-позиции и вакансий в N3-, N5-позициях. Существенно вакансионными являются также M3 и M4-позиции. Высокий отрицательный заряд гетерополиэдрического каркаса в икраните компенсируется главным образом атомами натрия и оксониевыми группами. Фенченит также характеризуется пониженным количеством натрия и высокой вакансионностью в N1-5 и M3-4-позициях. Дефицит натрия в фекличевите компенсируется за счет кальция, который заполняет N4-позицию [13].

Таким образом, новый минерал сиудаит химически и структурно наиболее близок к георгбарсановиту, являясь его структурным аналогом с преобладанием Fe³⁺ в *M*2-позиции.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16-05-00739_а) в части структурных исследований и Федерального агентства научных организаций (соглашение № 007-ГЗ/ЧЗ363/26) в части кристаллохимического анализа минералов группы эвдиалита. Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН при поддержке Минобрнауки».

- Johnsen O., Grice J.D. The crystal chemistry of the eudialyte group // The Canadian Mineralogist. 1999. V. 37. P. 865–891.
- 2. Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В. Принципы кристаллохимической классификации минералов группы эвдиалита // Записки РМО. 2011. Т. 140. № 1. С. 25-39.
- 3. Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В., Аксенов С.М. Группа эвдиалита: кристаллохимия, свойства, генезис. Нижний Новгород: Издательство Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского. 2012. 229 с.
- Chukanov N.V., Rastsvetaeva R.K., Kruszewski L., Aksenov S.M., Rusakov V.S., Britvin S.N., Vozchikova S.A. Siudaite, Na₈(Mn²⁺₂Na)Ca₆Fe³⁺₃Zr₃NbSi₂₅O₇₄(OH)₂Cl·5H₂O, a new eudialyte-group mineral from the Khibiny alkaline massif, Kola Peninsula // Physics and Chemistry of Minerals. 2018. (in press).
- 5. Екименкова И.А., Расцветаева Р.К., Хомяков А.П. Кристаллическая структура Fe,Cl-аналога кентбруксита // Доклады АН. 2000. Т. 370. № 4. С. 477-480.
- 6. Номура С.Ф., Атенсио Д., Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Коутиньо Ж.М.В., Карипидис Т.К. Манганоэвдиалит – новый минерал из массива Посо де Кальдас, Минас Жераис, Бразилия // Записки РМО. 2010. Ч. 139. № 4. С. 35-47.
- 7. Johnsen O., Grice J.D., Gault R.A. Oneillite: a new Ca-deficient and *REE*-rich member of the eudialyte group from Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada // The Canadian Mineralogist. 1999. V. 37. P. 1295-1301.
- Хомяков А. П., Нечелюстов Г. Н., Екименкова И. А., Расцветаева Р. К. Георгбарсановит, Na₁₂(Mn,Sr,REE)₃ Ca₆Fe²⁺₃Zr₃NbSi₂₅O₇₆Cl₂·H₂O – минеральный вид группы эвдиалита: реабилитация барсановита и новое название минерала // Записки РМО. 2005. Ч.134. № 6. С. 47-56.
- 9. Расцветаева Р.К., Боруцкий Б.Е. Структурные особенности ТR-Fe и TR-Mn эвколитов // Минералогический Журнал. 1990. Т. 12. № 4. С. 81-88.
- 10. Аксенов С.М, Расцветаева Р.К., Митчелл Р., Чакрабарти А. Кристаллическая структура высокомарганцевой разновидности эвдиалита из Сайшена-Хилл, Индия, и упорядочение марганца в минералах группы эвдиалита // Кристаллография. 2014. Т. 59. № 2. С. 191-199.
- Khomyakov A.P., Korovushkin V.V., Perfiliev Yu.D., Cherepanov V.M. Location, valence states, and oxidation mechanisms of iron in eudialyte-group minerals from Mössbauer spectroscopy // Physics and Chemistry of Minerals. 2010. V. 37. P. 543-554.
- Чуканов Н.В., Пеков И.В., Задов А.Е., Коровушкин В.В., Екименкова И.А., Расцветаева Р.К. Икранит (Na ,H₃O)₁₅(Ca,Mn,REE)₆Fe³⁺₂Zr₃(□,Zr)(□,Si)Si₂₄O₆₆(O,OH)₆Cl·nH₂O и раслакит Na₁₅Ca₃Fe₃(Na,Zr)₃Zr₃(Si,Nb) (Si₂₅O₇₃)(OH,H₂O)₃(Cl,OH) – новые минералы группы эвдиалита из Ловозерского массива // Записки ВМО. 2003. Ч. 132. № 5. С. 22-33.
- Пеков И.В., Екименкова И.А., Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Кононкова Н.Н., Пекова Н.А., Задов А.Е. Фекличевит Na₁₁Ca₉(Fe³⁺,Fe²⁺)₂Zr₃Nb[Si₂₅O₇₃](OH,H₂O,Cl,O)₅ - новый минерал группы эвдиалита из Ковдорского массива, Кольский полуостров // Записки ВМО. 2001. Ч. 130. № 3. С. 55-65.
- Shen G., Xu J., Yao P., Li G. Fengchengite, IMA 2007-018a. CNMNC Newsletter No. 11, December 2011, page 2893 // Mineralogical Magazine. 2011. V. 75. P. 2887-2893.

ГЕОИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА ГЕОЛОГИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ: ПРИНЦИПЫ СОЗДАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Светов С.А., Куликов В.С., Степанова А.В., Полин А.К., Гоголев М.А.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, ssvetov@krc.karelia.ru

Новая обзорная геологическая карта (ОГК) масштаба 1:750 000 Юго-Восточной Фенноскандии [6], разработанная в Институте геологии КарНЦ РАН в 2016 г., охватывает территорию более 300 000 км², включая Республику Карелия и прилегающие районы Мурманской, Архангельской, Вологодской и Ленинградской областей и Восточной Финляндии. Легенда карты основана на одобренной МСГН, Международной хроностратиграфической шкале докембрия на уровне эонов и эр, с дополнительным внесением в них более дробных подразделений - периодов (систем) и суперпериодов (суперсистем) и существенно отличается от таковых для государственных геологических карт 3-го поколения м-ба 1:1000 000 для Карело-Кольского региона [2]. При составлении карты использовались материалы Института геологии КарНЦ РАН [4-9, 13, 15-18] и других организаций [12, 15, 18].



Рис. 1. Карта-схема роев даек, силлов и связанных с ними интрузивов (А) и карта-схема мантийно-плюмого магматизма (Б). Создана на основе обзорной геологической карты Юго-Восточной Фенноскандии [6].

Карта создана на основе ГИС-системы «Геология Юго-Восточной Фенноскандии» в программе «Mapinfo v.8.5».

Топографической основой ГИС стали мозаики «Orthorectified Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) Compressed Mosaics» в формате MrSid и векторная топографическая карта Республики Карелия м-ба 1:1 000 000, «Аэрогеодезия» (1996 г.). Структура ГИС формируется набором векторных слоев, составляющих ОГК. Дополнительно в ГИС включен набор растровых источников авторских данных, что позволяет отслеживать историю изменения представлений о геологическом строении территории ЮВ Фенноскандии. Помимо этого, в ГИС входят наборы данных, представляющих схему тектонического районирования ЮВ Фенноскандии, базу геохронологических данных (сформированную по всем доступным к настоящему времени возрастам цирконов и сфенов). Осуществлена интеграция ГИС с геохимическим банком данных ИГ КарНЦ.

Разработанная система ГИС позволяет создавать авторские рабочие наборы тематических карт. В 2017 г. были созданы следующие карты Юго-Восточной Фенноскандии: 1) Роев даек, силлов и связанных с ними интрузивов (рис. 1 А); 2) Мантийно-плюмового магматизма (рис. 1 Б). Карты имеют близкие легенды и отличаются отсутствием на первой полей вулканических образований, а на второй – большинства даек внемасштабного размера. Цветовая окраска разновозрастных магматических комплексов дана в соответствии с принятыми в ОГК цветами для соответствующих систем (периодов).

На карте (рис. 1 А) отчетливо проявлена различная ориентировка роев даек и силлов разных геологических периодов. Для мезоархейских комплексов (2985-2850 млн. лет) типична субмеридиональная (реже северо-западная) ориентировка роев магматических тел. Эти направления не получили пока однозначной интерпретации, могут отражать или первичную (на момент формирования) ориентировку, или маркировать коллизионные процессы, происходившие в позднем архее. Отчетливо проявляется генеральное северо-западное направление простирания магматических систем палеопротерозоя (2500-1900 млн. лет).

Карта-схема мантийно-плюмового магматизма Юго-Восточной Фенноскандии (рис. 1Б), включает поля развития вулканических (лавы, туфы и ассоциирующие с ними осадочные породы того же возраста) образований и комагматичные им интрузивы.

Анализ площадного распространения магматических образований основного и ультраосновного состава различной фациальной (интрузивы, дайки, силы, вулканические поля) и геодинамической принадлежности, относящихся к разным геологическим периодам и суперпериодам, позволяют рассматривать их как реликты крупных магматических провинций (LIPs) и кремнистых LIPs (SLIPs) (по классификации Р. Эрнста [11]).

Первичные параметры LIPs, такие как площадь распространения и объем излившихся расплавов невозможно оценить по современному эрозионному срезу. Поэтому для их оценки привлекаются косвенные признаки: мощности сохранившихся магматических тел, площади развития даек (подводящих каналов для эродированных лав), данные по аналогичным комплексам в соседних регионах.

На основании анализа данных, имеющихся для магматических образований Юго-Восточной Фенноскандии, на ее территории выделено 10 крупных магматических провинций (9 LIPs и 1 SLIP), сформированных в интервале времени от мезоархея до палеозоя. В легенде к карте-схеме (рис. 1) LIPs пронумерованы римскими цифрами (I-X) от молодых к древним. Для большинства LIPs предполагается мантийно-плюмовое происхождение. Каждый мантийный плюм по аналогии с плюмами фанерозоя развивался на протяжении до 50 млн. лет [11]. Некоторые провинции были сформированы суперплюмами, которые имели несколько импульсов, отличающихся по возрасту и специфике вещественного состава (например, сумийский и людиковийский). Данные импульсы обозначены в легенде латинскими буквами (а – ранний, b – средний, с – поздний, d – заключительный) и дополняют цифровые обозначения плюмов в легенде (рис. 1).

Рассмотрим выделенные магматические провинции и соответствующие им плюмовые события (от молодых к древним). В название каждого плюма введен временной компонент на уровне геологического периода (суперпериода) принятой хроностратиграфической схемы Юго-Восточной Фенноскандии [6]. LIP I – девонская Кольско-Днепровская по [11], имеет весьма ограниченное развитие на ЮВ Фенноскандии, составляя юго-западную часть Кольской субпровинции с массивами ультрамафиткарбонатитов Вуориярви, Салланлатва и сопровождающими дайками фоидолитов [1].

LIP II – среднерифейская с двумя плюмовыми импульсами: долеритовым (Салла-Тууттиярви, 1120 млн лет) и кимберлитовым (Костомукша, 1200 млн. лет), проявлена весьма ограниченно как краевая часть крупной провинции, развитой в Центральной и Южной Швеции [5, 15].

LIP III – раннерифейская Ладожская субпровинция (1457 млн. лет) представлена Валаамским силлом габбродолеритов-монцонитов, лавами базальтов и трахиандезибазальтов, а также предполагаемым массивом основных пород на юге Ладожского озера, перекрытого рифейскими осадками. Он выделяется по гравиметрической и магнитной аномалиям и требуют геологической заверки. Данная субпровинция является частью иотнийской LIP, получившей широкое развитие в Южной Финляндии и Швеции [15].

SLIP IV – раннерифейская Балтийская кремнистая провинция, представленная дифференцированными массивами анортозитов, габбродолеритов, гранитов рапакиви (1650-1550 млн. лет), последние – являются преобладающими. В пределах рассматриваемой территории она представлена массивами Салминским, Улялегским и частично Выборгским. Основное развитие провинция получила в Латвии, Эстонии, Финляндии и Швеции [14].

LIP V – вепсийская провинция представлена Ропручейским силлом (1770-1750 млн. лет) в Онежской структуре, а также массивами Вуоксинский, Райвимякский, Ояярви и другими (габброиды, биотитовые пироксениты, монцониты, сиениты, гранитоиды, лампрофиры) в Приладожье [6]. Другие субпровинции этой провинции также развиты на южном Урале [42].

LIP VI – людиковийская провинция (2000-1975 млн. лет) с субпровинциями Онежской, Куолаярвинской, Восточно-Финляндской, Печенгской и другими, сформирована как минимум тремя импульсами: Онежским, Куолаярвинским и Тикшозерским. Магматические образования указанных субпровинций имеют различия, как по времени образования, так и вещественному составу: в Онежской преобладают пикриты и базальты с силлами перидотитов и габбродолеритов: а в Куолаярвинской – вулканиты основного и среднего состава, иногда с повышенной щелочностью, местами ультраосновного и кислого, а также силлы габбродолеритов и перидотитов. Существенное отличие наблюдается у интрузивов Тикшозерской субпровинции, где развиты феррогаббро, пироксениты, оливиниты, нефелиновые сиениты и карбонатиты. В Онежской субпровинции известны трубки кимберлитов [6].

LIP VII – ятулийская провинция долерит-базальтовая представлена вулканитами основного состава и дайками, реже силлами долеритов. Отмечается до трех временных импульсов магматизма (2100, 2200 и 2300 млн. лет) [16, 17].

LIP VIII – сумийская провинция с субпровинциями Ветреного Пояса, Лапландской и Кольско-Беломорской (2500-2400 млн. лет). Она выделена под разными названиями – Балтийская [11], Восточно-Скандинавская [10], Сумийская [6]. Субпровинции представлены как вулканическими, так и плутоническими образованиями высокомагнезиальной базальтовой магмы. В состав этой провинции условно включены и редкие основные магматиты сариолия.

LIP IX – неоархейская (2800-2780 млн. лет) выделена условно по наличию в осадочновулканогенных толщах этого возраста лав коматиитов и базальтов позднеархейских зеленокаменных поясов, которые сопоставимы с современными лавами океанических плато. Подобные образования относятся Р. Эрнстом к океаническим LIP [11]. На рассматриваемой территории они фиксируются в Западном Беломорье, Западной Карелии и ЮВ Финляндии [9].

LIP X – мезоархейская провинция (провинции?) (3000-2800 млн.) выделяется по наличию в большинстве зеленокаменных поясах значительных объемов коматиитов и толеитовых базальтов с характерными подушечными текстурами. Многие исследователи считают их реликтами океанических плато мезоархея. Трактовка их принадлежности к LIP дается впервые и требует дальнейших исследований.

- 1. Баянова Т. Б., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф. и др. Каталог геохронологических данных по СВ части Балтийского щита. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 53 с.
- 2. Богданов Ю.Б. (гл. ред.) Государственная геологическая карта РФ. 1: 1000 000. Лист Р 35 37 Петрозаводск. Объяснит. записка. СПб: ВСЕГЕИ. 2000. 322 с.
- Гусев Г.С., Головин А.А., Криночкин Л.А., Сироткина О.Н. Минерагенический потенциал недр России. Вып. 1. Восточноевропейско-Баренцевская мегапровинция. М: Геос. 2008. С. 29-69.
- 4. Кожевников В. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. и др. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 19-41.
- 5. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. В.Я. Горьковец, Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2015. 322 с.
- 6. Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И., Куликова В.В., Горьковец В.Я., Полин А.К., Голубев А.И., Гоголев М.А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750000: Новые подходы к составлению // Тр. КарНЦ РАН. № 2. 2017. С. 3-41.
- 7. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. 431 с.
- 8. Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
- 9. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. №6. 2006. С. 1-29.
- Bayanova T.B., Ludden J., Mitrofanov F.P. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing orebearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications. London: Geological Society, Special Publication 323. 2009. P. 165-198.
- 11. Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge Univer. Press. 2014. 653 p.
- 12. Holtta P. (ed.) The Archean of the Karelia Province in Finland. GSF. Special paper. 2012. V. 54. 253 p.
- 13. Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R. The Vetreny Poyas (Vetreny Belt) A essential component of the ca. 2,5–2.4 Ga Sumian large igneous province // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 589-601.
- 14. Larin A.M. Granity rapakivi i associirujushhie porody [Rapakivi granites and related rocks]. St. Petersburg: Nauka. 2011. 402 p.
- Ramo O.T., Manttari I., Vaasjoki M., Upton B.G.J., Sviridenko L.P. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia // Geol. Soc. of Amer. Abstract with Programs. 2001. V. 33. № 6. P. A-139.
- Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Egorova S.V., Larionova Y.O., Stepanov V.S. The 2.31Ga mafic dykes in the Karelian craton, eastern Fennoscandian shield: U-Pb age, source characteristics and implications for continental break-up processes // Precambrian Res. 2015. V. 259. P. 43-57.
- 17. Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Puchtel I.S., Larionova Y.O., Larionov A.N., Stepanov V.S., Shapovalov Y.B., Egorova S.V. Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, geochronology, and tectonic setting // J. Petrol. 2014. T. 55. № 9. C. 1719-1751.

МИНЕРАЛОГИЯ АГАТОВ В БАЗАЛЬТАХ СУЙСАРСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Светова Е.Н., Светов С.А.

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, ensvetova@igkrc.ru

Палеопротерозойские суйсарские вулканиты, несущие агатовую минерализацию, развиты в пределах Онежской структуры Центральной Карелии на площади около 2 тыс. км² [4]. Среди эффузивных пород доминируют пикробазальты, мелабазальты и базальты, локально встречаются трахибазальты и андезибазальты. Большая часть лавовых потоков сложена массивными лавами (местами переходящими в миндалекаменные разновидности) тонкозернистого строения, для многих потоков характерна подушечная и шаровая отдельность. Возраст пород суйсарского комплекса по Sm-Nd изотопным данным составляет 1975±24 млн. лет [3].

Агатовые образования можно встретить на некоторых островах Онежского озера, а также местами на его побережье. Первое описание халцедона с зональной структурой в базальтах острова Суйсари было приведено в трудах Императорского Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей в 1912 г. В.М. Тимофеевым [5]. С тех пор опубликованные в литературе сведения об агатах суйсарского комплекса носят в основном лишь географический характер, что, собственно, и вызвало интерес специально обратиться к характеристике агатов некоторых известных нам проявлений. В настоящей работе приводятся новые минералогические сведения об агатовых образованиях из шарово-подушечных лав суйсарского вулканического комплекса Центральной Карелии, выполненного с использованием оптической и электронной микроскопии, микрозондового, рентгенодифракционного и рентгенофлюоресцентного анализов.

Основу исследований составила коллекция агатов и образцов вмещающих их базальтов, собранная авторами на трех удаленных между собой участках коренных выходов суйсарских вулканитов в северо-западной части бассейна Онежского озера: 1- береговые обнажения Пиньгубы (район дачного поселка Пиньгуба); 2 – Ялгубская гряда (агаты обнаружены в лавовых потоках, вскрытых недавними горными работами при строительстве спортивного центра «Ялгора» приблизительно в центральной части горнолыжного склона; 3 – береговые обнажения о. Суйсари, мыс Кельтнаволок (Кондопожская губа). Во всех случаях агатовую минерализацию вмещают эффузивы, представленные подушечными лавами с массивными или миндалекаменными текстурами в ядрах подушек. Подушки имеют плотную упаковку, размер их варьирует от 0.3×0.6 м до 1.5×2.5 м, цемент представлен туфовым материалом с примесью терригенной составляющей. Агатовые образования встречаются в коренных выходах пород в виде выступающих желваков, выполняющих межшаровое пространство в подушечных лавах и тектонические трещины, заполняют газовые пустоты в базальтах. В большинстве случаев выделения агатов имеют конусовидную форму, обусловленную их выполнением межподушечного пространства, реже встречаются линзовидные, прожилковые формы. Размер таких выделений в поперечнике варьирует от 3-5 см до 50 см. В прибрежной зоне, особенно после штормов, агаты легко обнаружить в виде гальки и других обломков у воды.

Изучаемые вулканиты суйсарского комплекса по содержанию SiO₂ и Na₂O+K₂O могут быть отнесены к группе пикритов, базальтов, андезибазальтов нормальной щелочности и умеренно калиевой серии. Дифференциация пород на изучаемых объектах проявлена неоднородно, более основные вулканиты (пикриты) характеризуют Ялгубский разрез, их производные (андезибазальты, андезиты) широко распространены в районе Пиньгубы и о. Суйсарь. Пикрититы Ялгубы существенно обогащены CaO (9.5-16.0 мас. %), что, скорее всего, связано с локальной гидротермальной проработкой вмещающих агатовую минерализацию вулканитов. Подтвержением данному наблюдению могут быть аномально высокие значения п.п.п. (до 14.3 мас.%, при стандартных значениях 1.9-5.3 мас.%). Для всех вулканитов характерны повышенные содержания MgO от 5.7 до 10.8 мас.%, умеренные содержания: FeO* от 8.3 до 11.2 мас.% и Al₂O₃ от 9.3 до 15.1 мас.%.

Агаты рассматриваемых проявлений, в целом не отличающиеся широкой цветовой палитрой

и высокой художественностью рисунка, имеют между собой определенные различия, проявленные в особенностях морфологии, окраски, составе участвующих в их строении минералов, что обусловлено, вероятно, локальными особенностями вещественного и химического состава вмещающих пород.

Своеобразная окраска характерна для агатов проявления Пиньгуба (рис. 1, а): в основной массе агатовых выделений доминируют буровато-красные тона, что позволяет отнести их к карнеолагатам [3]. Характерной декоративной особенностью почти всех образцов проявления являются контрастные зеленые выделения хлорита. По конфигурации слоев макроскопической зональности агаты отвечают концентрически-зональному бастионному типу, встречаются также очковые (глазковые), моховые разновидности, а также выделения с неясно-рисунчатой макротекстурой [2, 3]. Количество чередующихся разноокрашенных полос в агатах обычно невелико, до 4-5 на 1 см, из-за наложенных трещин и развитых по ним налетов оксидов железа и других включений, декоративность рисунка часто снижена. Центральные части агатовых секреций обычно выполнены либо однородным мелкокристаллическим молочно-белым кварцем, либо чередующимися, в разной степени прозрачными слоями кварца и халцедона. Ширина таких слоев варьирует в широких пределах – от сотых долей миллиметра до сантиметров. В самых крупных миндалинах центральную часть слагает друзовый прозрачный кварц.

Для агатовых образований Ялгубской гряды характерно преобладание бесцветных, дымчатосерых и мятных оттенков (рис. 1, г). По морфологии и внутреннему строению агаты можно разделить на грубополосчатые линейно-концентрические и неясно-рисунчатые прожилковые; многие из них трещиноваты. Внешняя халцедоновая зона секреций, как правило, сильно пигменти-



Рис. 1. Агатовые выделения в базальтах суйсарского вулканического комплекса.

а – конусовидная агатовая миндалина с облекающим типом зональности с характерной хлоритовой оторочкой (Пиньгуба); б – кварц-кальцитовая миндалина, пигментированная по периферии и локально в центральных частях рассеяным шунгитовым веществом (о. Суйсари); в – миндалекаменный базальт с газовыми пузырями, заполненными халцедоном; г–кальцит-халцедоновая миндалина с тонкораспыленными включениями апатита.

Светова Е.Н., Светов С.А. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.078



Рис. 2. Детали строения агатовых миндалин.

а– чередование зон глиноподобного и волокнистого халцедона, разнозернистого кварца в концентрическизональном агате, (Пиньгуба); б–сферолиты кварцина в чешуйчатом агрегате халцедона, (о. Суйсари); в–концентрическое строение агатовой миндалины в мандельштейне: внешняя зона мелкочешуйчатого халцедона сменяется зонами: глиноподобного халцедона, мелкозернистого и крупнозернистого кварца (Пиньгуба).

рована включениями апатита, обуславливая редкую мятную окраску. Внутренняя зона сложена прозрачно-серым кварц-халцедоновым агрегатом часто с микросферолитовой структурой, в редких случаях отмечается малоконтрастная тонкая полосчатость. Отличительной особенностью Ялгубских агатов является широко проявленная поздняя кальцитовая минерализация. Крупные кристаллы исландского шпата или дымчато-серого кальцита, почти полностью замещающие халцедон в центральной части секреций, обнаружены нами в большинстве агатовых выделений.

Минералогической особенностью агатов острова Суйсари, является присутствие в составе миндалин шунгитового вещества. По характерному однородному черному окрасу или причудливой формы черно-белому рисунку их называют иногда черными агатами (рис. 1, б). Светлые зоны в них, выполненные халцедоном и кварцем, чередуются с черными участками, где халцедон или кварц пигментирован рассеянным шунгитовым веществом, находящимся в промежутках между зернами кварца, или в виде ультратонких нитевидных выделений рассеянным в халцедоне. В ряде случаев кварцевые агатовые секреции содержат крупные выделения кальцита, замещающие халцедон, в том числе в виде крупных до 2-4 см кристаллов, иногда расщепленных, вплоть до груболучистых сферолитов.

Изучение шлифов тонкополосчатых агатов под микроскопом в проходящем свете показало, что выделяемые визуально слои обладают различной микротекстурой. Они сложены разнозернистыми агрегатами кварца, мелкочешуйчатого и волокнистого халцедона, в ряде случаев отмечаются волокна и сферолиты кварцина (рис. 2).

Отмечаемые в миндалекаменных базальтах суйсарского комплекса минерализованные газовые пузыри имеют преимущественно округлые очертания и заполняют до 10 % объема породы. Размер пузырей варьирует от 0.1 до 1-2 см. Центральные части миндалин в большинстве случаев заполнены крупнозернистым агрегатом чистого кварца. В периферических частях между кварцевыми зернами рассеяны пылевидные частицы магнетита, иногда снаружи миндалина окаймлена хлоритом. Для многих миндалин свойственна концентрическая зональность, где роль чередующихся





а – скульптуры сколов кварц-халцедоновой зоны агатов; б – псевдоморфозы эпидота (светлое) по кремнезему (темное) в текстуре агата; в – микронеоднородное включение гематита (Hem), г – игольчатые кристаллы гетита (Gt), д – титанит(Ttn) и магнетит (Mag) в ассоциации с хлоритом (Chl). полос в них выполняют тончайшие слои разноструктурированного халцедона и кварца (рис. 2, б).

При рентгенографическом изучении образцов из неокрашенной силикатной части агатовых секреций на дифрактограммах были установлены лишь отражения α -кварца, иных форм кремнезема (опала, кристобалита, тридимита, и др.) не обнаружено. Расчет параметров элементарных ячеек кварца, выполненный по 10 образцам кварцевых миндалин показал достаточную стабильность значений: $a=4.9134\pm0.003$ Å, $b=5.4054\pm0.003$ Å, V=113.01. Индекс рентгеновской кристалличности агатового кварца, измеренный по известной методике [6], варьирует от 7.08 до 8.06, что указывает на высокую упорядоченность его структуры. Агатовый кальцит (Ялгуба), по данным рентгенографии, чистый, не содержит посторонних минеральных фаз и характеризуется следующими параметрами элементарной ячейки: бесцветный – a=4.9866 Å, b=17.0413 Å, V=366.99 Å; дымчатый – a=4.9907 Å, b=17.0647Å, V=368.09 Å.

Электронно-микроскопическое изучение поверхности сколов кварц-халцедоновых агрегатов секреций при увеличениях до 8 тысяч раз показало, что отдельные слои в изломе обладают различными внутренними микротекстурами. Наиболее типичными для исследованных агатов являются структуры, обусловленные развитием индивидов кварца размером от 3 до 50 мкм с четкими кристаллографическими очертаниями (рис. 3, а).

Микрозондовым исследованием были установлены основные и акцессорные минеральные фазы в агатах рассматриваемых проявлений (рис. 3, б-д). Хлорит, обуславливающий зеленые мотивы окраски агатов, характеризуется высокой стабильностью состава в пределах изученной группы агатов и относится к магнезиально-железистой разновидности. В отдельных зонах агатов всех проявлений широко проявлено присутствие микровключений оксидов и гидроксидов железа, различающихся степенью окисления железа и степенью гидратации (магнетит, гематит, гетит). В кварцевых прослоях агатов установлены многочисленные микроминеральные фазы, отвечающие по составу эпидоту, мусковиту, кальциту, гидроксилапатиту, титаниту, пириту, халькопириту, альбиту, хлориту.

Таким образом, минералогия агатов рассматриваемых проявлений достаточно своеобразна и представлена силикатами, окислами и гидроокислами, сульфидами и карбонатами. Основную роль в строении агатов выполняют минералы семейства кремнезема – мелкокристаллический кварц и волокнистый халцедон. Агатовая минерализация, пространственно и генетически связанная с районом проявления базальтового вулканизма палеопротерозойского возраста, образована на поздних стадиях становления базальтового покрова из сравнительно низкотемпературных гидротермальных растворов, о чем свидетельствует частый парагенезис кварца с кальцитом и другими низкотемпературными минералами. Отсутствие параллельно-слоистых агатов в суйсарских базальтах, вероятно, указывает на относительно низкую концентрацию кремнекислоты в гидротермальных растворах, препятствующей процессу гравитационного осаждения коллоидной составляющей. Описанные агатовые проявления являются интересными и доступными для посещения минералого-геологическими объектами, дающими возможность знакомства с агатоносными породами, в том числе студентам-геологам, проходящим учебную практику вблизи г. Петрозаводска.

Исследования выполнены в рамках госзадания КарНЦ РАН (тема №210).

- 1. Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. Минералогия поделочных и полудрагоценных разновидностей тонкозернистого кремнезема. М.: Наука. 1984. 144 с.
- 2. Годовиков А.А., Рипинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. М.: Недра. 1987. 368 с.
- 3. Пухтель И.С., Богатиков О.А., Куликов В.С., Куликова В.В., Журавлев Д.З. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикробазальтам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 1995. Т. 3. № 4. С. 397-419.
- Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палепротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) / Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С., Писаревский С.А., Пухтель И.С., Соколов С.Я. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1999. 96 с.
- Тимофеев В.М. Халцедоны острова Суйсари // Тр. Императорского Спб обществава естествоиспытателей. 1912. Т. 35. Вып. 5. С. 157-174.
- 6. Murata K.J., Norman M.B. An index of crystallinity for quartz // Amer. J. Sci., (1976). V. 276. P. 1120-30.

СЛОЖНЫЙ ИЗОМОРФИЗМ В МИНЕРАЛАХ ГРУППЫ РИНКИТА

Селиванова Е.А., Лялина Л.М., Савченко Е.Э., Зозуля Д.Р.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, selivanova@geoksc.apatity.ru

К настоящему моменту опубликованы данные по двум титаносиликатам группы ринкита Сахарйокского массива, гайниту-(Y) [4] и батиеваиту-(Y) [5]. Однако, в породах массива, а именно в породах пегматита присутствуют многочисленные разновидности этих минералов, в которых при сохранении того же структурного мотива химический состав значительно варьирует. Общими элементами структур этих минералов являются трёхслойные *HOH*-пакеты, состоящие из внутреннего *O*-слоя, образованного октаэдрически (как правило) координированными катионами Ti, Na, Ca, Mn, ...(позиции M2, M4, M5 табл. 1), и двух внешних гетерополиэдрических *H*-слоёв, состоящих из диортогрупп Si₂O₇ и 6- (7-) координированных катионов Ca, *REE*, Y, Zr (позиции M1, M3 табл. 1). Группа ринкита определяется стехиометрическим отношением Ti (+ Nb + Zr) = 1 для (Si₂O₇).

минерал	Идеальная структурная формула					
	M3 M1	M4 M2	M5	$(Si_2O_7)_n$	X8	X9
Мозандрит	(Ca ₃ <i>REE</i>)	$[(H_2O)_2Ca_{0.5}\Box_{0.5}]$	Ti	$(Si_2O_7)_2$	(OH) ₂	$(H_2O)_2$
Ринкит	(Ca ₃ REE)	Na(NaCa)	Ti	$(Si_2O_7)_2$	(OF)	F ₂
Накарениобсит-(Се)	(Ca ₃ REE)	Na ₃	Nb	$(Si_2O_7)_2$	(OF)	F ₂
Сейдозерит	Na ₂ Zr ₂	Na ₂ Mn	Ti	$(Si_2O_7)_2$	0 ₂	F ₂
Гренмарит	Na ₂ Zr ₂	Na ₂ Mn	Zr	$(Si_2O_7)_2$	02	F ₂
Розенбушит	$Ca_4 Ca_2 Zr_2$	Na ₂ Na ₄	TiZr	$(Si_2O_7)_4$	O ₂ F ₂	F ₄
Кохит	Ca ₂ MnZr	Na ₃	Ti	$(Si_2O_7)_2$	OF	F ₂
Гетценит	Ca ₂ Ca ₂	NaCa ₂	Ti	$(Si_2O_7)_2$	(OF)	F ₂
Гайнит-(Y)	$[Ca_3(Y, REE)]$	Na(NaCa)	Ti	$(Si_2O_7)_2$	(OF)	F ₂
Фогоит-(Ү)	Ca ₂ Y ₂	Na ₃	Ti	$(Si_2O_7)_2$	(OF)	F ₂
Батиеваит-(Ү)	Ca ₂ Y ₂	$[\Box_{1,0}(H_2O)_2]$	Ti	$(\mathrm{Si}_2\mathrm{O}_7)_2$	(OH) ₂	(H ₂ O) ₂

Таблица 1. Идеальная структурная формула для минералов группы ринкита согласно [7], обозначения позиций по [3].

Основные схемы изоморфизма для гайнита-(Y), напрямую вытекающие из формул минералов [2]:

1. гетценит - гайнит-(Y) $2Ca^{2+} \leftrightarrow Y^{3+}+Na^+$

2. гайнит-(Y) - батиеваит-(Y): $2(Ca^{2+} + Na^{+}) \leftrightarrow Y^{3+} + 2H_2O + \Box$

характеризуются противонаправленным поведением натрия. Гайнит-(Y) – элемент как минимум двух различных рядов, причем для образцов из Сахарйока преобладает схема 2.

Задача анализа составов титаносиликатов также возникает из-за неразрешенной проблемы отношений двух минеральных фаз. Многочисленные совместные выделения минералов показывают [4-6] (рис. 1), что батиеваит-(Y), довольно неоднородный минерал с более рыхлой структурой, оказывается в центральной части зерна, в то время как каймы представлены прозрачным хорошо раскристаллизованным гайнитом-(Y). Обнаружены также подобные зерна, в центре которых находится не батиеваит-(Y), а фаза промежуточного состава.

Сложность структуры и вариации состава определяют применение метода главных компонент (МГК) для исследования корреляций элементов [1], в том числе элементов с малыми концентрациями. Статистическая обработка данных составов МГК позволит установить основные изоморфные замещения и выявить причины (факторы), которые определяют изменчивость и контролируют отношения минералов группы ринкита.

Исходя из особенностей строения, исследованные титаносиликаты были разделены на типы вещества со следующими характеристиками:

1. «Пористые» титаносиликаты – неоднородное вещество с многочисленными точечными де-



Рис. 1. Морфотипы минералов серии гайнит-(Ү) - батиеваит-(Ү), звезды – точки анализа.

фектами и трещинками, последние могут быть заполнены «тяжелым» светлым в BSE материалом, обогащенным титаном, иттрием, цирконием, ниобием, редкоземельными элементами (рис. 1g) = точки 6 на рис. 2.

2. «Слоистые» титаносиликаты имеют слюдоподобное строение, образованы многочисленными тонкими параллельными слоями (рис. 1 b) = точки 4 на рис. 2.

3. «Глазки» – обособленные участки округлой, реже неправильной формы, располагающиеся внутри «слоистых» титаносиликатов. Их строение подобно «пористым» фазам (рис. 1 с, d, h) = точ-ки 2 на рис. 2.

4. «Ровные» представляют собой участки округлой формы («монетки») отдельные или сливающиеся по несколько друг с другом в более обширные площади. Располагаются среди «рыхлых» или «пористых» титаносиликатов (рис. 1 е, f) = точки 3 на рис. 2.

5. «Рыхлые» титаносиликаты представляют собой очень трещиноватое, хрупкое вещество, плохо поддающееся полировке (рис. 1 i) = точки 5 на рис. 2.

6. Гайнит-(Y) – образует самостоятельные идиоморфные призматические кристаллы или ксеноморфные зерна, но чаще внешние каймы обрастания вокруг титаносиликатов промежуточных составов (рис. 1h,i) = точки 1 на рис. 2.

Опубликованные данные по батиеваиту-(Y) соответствуют нескольким слоистым и нескольким пористым разновидностям.

Химический состав

В работе использованы данные 79 точек анализа для образцов гайнита-(Y), батиеваита-(Y) и промежуточного состава фаз различной морфологии. В работе использованы данные 79 точек анализа для образцов гайнита-(Y), батиеваита-(Y) и промежуточного состава фаз различной морфологии. Химические анализы были выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе MS-46CAMECA, оснащённом волнодисперсионными спектрометрами, при ускоряющем напряжении 22 кВ, токе электронного зонда 20-30 нА, диаметр пучка составлял 5-20 мкм. Применялись следующие образцы сравнения (аналитические линии): волластонит (SiKa, CaKa), $Y_3Al_5O_{12}$ (AlKa, YLa), лоренценит (TiKa, NaKa), ZrSiO₄ (ZrLa), Nb (NbKa), MnCO₃ (MnKa), форстерит (MgKa), гематит (FeKa), вадеит (KKa), LaCeS₂ (LaLa), CeS (CeLa), LiNd(MoO₄)₂ (NdLa), GdS (GdLa), Dy₃Al₅O₁₂ (DyLa), ErPO₄ (ErLa), Tm₃Al₅O₁₂ (TmLa), Yb₃Al₅O₁₂ (YbLa), Y_{2.8}Lu_{0.2}Al₅O₁₂ (LuLa), атакамит (ClKa). Содержание F определялось с помощью энергодисперсионного спектрометра XFlash-5010 Bruker Nano GmbH, установленном на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450. Параметры элктронного зонда: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0,5 нА. Время накопления спектра 200 сек. При расчёте использовался бесстандартный P/B–ZAF метод системы QuanTax-200.

Метод главных компонент, задействованный при исследовании, применялся с использованием программы статистической обработки данных STATISTICA 12.0.

В качестве переменных взяты формульные коэффициенты, полученные из расчета Si+Al=4. Применена процедура варимакс, главные компоненты выделены по критерию Кайзера.

Результаты и обсуждение

Согласно критерию Кайзера если фактор не выделяет дисперсию, эквивалентную, по крайней мере, дисперсии одной переменной ($\lambda j < 1.0$), то он исключается из рассмотрения. Данному условию удовлетворяют четыре фактора.

1. Проведенный анализ матрицы факторных нагрузок (табл. 1, рис. 2 а) показал, что первый фактор F1 (27% дисперсии) связывает группу переменных (Ca, Na, F) тесной положительной корреляцией. График счетов (рис. 2 с) показывает, что F1 четко отделяет полнокатионные составы гайнита-(Y) (точки 1) от декатионизированных образцов (точки 2-6). В правой части графика (рис. 2 а, III квадрант) находится группа (Y, Mg, P), отрицательно связанная с первой группой переменных, что отражает связь между декатионизацией с одной стороны и завышенным содержанием Y и наличием примесных элементов (Mg, P) с другой: $Ca^{2+} + Na^+ + F^- \rightarrow \Box + Y^{3+} + (OH)^-$ и $Ca^{2+} + Na^+$

	Собственные векторы						
переменные	F 1	F 2	F 3	F 4			
REE	0.756320	0.476891	0.041060	-0.082863			
Y	0.754054	-0.058515	0.394748	0.054088			
Na	-0.624196	-0.337260	-0.420135	-0.412386			
К	0.029323	0.141516	0.164027	0.802367			
Mg	0.822040	-0.288034	0.016398	0.091280			
Са	-0.734975	-0.183786	0.079822	-0.440946			
Tį	0.038583	0.595748	0.154522	0.348134			
Zr	0.007376	0.643992	0.115776	0.387322			
Р	0.709521	-0.378585	-0.111755	-0.071313			
Nb	-0.074589	0.843153	0.008262	-0.076845			
Mn	0.145517	0.123806	0.734688	0.044299			
Fe	-0.150331	-0.055727	0.037116	-0.700456			
F	-0.715492	-0.339113	-0.316716	-0.439336			
C1	-0.012788	0.038252	0.883334	0.069680			
Собственные числа	3.813428	2.240130	1.839141	1.999090			
Вклад в дисперсию	0.272388	0.160009	0.131367	0.142792			

Таблица 2. Результаты факторного анализа состава минералов серии гайнит-(Y) - батиеваит-(Y).





Рис. 2. Графики нагрузок (a, b) и графики счетов (c, d) по результатам факторного анализа. Обозначения к рис. 2 с, d приведены в тексте.

+ Si⁴⁺ $\rightarrow \Box +$ Mg²⁺ + P⁵⁺. Не слишком отчетливо, но заметно разделение групп слоистых (точки 4) и пористых (точки 6).

Чем больше содержание в материале Y, Mg, P, тем быстрее он разрушается, превращаясь в слоистое, либо в пористое вещество. Это могут быть как небольшие «глазки» (точки 2), так и почти полностью измененные кристаллы с узкой каймой гайнита-(Y) (точки 3-6).

2. Переменная *REE* имеет большие нагрузки как на F1, так и на F2 (рис.2а, II квадрант), она находится напротив группы (Ca, Na, F), формируя диагональ взаимоотношений между объектами, на графике счетов (рис. 2 с) с этим элементом специализирована группа ровные (точки 3). То есть участки с высокими *REE* также подвержены изменению, как и высокоиттриевые, но без деструкции, сохраняясь в виде реликтов. Различие маркируется схемой: $Mg^{2+} + P^{5+} \rightarrow REE^{3+} + Si^{4+}$.

Наибольшую нагрузку на вторую компоненту F2 (табл. 1, рис. 2 а) дает Nb, связанный с Zr и Ti, что отражает кристаллохимическое сродство элементов при отсутствии конкуренции в позиции M5 структуры. В случае гайнита-(Y) M5 может быть недозаполнена этими элементами, а в случае высокоиттриевых и особенно высокоредкоземельных точек сумма титана ниобия и циркония может доходить до 1.5 (нестехиометричный состав).

3. Третий фактор F3 (табл. 1, рис. 2 b) с большими нагрузками Mn и Cl говорит о том, что декатионизированные образцы, преимущественно пористые (точки 6) специализированы с Mn и Cl. Группа (Na, F) в отличие от группы (Ca, Na, F) с нагрузкой на F1 дает нагрузки как на F3, так и на F4 (рис. 2 d, IV квадрант), соответствуя группе составов гайнита-(Y) на графике счетов (рис. 2 d). Это значит, что в данном случае можно говорить о специализации в отношении отдельных позиций структуры: (Na, F) соответствует позициям в О-слое, а (Ca, Na, F) – всем катионным позициям суммарно. Тогда лежащая напротив (Na, F) во II квадранте группа (Zr, Ti) легко объясняет, где находятся избыточный титан и цирконий – конечно в других позициях О-слоя, и чем больше таких смешанных позиций, тем менее устойчива структура к изменению.

4. Четвертым фактором F4 (табл. 1, рис. 2 b) с вкладом в дисперсию 14 % дается простая схема изоморфных замещений $Ca^{2+} + Fe^{3+} \rightarrow K^+ + Ti^{4+}$. Она работает как в отношении гайнита-(Y) (точки 1, выстроились вдоль F4), но также и для ровных (точки 3), высокоредкоземельных, и отвечает за устойчивость к деструктивному изменению. Схема не связана с выщелачиванием.

Работа поддержана грантом РФФИ № 16-05-00427 и в рамках госзадания № 0231-2015-0003.

- 1. Йёреског К.Г., Клован Д.И., Рейтент Р.А. Геологический факторный анализ. М.: Недра. 1980. 223 с.
- Селиванова Е.А., Лялина Л.М. Минералы групп ринкита и розенбушита на Кольском полуострове // Сб. матер. XIII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии «Региональная геология, минералогия и полезные ископаемые Кольского полуострова». ГИ КНЦ РАН. Апатиты, 4-5 апреля. 2016. С. 296-300.
- 3. Christiansen, C.C., Johnsen, O., Makovicky, E. Crystal chemistry of the rosenbuschite group // Canadian Mineralogist. 2003. V. 41. P. 1203-1224.
- 4. Lyalina L.M., Zolotarev Jr A.A., Selivanova E.A., Savchenko Ye.E., Zozulya D.R., Krivovichev S.V., Mikhailova Yu.A. Structural characterization and composition of Y-rich hainite from Sakharjok nepheline syenite pegmatite (Kola Peninsula, Russia) // Mineralogy and Petrology. 2015. V. 109. N 4. 443-451 p.
- 5. Lyalina L.M., Zolotarev A.A. Jr., Selivanova E.A., Savchenko Ye.E., Krivovichev S.V., Mikhailova Yu.A., Kadyrova G.I., Zozulya D.R. Batievaite-(Y), Y₂Ca₂Ti[Si₂O₇]₂(OH)₂(H₂O)₄, a new mineral from nepheline syenite pegmatite in the Sakharjok massif, Kola Peninsula, Russia // Mineralogy and Petrology. 2016. V. 110(6). 895-904 p.
- 6. Lyalina, L., Zozulya, D., Selivanova, E., Savchenko Ye. Genetic relationship between batievaite-(Y) and hainite-(Y) from Sakharjok nepheline syenite pegmatite, Keivy alkaline province, NW Russia. Conference on accessory minerals, 13-17.09.2017. Vienna.
- Sokolova E., Camara F. The seidozerite supergroup of TS-block minerals: nomenclature and classification, with change of the following names: rinkite to rinkite-(Ce), mosandrite to mosandrite-(Ce), hainite to hainite-(Y) and innelite-1T to innelite-1A // Mineralogical Magazine. 2017 81. 1457-1484 p.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ХРОМИТОНОСНЫЙ ИНТРУЗИВ ПАДОС-ТУНДРА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): НОВЫЕ SM-ND ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ РИТМИЧНО-РАССЛОЕННОЙ СЕРИИ

Серов П.А., Стешенко Е.Н., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Баянова Т.Б. Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, serov@geoksc.apatity.ru

Массив Падос-Тундра располагается в западной части Кольского полуострова и является частью Нотозерского гипербазитового комплекса [2, 3]. На уровне современного эрозионного среза интрузия представлена телом площадью около 13 км², вытянутым в северо-восточном направлении (рис. 1).

Вмещающие породы – архейские гранито- и гранодиорито-гнейсы. В строении массива выделяют три основных зоны: эндоконтактовая зона, ритмично-расслоенная серия и верхняя зона. Эндоконтактовая зона мощностью 10-20 м представлена рассланцованными амфиболовыми породами, образованными в процессе метаморфизма основных пород. *Ритмично-расслоенная серия* представлена рядом пород от дунитов до ортопироксенитов и слагает основной объем массива. Всего выделяют 7 ритмов, каждый из которых начинается дунитами и завершается ортопироксенитами. В породах этой серии развиты дайки мезо- и лейкократовых габбро, диоритов и горнблендитов, которые залегают в основном согласно с простиранием вмещающих их пород. *Верхняя зона* частично наблюдается на северо-востоке массива; ориентировочная мощность этой зоны около 400 м. Предполагается, что в результате надвига основной ее объем был перекрыт вмещающими породами. Особенностью массива является высокое содержание Cr (до 1.10%), который концентрируется в основном в хромшпинелидах. В массиве установлены 4 вкрапленных хромитовых горизонта пластового



Рис. 1. Геологическая схема массива Падос-Тундра (по [5] с дополнениями).

1 – положение массива в пределах Кольского полуострова; 2 – морена; ПРОТЕРОЗОЙ, породы: 3 – ультраосновные, 4 – тальк-магнезитовые; 5 – милониты (а), магнетит-хромитовые линзовидные и столбообразные тела (б); 6 – дайки плагиогранитов (а), гранитный купол (б); 7 – серпентиниты (а), тремолитовые породы по ортопироксенитам (б); 8 – габбро; 9 – ортопироксениты; 10 – ортопироксениты оливиновые (гарцбургиты); 11 – гарцбургиты; 12 – дуниты (а), хромититы (б); 13 – хлорит-биотит-амфиболовые породы экзоконтакта; 14 – амфиболиты гранатовые; АРХЕЙ: 15 – гранито- и грано-диорито-гнейсы; 16 – границы: а – массивов, б – петрографических разновидностей пород; 17 – тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 18 – надвиги: а – региональные, б – локальные; 19 – предполагаемый контур гнейсо-гранитного купола; 20 – элементы залегания: а – гнейсовидность, б – контакты пород массива; 21 – места отбора проб и их номера.
типа, а также ряд линзовидных и столбообразных тел [5]. Согласно ранее проведенным исследованиям, считалось, что формирование массива происходило на рубеже 2.5-2.4 млрд. лет, а сам массив близок по строению, составу и условиям формирования к расслоенным комплексам палеопротерозоя [5, 8]. Однако геохронологическое изучение показало более молодой возраст – около 2.15 млрд. лет [9]. Определение возраста формирования интрузива и внедрения дайкового комплекса базировалось на Sm-Nd изохронных определениях с использованием не только породообразующих и рудных (хромшпинелид), но и метаморфогенных минералов (амфибол, рутил). Проведенные тесты на смешение и анализ модельных возрастов дают основания предполагать более древний возраст массива, а полученные ранее Sm-Nd датировки требуют пересмотра и дополнительных изотопных исследований. В связи с этим одной из главных целей настоящей работы было исследование качественного геохронологического материала, повторно отобранного в ходе полевых работ 2016 г. Для изотопных исследований были отобраны пробы (11 проб) пироксенитов, гарцбургитов и дунитов из центральной, наиболее сохранившейся, части массива (5-й и 6-й ритмы).

Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262. Методики химической пробоподготовки и проведения изотопного анализа подробно описаны в работах [1, 6, 7, 10].

Изотопный Sm-Nd возраст по 11 образцам породы в целом равен 2485 ± 77 млн. лет, $\varepsilon_{Nd}(T) = +2.0\pm0.6$ (рис. 2, табл. 1). Полученный возраст близок к возрастам пород расслоенных интрузий северо-восточной части Балтийского щита [1, 6, 7, 10].

			Концен	трация,	Изотопные	T _{DM} ,		
Образец	Порода	Ритм	МК	г/г	1470 (144) 7.1	1422 7 1 /1442 7 1	МЛН.	$\epsilon_{Nd}(T)$
			Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Jier	
П-12/1	пироксенит	5	0.017	0.091	0.1118	0.511326±20	2717	+1.5
П-6/2	гарцбургит серпен- тинизированный	5	0.010	0.055	0.1155	0.511405±22	2698	+1.8
П-4/3	оливиновый пирок- сенит (гарцбургит)	5	0.037	0.157	0.1420	0.511835±16	2784	+1.8
П-15/1	пироксенит амфи- болизированный	4-5	0.068	0.346	0.1185	0.511469±14	2681	+2.1
П-16/1	пироксенит с руд- ной минерализацией	4-5	0.013	0.064	0.1177	0.511436±20	2712	+1.7
П-2/1	оливиновый пироксенит	5	0.028	0.125	0.1338	0.511713±11	2734	+2.0
П-6/1	дунит	5	0.024	0.106	0.1384	0.511783±43	2757	+1.9
П-8/3	пироксенит амфи- болизированный	6-7	0.028	0.130	0.1288	0.511617±15	2742	+1.7
П-8/2	амфиболизирован- ная порода с рудной минерализацией	6-7	0.015	0.075	0.1193	0.511478±15	2689	+2.1
П-17/1	дунит серпентини- зированный	6-7	0.037	0.149	0.1496	0.511969±42	2799	+1.9
П-24/1	пироксенит	7	0.021	0.115	0.1124	0.511361 ± 50	2681	+2.0
P-1 WR	пироксенит	5-6	0.054	0.237	0.1306	0.511868±17	2345	+1.1
P-1 Chr-Spl	хромшпинелид		0.017	0.083	0.1208	0.511775±27		
P-1 Opx-1	ортопироксен		0.097	0.435	0.1344	0.511926±30		
P-1 Opx-2	ортопироксен		0.055	0.233	0.1419	0.512028±20		

Таблица 1. Результаты Sm-Nd исследований пород и минералов ритмично-расслоенной серии массива.

Примечание. Среднее значение отношения $^{143}\rm Nd/^{144}\rm Nd$ в стандарте JNd_i-1 за период измерений составило 0.512081±13 (N=11).



Рис. 2. Sm-Nd изохроны для пород и минералов ритмично-расслоенной серии массива.

Минеральная изохрона, построенная по ранее полученным данным, отражает возраст 1872±230 млн. лет (рис. 1), что, в пределах ошибки, может соответствовать эпизоду метаморфического события на рубеже 1.9 млрд. лет и указывать на перестройку Sm-Nd изотопной системы на уровне минералов. Близкий Sm-Nd возраст по породе и метаморфическим рутилам – 1872±76 млн. лет [9] – был получен для амфиболизированных габброноритов Малого Падоса (сателлит массива). Полученный возраст интерпретируется как временной рубеж пост-метаморфического остывания пород до температуры 650-600°C. Эта температура соответствует температуре закрытия изотопной Sm-Nd системы в гранатах из глиноземистых гнейсов района Явр-Падос-Нота, возраст которых около 1.89 млрд. лет [4].

Полученные изотопно-геохронологические данные, в совокупности с результатами предыдущих исследований по геохимии, петрологии и минералогии массива [5, 8, 9], позволяют относить массив к обширной палеопротерозойской изверженной провинции, богатой на месторождения стратегических видов минерального сырья – Cr, Cu-Ni-Co, ЭПГ, Ti-Fe-V.

Таким образом, новые Sm-Nd геохронологические данные указывают на более древний возраст пород массива и его ритмично-расслоенной серии, который близок к возрасту палеопротерозойской рудномагматической системы Фенноскандинавского щита, длительно развивавшейся 2.53-2.40 млрд. лет назад.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ №№ 16-05-00305 и Программы Президиума РАН №1.4. Тема Госзадания № 0231-2015-0005.

- 1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 2004. 174 с.
- 2. Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс) / Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 147-153.
- 3. Зак С.И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980.
- Каулина Т.В., Беляев О.А., Апанасевич Е.А., Деленицин А.А., Жавков В.А., Козлова Н.Е., Серов П.А. Эволюция процессов метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе (ЛГП) и поясе Тана: U-Pb и Sm-Nd данные // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты, 2005. С. 34-53.

- 5. Мамонтов В.П., Докучаева В.С. Геология и рудоносность массива Падос-Тундра на Кольском полуострове // Отечественная геология. 2005. № 6. С. 52-60.
- Серов П.А. Возрастные рубежи формирования платинометалльного оруденения Федорово-Панского расслоенного интрузива по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным характеристикам // Автореф. дисс. канд. геол.мин. наук. Воронеж. 2008. 24 с.
- 7. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сульфидные минералы новые геохронометры при Sm-Nd датировании рудогенеза расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Балтийского щита // Литосфера. 2014. № 4. С. 11-21.
- 8. Тюремнов В.А., Смолькин В.Ф., Мысов С.В. Особенности магнитного поля и магнитных свойств ультаосновных пород из зон хромитового оруденения массива Падос-Тундра (Кольский полуостров) // Российский геофизический журнал. 2002. № 25-26. С. 65-67.
- Шапкин С.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. Новые Sm-Nd и U-Pb данные для пород массива Падос-Тундра (зап. часть Кольского полуострова) // Геология и геоэкология: исследования молодых; мат. XIX молодежной конф. посв. памяти К.О. Кратца, Апатиты, 2008. С. 63-66.
- Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E. and Kamensky I. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fennoscandian Shield – Isotope Nd-Sr and ³He/⁴He Data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization / Geochronology – Methods and Case Studies / INTECH. 2014. P. 143-193.

ВЛИЯНИЕ ТВЕРДОФАЗНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ НА ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И СОДЕРЖАНИЕ ГЕЛИЯ В КЛИНОПИРОКСЕНЕ КОВДОРСКОГО МАССИВА

Сидоров М.Ю., Скиба В.И., Козлов Е.Н., Каменский И.Л.

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, sidorov@geoksc.apatity.ru

Введение, задачи и цели исследования

На протяжении ряда лет в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИ КНЦ РАН в качестве внутрилабораторного твердофазного стандарта применялся клинопироксен из Ковдорского массива, предоставленный Е.Г. Балаганской. Использование термического метода экстракции гелия в зернах и «пудре Икорского» выявило несколько позиций нахождения гелия в указанном клинопироксене (рис. 1). Сравнение этих данных показало, что одна из позиций содержит около 50% всего гелия вещества, в то время как содержание в них ³Не от общего содержания этого изотопа достигает двух третей. Более радиогенный состав гелия из второй позиции, максимум выделения которого происходит при полной деструкции вещества (плавлении), позволяет интерпретировать его как радиогенный гелий, образовавшийся *in situ* за счет распада U и Th, в структуре минерала. Более мантийный гелий первой позиции рассматривается в качестве захваченного при кристаллизации. Традиционно в качестве основного механизма этого захвата рассматривается фиксация флюидной фазы в газово-жидких микровключениях, однако каких-либо специализированных исследований на этот предмет не проводилось. Первоначальная цель нашей работы заключалась в поиске включений и комплексном исследовании их методами термобарогеохимии.



Рис. 1. Термограмма выделения гелия в зернах и «пудре».

Образцы, методы исследования и результаты

Монофракция клинопироксена из Ковдорского массива представлена буровато-зелеными кристаллами и их обломками, размер которых варьирует от 0,1 до 1,5 мм с преобладанием крупного размерного класса (рис. 2, а). Вместе с клинопироксеном в монофракции присутствует незначительное количество других минералов, среди которых чаще всего встречаются магнетит и флогопит.

Для поиска и диагностики флюидных включений был изготовлен искусственный аншлиф, содержащий около 160 кристаллов клинопироксена. Исследования проводились с помощью рамановского спектрометра Horiba Yvon HR 800, оборудованном конфокальным микроскопом Olympus BX41 (РЦ «Геомодель», Научный парк СПбГУ, аналитик В.Н. Бочаров) по рекомендациям, указан-

Сидоров М.Ю. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.081



Рис. 2. Клинопироксен Ковдорского массива.

а – общий вид монофракции клинопироксена (оптическое изображение в проходящем свете); б – твердофазные минеральные включения в клинопироксене (изображение в обратно отраженных электронах). Phl – флогопит, Cal – кальцит, Mgt – магнетит, Per – перовскит.

ным в [3]. К нашему удивлению, собственно флюидные включения в исследованной выборке кристаллов отсутствуют! Вместо них были обнаружены многочисленные твердофазные минеральные включения, буквально переполняющие клинопироксен.

Для диагностики и определения химического состава минеральных включений в клинопироксене использовался электронный сканирующий микроскоп Hitachi S-3400 N, оборудованный энергодисперсионной приставкой для количественного анализа EDX-AzTec Energy 350 с комплектом стандартных образцов (РЦ «Геомодель», Научный парк СПбГУ, аналитик Н.С. Власенко). В ходе исследования в клинопироксене были диагностированы твердофазные минеральные включения магнетита, кальцита, апатита, флогопита, перовскита и их срастания (рис. 2, б). Объемное содержание минеральных включений в клинопироксене составляет 10-15%.

Специфика минерального состава включений, обладающих резко отличной магнитной восприимчивостью, позволила для грубого экспрессного разделения вещества использовать универсальный постоянный магнит А.Я. Сочнева модели С-5. Разделение проводилось на сильномагнитную и слабомагнитную фракции и немагнитный остаток (В.И. Басалаева, ГИ КНЦ РАН, Апатиты). В сильномагнитной фракции клинопироксен присутствует в незначительных количествах, в целом она отвечает составу темноцветных включений с преобладанием магнетита. Слабомагнитная фракция представлена клинопироксеном и флогопитом. Немагнитная фракция состоит из обломков клинопироксена с незначительной примесью других минералов и больше других фракций соответствует исходному клинопироксену (рис. 3).



Рис. 3. Выделенные по магнитным свойствам фракции.

а – магнитная, б – слабомагнитная, в – немагнитный остаток. Изображения в отраженном свете. Линейный масштаб 250 мкм.

Размер минеральных обломков в выделенных фракциях значительно меньше, чем модальный размер ранее исследованного исходного клинопироксена и варьирует от 0.01 до 0.25 мм, причем магнитная и немагнитная фракции сложены самыми мелкими обломками. В исходной фракции клинопироксена и отсепарированных фракциях для выделения гелия применялся метод дробления в вакуумированных стеклянных ампулах [1]. Анализы производились на масс-спектрометре МИ-1201. В дополнение к полученным результатам (таблица) приведены данные по гелию в исходном пироксене, экстрагированному как дроблением, так и плавлением. Отметим, что именно в исходной монофракции клинопироксена установлены самые высокие содержания и отношения изотопов гелия. Из трех фракций самое низкое отношение ³Не/⁴Не оказалось в магнитной фракции, значительно выше (в 1.5 раза) – в слабомагнитной, а самое высокое, близкое к исходному клинопироксену, – в немагнитной. Для всех выделенных фракций получено меньшее содержание изотопов гелия по сравнению с исходной монофракцией клинопироксена.

Образец	бразец Навеска, г		Метод экстракции	⁴ Не×10 ⁻⁶ , см ³ /г	(³ He/ ×10 ⁻⁶	^{/4} He) R	³ Не×10 ⁻¹⁰ , см ³ /г
Магнитная фракция	0.1	0.01-0.25	дробление	5.7	8.8	6.29	0.50
Слабомагнит- ная фракция	0.1 0.01-0.25		дробление	7.7	12.2	8.71	0.94
Немагнитная фракция	0.2	0.01-0.25	дробление	5.95	13.7	9.79	0.82
	2.0	0.25-0.63	дробление	12.1	16.3	11.64	1.97
U av a mu vě	2.0	0.25-0.63	дробление	12.3	15.9	11.36	1.96
ИСХОДНЫИ	0.4	0.25-0.63	дробление	18.3	15.01	10.72	2.75
клинопирокесн	2.0	0.25-0.63	плавление	37	8.31	0.23	3.08
	2.0	0.25-0.63	плавление	40	7.6	0.19	3.04

Таблица. Результаты изотопных анализов гелия в различных по магнитным свойствам фракциях из клинопироксена Ковдорского массива.

Примечание: $R = ({}^{3}He/{}^{4}He) / R_{a}$, где R_{a} – соотношение изотопов гелия в атмосферном воздухе, равное $1,4 \times 10^{-6}$.

Обсуждение результатов и выводы

Специальные исследования в значительной выборке кристаллов клинопироксена Ковдорского массива не выявили присутствие в них флюидных микровключений, что оставляет открытым вопрос о местонахождении захваченного гелия в этом минерале.

Значительная разница в содержаниях и отношениях изотопов гелия в исходном клинопироксене и выделенных фракциях (рис. 4) объясняется нами меньшими размерами минеральных обломков во фракциях. Напомним, что ранее исследовавшийся исходный клинопироксен в силу некоторых обстоятельств был существенно более крупнозернистым, чем тот, что пошел на магнитную сепарацию. Наблюдающаяся устойчивая тенденция к уменьшению содержания гелия в клинопироксене по мере снижения размерности зерен от исходного пироксена к отсепарированным фракциям, вероятней всего, связана с частичной физической потерей гелия из ранее указанной первой позиции («захваченного» гелия) в ходе измельчения вещества при пробоподготовке. Это объясняет и некоторое смещение отношения ³Не/⁴Не от исходного клинопироксена к пироксену из немагнитной и слабомагнитной фракции, что делает вопрос о структурной позиции гелия еще более острым.

С точки зрения отношения ³He/⁴He аномально низким (в 1.5-2 раза меньшими, чем в прочих анализах) оказался изотопный состав гелия в магнитной фракции, состоящей преимущественно из магнетита и флогопита – основных минералов включений. Отметим, что сходный результат был ранее получен при изучении изотопии гелия в магнетите и клинопироксене из мелилит-оливин-кальцитового пегматита Ковдорского массива [2]. Таким образом, сами включения в клинопироксене не являются обособленным источником более радиогенного гелия.

Проведенные нами исследования показывают, что для корректной интерпретации данных по изотопии гелия необходимо проведение предварительного минералогического и химического изучения образцов. Прежде всего, это поиск и диагностика флюидных включений в прозрачных мине-

Сидоров М.Ю. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.081



Рис. 4. Отношения изотопов гелия и концентрации ⁴Не в клинопироксене и различных по магнитным свойствам фракциях. R_a – соотношение изотопов гелия в атмосферном воздухе, Δ^4 Не – потери гелия при дроблении.

ралах с помощью рамановской спектроскопии как наиболее экспрессного метода. При выявлении заметного количества твердофазных включений в исследуемом минерале, необходимо попытаться разделить фазы различными методами сепарации (магнитная и электромагнитная сепарация, разделение в тяжелых жидкостях и др.) и провести изотопные исследования в выделенных фракциях. Для оценки вклада радиогенных изотопов гелия в выявленных отношениях ³He/⁴He необходимо провести химический анализ фракций на литий, уран и торий.

Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность В.И. Басалаевой (ГИ КНЦ РАН, Апатиты), а также В.Н. Бочарову и Н.С. Власенко (РЦ «Геомодель», Санкт-Петербург) за помощь в проведении аналитических работ.

Работа выполнена в Геологическом институте Кольского научного центра РАН в рамках государственного заказа № 0231-2015-0009.

- 1. Икорский С.В., Каменский И.Л. Метод дробления горных пород и минералов горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов // Тез. докл. XV Симпозиума по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова. Москва. 1998. С. 115.
- 2. Каменский И.Л., Икорский С.В., Каулина Т.В. Диагностика изотопной генетической метки ³He/⁴He на примере минералов мелилит-оливин-кальцитового пегматита в оливинитах Ковдорского массива (Кольский полуостров) // Вестник ИГ КомиНЦ УрО РАН. 2014. № 12. С. 3-7.
- 3. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration. 2012. V. 112. P. 1-20.

ВНУТРИПЛАТФОРМЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Сим Л.А.¹, Маринин А.В.¹, Жиров Д.В.², Гордеев Н.А.¹

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, sim@ifz.ru ² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Реконструкция тектонических напряжений на платформенных территориях кинематическим методом [3] позволила откартировать структуры, которые дали возможность обосновать источники тектонических напряжений внутри собственно платформ, что вступает в противоречие с практически общепринятым мнением об относительной однородности поля напряжений внутри платформ и его зависимости от режима перемещения крупных литосферных плит [4]. Определения локальных стресс-состояний (ЛСС) разных точек наблюдения в восточной части Балтийского щита были объединены в общие поля тектонических напряжений по методу Л.А. Сим [11]. В соответствии с этим методом на единую стереограмму наносились ориентации осей сжатия и растяжения ЛСС, восстановленные на некотором участке. Далее по определенным правилам находились оси главных нормальных напряжений сжатия и растяжения общего поля напряжений, действовавшего на рассматриваемый участок извне; ориентировки осей ЛСС отражают возмущения поля напряжений за счёт уже существующих неоднородностей геологической среды. Важным вопросом при определении общих полей напряжений является их ранжирование и соподчинение, поэтому в единое общее поле объединялись ЛСС, связанные структурно. Другим критерием являлась площадь тектонофизических исследований, включающая различные структуры. Так, 1-ый ранг поля напряжений принят для Карельского участка исследований, включавшего на площади 100 × 100 км различные неотектонические структуры и региональные разломы, определенно активные в новейший этап (Онего-Сегозерский). Прочие определения общего поля напряжений отнесены к рангам меньшего порядка (например, исследованная часть Ковдорского массива). На восточной части Балтийского щита были закартированы крупные по площади районы и структуры, которые находились в согласии с концепцией тектоники плит и показали 3C3 ориентации осей сжатия и субмеридиональной – оси растяжения (Карельский полигон, Ковдорский массив щелочных пород) в сдвиго-



Рис. 1. Неотектонические напряжения восточной части Балтийского щита (по: [16] с изменениями и дополнениями).

1-2 - Тектонические напряжения, восстановленные кинематическим методом О.И. Гущенко [3]: 1 – 1-го, 2 – 2-го рангов. На стереограммах показаны оси главных нормальных напряжений: синие - растяжения, черные – промежуточные, красные – сжатия, и плоскости действия максимальных касательных напряжений (сетка Вульфа, верхняя полусфера). 3-4 – Неотектонические разломы и сдвиговые перемещения по ним. 5-7 – Тектонические структуры: 5 - Балтийский щит, 6 - Русская плита, 7 - байкалиды – выход на дневную поверхность фундамента Тимано-Печорской плиты. І –Мурманский участок; II - массив Ковдор; III - массив Хибины; IV - залив Кандалакша; V – Карельский полигон; VI-VIII: VI – северо-запад побережья Онежского озера; VII - северо-восток побережья Онежского озера; VIII - юг побережья Онежского озера; IX - Карельский перешеек. В пределах СВ крыла Западно-Тиманского глубинного разлома: п-ов Рыбачий и п-ов Канин (по: Сим, 2000).

Сим Л.А. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.082



Рис. 2. Схема неотектонических напряжений восточной окраины Анабарского щита Восточно-Сибирской платформы. 1-2:

1 – оси сжатия в горизонтальной плоскости, характеризующие: разломы,

- 2 сводовые поднятия;
- 3 сдвиги;
- 4-5 локальные геодинамические обстановки:
- 4 сжатия, 5 растяжения;
- 6 разрывные структуры;

7 – структуры фундамента, унаследовано развивающиеся в неотектонический этап как поднятия.

а – Оленёкское поднятие;

б – Мунско-Суханское поднятие.

вом поле, связанном с воздействием процессов спрединга в северной Атлантике [13]. Реконструкции тектонических напряжений в Хибинском массиве показали отклонение оси сжатия от широтного и ЗСЗ простираний, а также взбросовое поле напряжений с субвертикальной ориентацией оси растяжения (геодинамический режим горизонтального сжатия) [16]. Анализ авторского полевого материала, собранного в полевой сезон 2016 г на трассе Мурманск-Апатиты позволил охарактеризовать общее поле напряжений в северном и СЗ обрамлении Хибинского массива также как взбросовое с субгоризонтальной ориентацией оси сжатия с ВСВ ориентацией. Назовем это общее поле условно «Мурманский участок» (рис. 1). Таким образом, как минимум два определения общих полей напряжений на Балтийском щите: Мурманский участок и Хибины не согласуются с концепцией о наличии в восточной части Балтийского щита сдвигового поля напряжений, обусловленного влиянием спрединга в Северной Атлантике. Сбросовое поле напряжений, общее для побережья Кандалакшского залива, увязывается с развитием неотектонической структуры Кандалакшского грабена и вполне объяснимо с позиций тектоники плит. В районе Карельского перешейка и в обрамлении Онежского озера также восстановлены общие поля тектонических напряжений сдвиго-взбросового типа. Необходимо отметить, что эти определения находятся практически в зоне неустойчивых тектонических напряжений на границе между западным (оси сжатия 3С3 – широтного направления) и восточным (субмеридионального направления) типами ориентации осей сжатия в горизонтальной плоскости [13, 15].

Общие поля тектонических напряжений взбросового типа в восточной части Балтийского щита перекликаются с проблемой источников избыточного горизонтального сжатия в структурах платформ, которая давно привлекала исследователей. В ряде работ второй половины XX века такие напряжения интерпретировались как остаточные напряжения от предыдущих эпох [1,5]. Для Фенноскандинавского щита была рассмотрена версия о наличии восходящих движений в земной коре, сопровождающихся денудацией поверхности и приводящих к частичной вертикальной разгрузке пород, следствием которой являлось возникновение остаточных гравитационных напряжений горизонтального сжатия [10]. На основе расчета возможной величины денудационного сноса с Фенноскандинавского щита за мезозой-кайнозой [17] была предпринята попытка расчета остаточных гравитационных напряжений на щите. Расчеты напряжений, выполненные тектонофизическим методом, учитывающим амплитуды денудации, дают результаты, близкие к величинам напряжений, измеренным инструментальными методами *in situ* для Ловозерского, Хибинского и Ковдорского массивов. Это позволяет рассматривать механизм формирования остаточных гравитационных напряжений, вызываемых денудацией, как один из возможных для объяснения высокого уровня напряжений горизонтального сжатия. Предполагается, что механизм формирования перечисленных структур с общими полями тектонических напряжений взбросового типа обусловлен остаточными гравитационными напряжениями, реализованными при эксгумации пород.

Неотектонические напряжения II ранга, восстановленные на Северном, Приполярном и Полярном Урале показывают вертикальную ориентацию оси растяжения; субгоризонтальные оси сжатия II ранга нормальны к складчатым структурам Урала или параллельны плоскостям крупных разломов [13, 14]. Исключением является Кожимский массив в ядре Ляпинского антиклинория. Здесь восстановлен сбросовый тип напряженного состояния (или режим горизонтального растяжения) с несвойственной для Урала субвертикальной осью сжатия. Массив относится к коре континентального типа, представлявшей восточную окраину Восточно-Европейской платформы, на которую надвинуты уральские структуры в процессе герцинской складчатости. В ядре массива по данным геофизики установлен гранито-гнейсовый купол; на дневной поверхности в процессе новейшего орогенеза обнажаются протерозойские сланцы, прорванные палеозойскими гранитными телами. Гранито-гнейсовый купол всплывает независимо от орогенных процессов на Урале, в его пределах находится наиболее высокая вершина Уральских гор – г. Народная. Локальные стресс-состояния III ранга показывают крутую ось сжатия в ядре структуры, которая выполаживается к периферии и занимает радиальное положение относительно ядра. Таким образом, массив в неотектонический этап явно имеет свой источник тектонических напряжений, независимый от новейшего орогенеза на Урале.

На северо-восточной окраине Анабарского щита Восточно-Сибирской платформы на Оленекском поднятии проведена реконструкция неотектонических напряжений [2] структурногеоморфологическим методом [12]. Оленекское и расположенное южнее Мунское новейшие поднятия являются положительными структурами фундамента, унаследованно развивающиеся с протерозоя как положительные структуры. По этим поднятиям восстановлены радиально расходящиеся ориентировки горизонтальных осей сжатия (рис. 2), показывающие, что эти структуры формируются под воздействием внутриплатформенных источников деформирования по аналогии со структурами Балтийского щита.

Таким образом, результатами выполненных исследований показано, что новейшие структуры на щитах платформ формируются в значительной мере под действием остаточных гравитационных напряжений, освобождающихся при опережающем относительно вмещающей рамы воздымании и денудации геологических структур и/или блоков. Локальные источники поля напряжений могут превалировать над региональными, а длительно развивающиеся внутренние процессы в пределах платформенных структур (формирование гранито-гнейсовых куполов) способны превышать воздействие процессов складчатости и орогенеза.

- 1. Волох Н.П., Сашурин А.Д., Липин Я.И. Исследования остаточных напряжений в крепких горных породах // Современные проблемы механики горных пород. Л.: Наука. 1972. С. 186-189.
- Гордеев Н.А. Тектонофизический анализ линеаментов Оленкского поднятия // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов 4-й всероссийской конференции в 2-х томах. Т. 1. М.: ИФЗ. 2016. С. 48-52.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3.
- 4. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. 2004. М.: Научный мир. 610 с.
- 5. Марков Г.А. О распространении горизонтальных тектонических напряжений в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология. 1980. № 1. С. 20-30.

- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Москва: Изд-во: ГЕОС. 2017. 225 с.
- 7. Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 538-542.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А. Козырев А.А., Рыбин В.В. Жиров Д.В. Первые оценки величин напряжений по геологическим данным // Современное состояние наук о Земле. Матер. междунар. конф., посв. Памяти В.Е. Хаина. М.: 1-4 февраля 2011 г. Изд-во: геол.ф-т МГУ. С. 1553-1554. http://khain2011.web.ru.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Ю.Л. Ребецкий, Л.А. Сим, А.В. Маринин; отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Москва: Изд-во: ГЕОС. 2017. 225 с.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А. О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 4. С. 263-280.
- 11. Сим Л.А.Определение регионального поля по данным о локальных напряжениях на отдельных участках. Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1982. № 4. С. 35-40.
- 12. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геология и разведка. 1991. № 10. С. 3-22.
- Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326-350.
- 14. Сим Л.А., Юрченко О.С., Сироткина О.А. Тектонические напряжения северных частей Урала // Геофизический журнал. 2005. № 1. Т. 27. С. 110-120.
- Сим Л.А. Области неустойчивых неотектонических напряжений на Русской плите //Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Матер. 14-й междунар. конф. 27-31 октября 2008. Ч. 2. Петрозаводск. Ред.-изд.отд. Карельского научного центра. С. 190-193.
- Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. http://gt.crust.irk.ru/magazin2011_3. html. C. 219-243.
- Сим Л.А О связи объема осадконакопления в бассейнах обрамления с величиной эрозионного сноса с Фенноскандинавского щита в мезокайнозое // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Матер. XLIV Тект. сов. М.: ГЕОС. 2012. С. 398-401; С. 392-397.

О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ ЗАПАДНЫМ И ВОСТОЧНЫМ ТИПАМИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПЛАТФОРМ ЕВРОПЫ

Сим Л.А.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, sim@ifz.ru

Неотектонические напряжения на Западно-Европейской (ЗЕП) и Восточно-Европейской (ВЕП) платформах восстановлены преимущественно двумя методами: на Балтийском щите кинематическим [1] и структурно-геоморфологическим (СГ) методом реконструкции сдвиговых перемещений [5]. С помощью СГ метода восстанавливаются ориентации осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, тип сдвигового перемещения по разломам (правый или левый), геодинамическая обстановка формирования разлома (растяжения или сжатия). Т.к. сдвиговые напряжения восстанавливаются по мелким прямолинейным элементам рельефа, которые дешифрируются в зоне динамического влияния сдвигов, то возраст восстановленных СГ методом напряжений принимается за новейший по возрасту молодых отложений, почти сплошь перекрывающих на дневной поверхности платформенный чехол. Восстановленные комплексом тектонофизических методов неотектонические напряжения на ЗЕП и ВЕП платформах выявили два типа сдвигового напряженного состояния: западный и восточный [6, 11]. Западный тип характеризуется запад-северо-западной и широтной, восточный – субмеридиональной ориентациями осей сжатия в горизонтальной плоскости. Между разными типами напряженного проведена граница, состоящая из двух ветвей. Первая проходит на севере примерно по границе Балтийского щита и Русской плиты, далее она имеет СВ простирание, переходящее в меридиональное и проходит по западу Белорусской антеклизы практически до Восточных Карпат. Граница между западным и восточным типами напряженного состояния сместилась от ожидаемого ее совмещения с линией ТТ – границей между платформами с разновозрастным фундаментом. Сопоставление неотектонических напряжений, восстановленных СГ методом по обе стороны от линии ТТ с современным рельефом показала, что генеральные ориентации осей сжатия сохраняются субширотными в обоих крыльях разлома, а меридиональное растяжение подтверждается широтными уступами и эскарпами, выделенными С. Остафичуком [9] (рис. 1). Выделенная граница совпадает с аномалиями теплового потока [3] и, видимо, обусловлена глубинным строением литосферы в этой части ВЕП на неотектоническом этапе.



Рис. 1. Сопоставление неотектонических напряжений с особенностями рельефа Польши (по [6]). Слева: Неотектонические напряжения, восстановленные СГ методом: 1 – разломы: а – I, б – II порядка; 2 – кинематические типы разломов: а – сдвиги, б – сбросы; 3 – Оси сжатия в горизонтальной плоскости: а – I, 6 – II рангов; 4 – геодинамические обстановки формирования разломов: а – сжатия, б – растяжения; 5 – зона Тейссера-Торнквиста; 6 – платформы: а – Западно-Европейская, б – Восточно-Европейская. Справа: 1 – депрессии, 2 – эскарпы (по [9]).



Рис. 2. Схема районирования тектонических напряжений ВЕП и структур обрамления по типу напряженного состояния (А), сопоставление границы неустойчивых напряжений с тепловым потоком (Б) и с сейсмичностью (В). А – 1-4 – границы: 1 – крупнейшие разломы, ограничивающие разновозрастный фундамент платформ; 2 – крупнейших структур платформ северной Европы; 3 – орогенных структур; 4 – между областями с разными типами ориентировок осей главных нормальных напряжений. 5-8 – Области разного типа напряженного состояния: 5 – с 3-В и 3С3 ориентацией осей сжатия; 6 – с С-Ю и субмеридиональной ориентацией осей сжатия; 7 – с нестабильной ориентацией осей сжатия; 8 – с обстановкой растяжения.

Б – границы неустойчивых неотектонических напряжений и тепловой поток. 1-2 – Изолинии теплового потока: 1 – уверенные, 2 – предполагаемые [по: Карта теплового..., 1987], 3-4 – крупнейшие разломы: 3 –рифтогенные, 4 – прочие. В – эпицентры землетрясений (по: [Землетрясения..., 2007].

Вдоль побережья Балтийского моря выделена специфическая область, характеризующаяся геодинамической обстановкой растяжения и неустойчивой, двойственной ориентацией осей сжатия (рис.2). Обстановка растяжения, вероятно, связана с формированием молодых грабенов Балтийского щита. Двойная ориентация осей сжатия показывает, что крупные разломы в этой области могут активизироваться в новейшем поле напряжений как правые, так и как левые сдвиги. Это может объясняться попеременным развитием грабенов субмеридионального Ботнического и субширотного Финского заливов [6, 10]. Механизмы очагов Осмуссаарского и Калининградского землетрясений, определенных в этой области, имеют субширотную и субмеридиональную ориентации осей Р [4, 12], что свидетельствует и о современном режиме напряженного состояния, соответствующего восстановленным неотектоническим в этой области [7, 10]. Обстановка растяжения в выделенной области неустойчивых напряжений подтверждается аномальной проницаемостью гелия [8]. Выделенная граница практически идеально делит области платформ на западную с очагами землетрясений и асейсмичную восточную части, что подтверждает правомерность ее выделения по ориентировкам осей сжатия (рис. 2).

Вторая ветвь границы между разными типами напряженного состояния имеет субширотное простирание, которое на юго-западном склоне Воронежской антеклизы приобретает юго-восточное простирание и на южной границе Воронежской антеклизы становится опять субширотной. С севера и востока от этой границы оси сжатия субмеридиональны, на юг и юго-запад от нее оси сжатия хаотичны преимущественно в пределах Украинского щита. Можно предположить, что хаотическая ориентировка осей сжатия на юго-запад от второй ветви неустойчивых простираний осей сжатия связана не с неотектоническим напряженным состоянием, а со спецификой трещиноватости, отпрепарированной на дневной поверхности пород кристаллического фундамента Украинского щита. В древних архей протерозойских породах, разбитых разломами с разным возрастом заложения и активизации, трещиноватость также отражает смещения по разломам, различные на разных стадиях тектонического развития территории. Вероятность определения и дешифрирования трещинования стади-

тости, связанной со сдвиговыми перемещениями по разломам в неотектонический этап, невелика. Т.е. СГ метод, основанный на дешифрировании и интерпретации прямолинейных элементов рельефа, вероятно, имеет ограничения в применимости на щитах. Так, на Балтийском щите удалось определить СГ методом ориентировку главных нормальных напряжений в горизонтальной плоскости лишь на единичных разломах, заведомо активизированных на неотектоническом этапе. Например, в зоне крупного Онего-Сегозерского разлома в Центральной Карелии откартированы все признаки новейшей активности, вплоть до смещения озов, поэтому по трещиноватости взоне динамического влияния этого разлома восстановлена левосдвиговая кинематика в новейший этап. Этот тип перемещения по обсуждаемому разлому согласуется и с данными, полученными другими методами.

Выводы

На границе между разными типами ориентировки осей сжатия неотектонических напряжений выделяется зона неустойчивых тектонических напряжений. Разный тип напряженного состояния обусловлен влиянием процессов спрединга в Северной Атлантике (западный тип с 3С3 до широтной ориентировками осей сжатия) и в Арктике (восточный тип с субмеридиональной ориентацией оси сжатия). На юге Русской плиты субмеридиональное сжатие обусловлено влиянием орогенных процессов на Кавказе. Граница между разными типами неотектонического напряженного состояния обусловлена, вероятнее всего, глубинным строение земной коры.

- 1. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
- 2. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Под ред. Н.В. Шарова и др. // Кн. 1. Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2007. С. 173-218.
- Карта теплового потока Европы. Масштаб 1:6 000 000 // Ред. В.В. Гордиенко. Киев. Наукова думка, 1987.
- Никонов А.А. Калининградское платформенное землетрясение 2004 г. вопросы решаемые и решения ожидающие // Матер. XII междунар. конф. «Активные геологические и геофиз. процессы в литосфере. Методы, средства и рез-ты изучения. Т. 2. Воронеж. 2006. С. 21-22.
- 5. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геология и разведка. 1991. № 10. С. 3-22.
- Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326-350.
- Сим Л.А. Области неустойчивых неотектонических напряжений на Русской плите // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Матер. 14-й междунар. конф. 27-31 октября 2008. Ч. 2. Петрозаводск. 2008. Ред.-изд. отд. Карельского научного центра. С. 190-193.
- Схема проницаемости земной коры Европейской части СССР по данным гелиевых исследований. М-б 1:2500000 // Ред. А.Н. Еремеев. М. 1983.
- Ostaficzuk S. Impact of Poland's geological structure on neogeodynamics // Techn.posz. geol., geotsynopttyca I geotermia. 1995. N 3. S. 79-107.
- 10. Sim L. Neotectonic stress field of platform structures in the Baltic region // Technica Technica Poszukiwan Geol. Geosynoptica I Geotermia. Warszawa. 1999. No. 1. P. 96-101.
- 11. Sim L.A., Korcemagin V., Frischbutter A., Bankwitz P. The neotectonic stress field pattern of the East European Platform. Z. geol. Wiss. V. 27 (3/4). P. 161-181. Berlin. Sept. 1999
- Slunga R. Sourse mechanism of the Baltic earthquake interred from surfasewave recordings // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1979. V. 69. N 6. P. 1931-1964.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ (LA-ICP-MS) В МОНАЦИТЕ ИЗ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ИЧЕТЪЮ, СРЕДНИЙ ТИМАН

Скублов С.Г.^{1,2}, Красоткина А.О.², Макеев А.Б.³, Томсен Т.Б.⁴, Серре С.Х.⁴, Абдрахманов И.А.²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, skublov@yandex.ru ² Горный университет, Санкт-Петербург

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва, abmakeev@mail.ru

⁴ Геологическая служба Дании и Гренландии, Копенгаген, Дания

Пижемское месторождение титана и полиминеральное проявление Ичетью, расположенные на Среднем Тимане, в перспективе могут быть крайне востребованными как в отношении гигантских ресурсов титана и кварцевых песчаников стекольного качества, так и в возможном расширении перечня перспективных полезных компонентов (редкие металлы – Y, Zr, Nb, REE, алмазы и др.) [5 и др.]. Полиминеральное алмаз-золото-редкометалльно-редкоземельно-титановое рудопроявление Ичетью представляет собой горизонт конглобрекчиевых пород со сложной пятнистоструйчато-линзовидной морфологией тел и выдержанной мощностью от 0.2 до 1.5 м. Породы рудопроявления представлены светло-серыми кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и конглобрекчиями, залегающими между двумя мощными толщами в основании пижемских мономинеральных кварцевых песчаников стекольного качества и выше ильменит-лейкоксен-кварцевой малоручейской титаноносной толщи Пижемского месторождения Среднего Тимана. Породы рудопроявления Ичетью отличаются разнообразием минерального состава: диагностировано более 50 минералов, главные из которых: кварц, рутил, анатаз, ниобиевый рутил, ильменит, циркон, монацит, колумбит, гранаты, хромшпинелиды, турмалин, ставролит, золото с примесью серебра, кривогранные алмазы уральско-бразильского типа [4].

Проведено исследование геохимии монацита из 19 шлиховых проб, отобранных из пород рудопроявления Ичетью в бассейне рек Пижма, Умба и Средняя.

Аналитическая методика

Предварительное исследование состава монацита, зерна которого были смонтированы в эпоксидной смоле в стандартных шайбах, проведено методом SEM-EDS (JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200) в ИГГД РАН. Содержание 30 редких элементов определено методом LA-ICP-MS в лаборатории Геологической службы Дании и Гренландии (GEUS). Использовался NWR213 Nd:YAG лазерная система, соединенная с масс-спектрометром ELEMENT 2. Кратер диаметром около 40 мкм ставился в центре зерна в место, свободное от микровключений и трещин. Стекла NIST 612 и 614 и монацит-стандарт Bananeira использовались для оценки качества определения содержания редких элементов. В итоге было проанализировано 84 зерна монацита, средний состав которых приведен в таблице.

Результаты

Практически в каждой пробе выделено две разновидности монацита, достигающего в поперечнике 1–2 мм. Преобладает непрозрачный серый (до черного) глобулярный монацит, неодимцериевый по составу. Зерна этого типа линзовидные, со следами растворения и замещения. Высокая степень окатанности зерен свидетельствует о дальности их переноса. Характерно замещение порового пространства кварцем и флоренситом [3]. В отечественной литературе монацит с такими характеристиками называют куларитом [2, 6], однако, за рубежом этот термин не получил распространения и в настоящее время не используется.

Монацит обычного желтоватого оттенка представлен в подчиненном количестве, по составу он лантан-цериевый. Удлиненные кристаллы характеризуются однородным монолитным внутренним строением, а их относительно хорошая сохранность свидетельствует о близком коренном источнике [3].

Эле-	Куларит (серый монацит) (n = 58)					Желтый монацит (n = 26)					
мент	median	mean	sd	min	max	median	mean	sd	min	max	
Al	10250	10639	5146	2600	34000	0.13	9.71	18.9	b.d.l.	81.0	
Si	19500	23006	12717	8990	71000	143	261	488	b.d.l.	2310	
Ca	14950	16548	6482	3940	34000	9695	10621	6884	1455	33400	
Ti	2800	2802	1259	550	6100	0.23	0.37	0.42	b.d.l.	1.40	
Mn	12.3	20.3	19.0	4.03	96.0	0.55	2.14	4.04	b.d.l.	19.3	
Fe	6665	11904	12685	2190	60200	45.5	289	594	b.d.l.	2850	
Rb	21.1	22.8	11.5	4.00	69.0	0.22	0.22	0.13	0.02	0.49	
Sr	2260	2407	886	672	4910	1890	1948	1296	209	6640	
Y	6565	6495	686	4810	7780	1026	1176	909	79.9	3090	
Zr	63.5	64.9	17.2	34.9	104	0.24	0.37	0.40	b.d.l.	1.28	
Nb	19.0	24.2	18.3	6.70	98.0	0.15	0.17	0.12	0.02	0.38	
Ва	113	122	51.2	42.8	290	29.0	43.7	44.8	1.81	176	
La	73100	82010	33660	32900	201000	203300	203615	47951	95800	324000	
Ce	234500	231248	35750	134400	321000	260500	266127	22132	227000	308000	
Pr	38800	38286	3176	31100	44400	23350	25269	5492	19100	38600	
Nd	198950	197622	34736	108600	275000	79850	86077	28733	52100	157100	
Sm	45700	48125	20550	13200	99300	5210	7352	5574	2500	23990	
Eu	7295	7236	2830	2070	13970	951	1357	1191	368	5950	
Gd	22600	22109	7908	7410	38200	1683	2818	2986	709	12900	
Tb	1555	1526	358	820	2300	103	186	214	38.6	964	
Dy	4150	4108	622	2920	5440	351	529	547	65.7	2590	
Но	333	334	39.7	249	418	44.3	52.8	43.4	4.15	177	
Er	424	409	49.0	299	495	65.5	82.3	60.8	14.1	220	
Tm	27.5	26.5	3.95	18.2	35.1	3.66	5.77	5.07	0.25	18.9	
Yb	98.9	95.5	18.6	55.7	150	11.6	20.1	18.5	1.17	71.0	
Lu	6.52	6.64	1.66	3.87	14.0	0.73	1.28	1.22	0.07	4.50	
Hf	2.59	2.87	1.01	1.62	8.30	0.03	0.04	0.03	b.d.l.	0.12	
Pb	518	578	284	174	1680	143	192	232	12.7	1110	
Th	5550	6186	2898	1630	13600	3490	4794	5783	360	27400	
U	1364	1324	505	160	2700	1.47	3.59	6.39	0.01	26.5	

Таблица. Обобщенная характеристика состава монацита из проявления Ичетью.

Примечание: содержание элементов приведено в ppm; b.d.l. –ниже порога чувствительности.

На тройной диаграмме La-Ce-Nd точки составов монацита образуют единый тренд, выпуклый к вершине Ce (рис. 1, а). Из трех сравниваемых LREE для большинства зерен максимальное содержание (около 50 отн.%) установлено для Ce, причем это характерно в большей степени для желтого монацита. В некоторых зернах куларита содержание Nd превышает 50 отн.%. В желтом монаците относительное содержание La не достигает 50 отн.%. Спектры распределения REE в монаците из рудопроявления Ичетью отличаются высокой степенью дифференцированности в области HREE, в большей степени проявленной для желтого монацита. В куларите спектры распределения в области LREE практически горизонтальны (рис. 1, б). В желтом монаците Eu-аномалия не проявлена (Eu/Eu* в среднем 0.93), а содержание почти всех REE (за исключением La и Ce) меньше, чем в куларите. Содержание Се примерно совпадает для обеих разновидностей монацита. В куларите проявлена слабая отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* в среднем 0.68). Для куларита установлено «сгущение» спектров распределения REE, в отличие от желтого монацита, в котором содержание HREE заметно варьирует.

Характерной особенностью монацита из рудопроявления Ичетью является крайне низкое содержание Th, для большинства зерен не превышающее 1 мас. %. В желтом монаците содержание Th в целом меньше, чем в куларите (рис. 1, в).

Содержание U в желтом монаците экстремально низкое, для большинства зерен оно находится в интервале 0.1–10 ppm. В куларите среднее содержание U составляет около 1300 ppm (таблица).



Рис. 1. Состав монацита (черными значками показан куларит, красными значками – желтый монацит). Содержание REE в монаците (на рис. 1, б) нормировано на состав хондрита CI [8].

Соответственно, Th/U отношение для желтого монацита гораздо выше (минимальное значение составляет 129, максимальное – 62153), чем у куларита (Th/U отношение варьирует от 0.64 до 26.35 при среднем значении около 5). Поля составов куларита и желтого монацита на диаграмме Th-U (рис. 1, в) не пересекаются, область точек составов куларита отличается большей компактностью, чем в случае с желтым монацитом. Желтый монацит, по сравнению с куларитом, характеризуется пониженным содержанием практически всех элементов, за исключением La и Ce. Для большинства редких элементов точки куларита и желтого монацита не пересекаются на диаграммах (рис. 1, г–е), а поля составов куларита отличаются компактностью по сравнению с желтым монацитом.

Главным вопросом является генезис рассматриваемого монацита. В первую очередь, по крайне низкому содержанию Th, а также другим геохимическим признакам – пониженному содержанию ряда редких элементов, отсутствию заметной отрицательной Eu-anomanu, и куларит, и желтый монацит относятся к гидротермальному монациту [10]. Рядом исследователей [9 и др.] куларит рассматривается не как аутигенный минерал россыпей, а как результат перекристаллизации монацита из иных источников под воздействием флюида. Установлено, что под воздействием флюида при температурах около 300°C и ниже происходит образование вторичной гидротермальной генерации монацита и некоторым повышением в нем содержания La, Ce и Nd при значительном понижении – Th, U, Y, Pb и Si [11]. Описаны случаи, когда флюид в условиях зеленосланцевой фации приводит к значительному перераспределению Y и REE из монацита в сосуществующий апатит [7]. Для куларита из рудопроявления Ичетью (карьер у скалы Золотой Камень) была установлена зональность, заключающаяся в повышении от центра зерна к краю содержания La и Ce и понижении – Nd [1]. Подобная зональность может быть объяснена различной подвижностью и фракционированием REE в процессе их взаимодействия с гидротермальными растворами.

Таким образом, для рудопроявления Ичетью установлены два типа гидротермального монацита, отличающихся по составу и, вероятно, возрасту: La-Ce монацит желтого цвета и Nd-Ce куларит (серый монацит). Последний участвовал в процессе лейкоксенизации ильменита (возможно, они с ильменитом составляли единую первичную минеральную ассоциацию). В процессе перемещения к поверхности два типа монацита были совмещены и теперь составляют единую минеральную ассоциацию в алмазоносных конглобрекчиях рудопроявления Ичетью.

- Колонин Г.Р., Широносова Г.П., Швецова И.В. Зональное распределение главных РЗЭ в метаморфогенном монаците (куларите) и возможности термодинамической оценки условий его образования // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2009. № 1 (27).
- 2. Кременецкий А.А. Новый геолого-промышленный тип редкоземельных россыпей // Разведка и охрана недр. 1993. № 3. С. 15-19.
- 3. Макеев А.Б., Вирюс А.А. Монацит проявления Ичетъю (состав, морфология, возраст) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2013. № 3. С. 10-15.
- 4. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука. 2001. 336 с.
- 5. Макеев А.Б., Скублов С.Г. Иттриево-редкоземельные цирконы Тимана: геохимия и промышленное значение // Геохимия. 2016. № 9. С. 821-828.
- 6. Некрасов И.Я., Некрасова Р.А. Куларит аутигенная разновидность монацита // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 3. С. 688-693.
- 7. Harlov D.E., Andersson U.B., Förster H.J., Nyström J.O., Dulski P., Broman C. Apatite-monazite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden // Chemical Geology. 2002. V. 191. P. 47-72.
- 8. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.
- 9. Read D., Cooper D.C. McArthur J.M. The composition and distribution of nodular monazite in the Lower Palaeozoic rocks of Great Britain // Mineralogical Magazine. 1987. V. 51. P. 271-280.
- Schandl E.S., Gorton M.P. A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits // Economic Geology. 2004. V. 99. P. 1027-1035.
- Seydoux-Guillaume A.M., Montel J.M., Bingen B., Bosse V., De Parseval P., Paquette J.L., Janots E., Wirth R. Low-temperature alteration of monazite: Fluid mediated coupled dissolution-precipitation, irradiation damage, and disturbance of the U-Pb and Th-Pb chronometers // Chemical Geology. 2012. V. 330. P. 140-158.

ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ: ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ОТ РОЖДЕНИЯ ПЛАНЕТЫ ДО БУДУЩЕГО СУПЕРКОНТИНЕНТА

Смолькин В.Ф.

ГГМ РАН, Москва, v.smolkin@sgm.ru

В Геологическом музее реализован музейный Проект «ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ». Авторами его являются доктора геолого-минералогических наук В.Ф. Смолькин, А.В. Ткачев, Ю.Г. Гатинский Ю.Г. и дизайнер – М.В. Нижегородцева (ГГМ РАН).

В основу Проекта положены научные обобщения и анализ современных знаний по различным направлениям: образование Солнечной системы, Земли и ее спутника Луны; возникновение и изменение состава атмосферы и гидросферы; формирование первичной земной коры; зарождение, развитие и распад суперконтинентов; процессы мантийного и внутрикорового магматизма; процессы выветривания, оледенения и седиментогенеза; образование наиболее крупных аккумуляций полезных ископаемых; зарождение жизни и ее эволюция на протяжении всей геологической истории с отражением периодов катастроф, в течение которых происходило вымирание значительности части организмов.

Проект имеет графическое выражение в виде настенного цветного плаката размером 1.2 × 8.5 м, часть которого, иллюстрирующая начальный этап формирования земной коры, приведена на Рис. На общей шкале геологического времени показаны важнейшие датированные события от начала формировании планеты Земля и на всей дальнейшей истории ее геотектонического развития. События показаны раздельно для каждой области знаний в области геологии: планетология и геодинамика; глобальный магматизм; осадконакопление и рельеф; гидросфера; атмосфера и климат; биосфера; полезные ископаемые. Полезные ископаемые разделены на группы, показанные значками разного цвета: базитовые и в связи с щелочными магмами; гранитные, включая пегматиты, грейзены и скарны; вулканогенно-колчеданные; осадочно-эпигенетические и осадочные.

На плакате приведен изотопный возраст самого древнего вещества Земли и Луны, на основании которых восстанавливается ранняя история формирования системы Земля-Луна, а также отражены периоды максимальной метеоритной бомбардировки, интенсивного роста земной коры и ее разрушения, «кислородных революций», «эдиакарского феномена и скелетной революции», «глобальных и обширных оледенений», «катастрофических вымираний организмов», заложения и формирования Атлантического и Индийского молодых океанов и современных горно-складчатых систем, и других реперных событий.

Данный проект наглядно демонстрирует взаимосвязь различных оболочек Земля и их изменение на общей шкале времени, и позволяет анализировать причинно-следственные связи между разными процессами, в том числе между процессами осадконакопления и магматизма, эволюцией состава и масштаба накопления полезных ископаемых.

Работа выполнена при поддержке Программ фундаментальных исследований ПРЕЗИДУМА и ОНЗ РАН, а также музейных Проектов.



ДЕТРИТОВЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ БАЗАЛЬНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ НЕОАРХЕЙСКОГО И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОЯСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Смолькин В.Ф.¹, Межеловская С.В.², Межеловский А.Д.³

¹ ГГМ РАН, Москва, v.smolkin@sgm.ru; ² МГРИ-РГГРУ, Москва ³ ФГБУ ИМГРЭ, Москва

Одним из наиболее универсальных минералов-геохронометров является циркон. Высокая прочность и химическая устойчивость в широком диапазоне PT_условий обусловливают его нахождение в виде детритовых зерен в терригенных породах – конгломератах, гравелитах, аркозах и кварцитах. Особая роль таких цирконов выявилась при реконструкции древних этапов формирования и преобразования континентальной коры.

Нами были опробованы и исследованы терригенные породы, залегающие в основании разрезов Урагубско-Титовского неоархейского зеленокаменного пояса, Печенгской зоны, являющейся частью Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы, и Ветреного пояса палеопротерозойского возраста. Ранее были исследованы цирконы из красноцветных гравелитов лучломпольской свиты, залегающих в средней части разреза Печенгской зоны [5] и терригенных пород токшинской свиты Ветреного пояса [3].

Вес проб составлял 5-8 кг. Извлечение и предварительное изучение циркона осуществлялось в лабораториях ВСЕГЕИ (УГ72, П73), ИГГД РАН (ТК-12-01) и ИГ КарНЦ РАН (П26).

U-Pb изотопный анализ циркона из проб УГ-72 и П-73 выполнялся на SHRIMP-II (ссылки на методики анализа и программы обработки данных – см. [6]). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА при размере пятна пробоотбора около 35×2 мкм. Обработка данных осуществлялась с использованием программы SQUID. U/Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.8 млн лет. Для определения концентраций U и Th использовался стандарт циркона 91500 с известным содержанием U=81.2 ppm. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1 σ , погрешности конкордантных возрастов (по совокупности анализов) и пересечений дискордий с конкордией приводятся на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX.



Рис. 1. CL-изображения зерен цирконов с номерами аналитических точек и изотопным возрастом из проб УГ72, П73 и ТК-12-01.



Рис. 2. Мультимодальное распределение ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-возрастов на PD-диаграмме из проб УГ72, П73 и ТК-12-01.

Изотопный анализ циркона из проб ТК-12-01 и П21 выполнено методом лазерной абляции DUV-193 (NewWaveResearch) на основе 193 нм ArF эксимерного лазера COMPex-102 (LambdaPhysik) в сочетании с масс-спектрометрическими измерениями с ионизацией пробы в индуктивно-связанной плазме (LA-ICP-MS) на приборе ThermoFinnigan Neptune. Размер лазерного кратера составлял 50 мкм при глубине порядка 30-50 мкм, т.е. существенно больше, чем при U-Pb анализе на SHRIMP-II. Это обстоятельство определяет определенную сложность в сопоставлении U-Pb данных, полученных разными методами, для многофазных кристаллов цирконов.

Проба УГ72 отобрана в среднем течении р. Ура, на 8 км автодороги на пос. Видяево, на северозападном берегу озера. Материал пробы представляет собой мелкозернистый граувакковый цемент рассланцованных конгломератов, содержащих уплощенную гальку гранитов, гнейсов и кварца. Циркон слагает прозрачные и полупрозрачные, а также окрашенные в различные тона субидиоморфные и идиоморфные призматические кристаллы, слабоокатанные зерна и их обломки (рис. 1). Большинство зерен трещиноватые и содержат включения. Их длина составляет 152-400 мкм, Ку-1.3-3.4.

Большинство аналитических точек на изохронной диаграмме 206 Pb/ 238 U – 207 Pb/ 235 U располагаются на конкордантной кривой. Основной кластер имеет 207 Pb/ 206 Pb возраст в интервале от 2670 до 2960 млн. лет с двумя четко выраженными пиками 2762 и 2939-2952 млн. лет (рис. 2). Для них построены дискордии с верхним пересечением 2763 ± 8 и 2948 ± 10 млн. лет. Отдельные зерна, точки которых располагаются выше кривой, характеризуются повышенным содержанием U (597-678 ppm). Для трех зерен установлены пониженные значения 207 Pb/ 206 Pb возраста – 2547, 2504 и 2141 млн. лет с большими ошибками определений (99-166). Эти данные, а также аномально высокие содержания U (1268-1712 ppm) или Th (1000 ppm) свидетельствуют о нарушении изотопной системы в результате привноса U или Th.

Проба П73 отобрана в Печенгском районе, на северном берегу оз. Питьевое, севернее г. Заполярный, из взрывной массы слабо отсортированных крупногалечных конгломератов телевинской свиты. Конгломераты залегают на тоналитовых гнейсах фундамента с U-Pb возрастом циркона 2752 ± 12 млн. лет [1]. В пробе присутствуют прозрачные и полупрозрачные, коричневые, желтые и желто-серые субидиоморфные призматические кристаллы и их обломки; часть кристаллов имеет тонкую или секториальную зональность (рис. 1). Размер по длине составляет 150-509 мкм, Ky=1.0-6.6. Смолькин В.Ф. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.086



Рис. 3. Сводный разрез токшинской свиты по данным бурения мощностью 90 м по данным [2].

кварциты и гравелиты с фукситом; 2 –белые кварциты; 3 – гравелиты;
синие кварциты; 5 – розовые кварциты с серицитом; 6 – голубоватые кварциты;
7 – серые кварциты; 8 – молочно- розовые кварциты, гравелиты;
9 – полимиктовые, молассовидные конгломераты;
10 – место взятия пробы на изотопный анализ ТК-12-01.

Основная часть зерен циркона из пробы П73 имеет ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст в интервале от 2700-2830 млн. лет с пиками 2707, 2731 и 2785 млн. лет (рис. 2). Для них построены дискордии с верхним пересечением конкордии с возрастами 2724 \pm 9 и 2792 \pm 7 млн. лет. Слабо выраженный пик имеет значение 2831 млн. лет. В этой же пробе было обнаружено зерно с возрастом 3009 \pm 9 млн. лет, а также зерна с пониженными возрастными данными – 2640, 2566 и 2476 млн. лет с большой дискордией (22-64 %). Зерно с возрастом 2476 млн. лет имеет высокое содержание U (1000 ppm) и аномально низкое отношение ²³²Th/²³⁸U=0.02, что свидетельствует о метасоматическом преобразовании.

Ранее изученная Проба П21 [5] характеризует красноцветные аркозовые песчаники и гравелиты, залегающие на коре выветривания субщелочных вулканитов (2.3 млрд лет) и перекрытые красноцветными доломитами с биогермами строматолитов общей мощностью 80 - 150 м. Проба отобрана севернее пос. Никель, в районе среднего течения руч. Лучломполо. Зерна цирконов имеют округлую или овально-округлую форму и представляют собою хорошо окатанные обломки кристаллов с различным внутренним

строением. Их размер по длине варьирует в пределах 50-140 мкм.

Все точки локального U-Pb анализа располагаются на конкордантной кривой. Основная часть зерен циркона из пробы П21 имеет ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст в интервале от 2700-2820 млн. лет с пиками 2715 и 2790 млн. лет, в подчиненном количестве встречаются зерна с возрастом в пределах 2840-3000 млн. лет, и отдельные зерна имеют более древний возраст – до 3700 млн. лет [5]. Наиболее древнее зерно с возрастом 3698 ± 8 млн. лет содержит ядро и широкую кайму с нечетко выраженной зональностью. Зерна с палеопротерозойским возрастом полностью отсутствуют. Это свидетельствуют о том, что вулканиты, слагающие нижнюю часть разреза не подверглись интенсивной эрозии.

Проба ТК-12-01 характеризует светлые кварциты, залегающие в верхней части 90-метрового разреза токшинской свиты в районе горы Двойная на территории Водлоозерского национального парка (рис. 3). Цирконы представлены короткопризматическими кристаллами с хорошо выраженной зональностью, округлыми окатанными зернами и их обломками (рис. 1). Часть зерен имеет блочное или относительно однородное строение. Их размер по длине находится в пределах 50-200 мкм.

Из 120 зерен проанализировано 114, для 90 зерен получены конкордантные возраста. Основная часть зерен циркона (80 %) имеет ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст в интервале 2720-2885 млн. лет с двумя четко выраженными пиками – 2758 и 2845 млн. лет (рис. 2). Для цирконов более древнего пика конкордантный возраст равен 2885 ± 67 млн. лет. Менее 20 % цирконов имеют датировки в интервале 2010-2985 млн. лет с пиковым значением 2920 млн. лет. Единичные цирконы имеют более древние возраста 3148, 3257, 3357 млн. лет с ошибкой определения 1-5 %. Были встречены также единичные цирконы с пониженными возрастами в интервале 2654-2463 млн. лет. Они имеют большую ошибку определения и большую степень дискордантности.

Ранее для цирконов из разнообразных гнейсов и гранитоидов Северной Печенги и Северной Норвегии [1] были получены U-Pb возраста 2715-2725, 2752-2762, 2803-2825 и 2902 млн. лет [1], которые близки или совпадают с полученными данными. Более древнее вещество в виде ксеногенных цирконов с 207 Pb/ 206 Pb возрастом 3548 ± 12 и 3592 ± 15 млн. было обнаружено с гнейсах кольской серии с возрастом 2910 ± 21 млн. лет [4]. Наши данные удревняют возраст древнего субстрата – до 3.7 млрд. лет.

Необходимо отметить, что древние ксеногенные цирконы были встречены не только в осадочных терригенных породах, но и в магматитах палеопротерозойского возраста, например, в субвулканических интрузиях метагаббро-серпентинитов Кеулик-Кениримской структуры, в которых ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст ксеногенных цирконов равен 2654, 2784 и 3166 млн. лет [6]. Ксеногенные цирконы с возрастом до 3.8 млрд. лет были обнаружены также в вулканитах свиты ветреного пояса с возрастом извержения 2.4 млрд. лет [7].

Выводы

- 1. Неоархейские и палеопротерозойские пояса Кольско-Лапландско-Карельской провинции были заложены на коре континентального типа.
- 2. Наиболее древнее вещество сохранилось в виде реликтов с возрастом циркона 3.6-3.7 млрд. лет назад.
- 3. Основной вклад в континетальную кору дали гнейсы и гранитоиды различного состава с возрастом циркона 2.72-2.70, 2.79-2.76, 2.85-2.83, а также 2.95-2.90 млрд. лет.
- 4. Архейский Урагубско-Титовский зеленокаменный пояс был заложен около 2.72 млрд. лет и он является более молодым, чем зеленокаменные пояса Карелии.
- 5. По мере разрушения континентальной коры в результате ее подъема и эрозии в неоархейский и палеопротерозойский этапы вскрывались все более древние комплексы, часть из которых отсутствует на современном эрозионном срезе.

Работа выполнена при поддержке Программы РФФИ «Детритовые цирконы терригенных толщ Ветреного Пояса – как индикаторы условий формирования рифтогенных структур восточной части Фенноскандинавского щита в палеопротерозое»» № 17-05-00592 А.

- 1. Ветрин В.Р. Протерозойские процессы магматизма и метасоматоза в архейских породах Печенгского палеорифта // Вестник МГТУ. Т. 10. № 1. 2007. С. 116-129.
- 2. Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Бибикова Е.В. Временной диапазон формирования осадочно-вулканогенного комплекса Ветреного Пояса // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2016. № 2. С. 1-14.
- 3. Межеловская С.В., Межеловский А.Д. Вероятные источники обломочного материала при формировании кварцитов токшинской свиты Ветреного Пояса по данным анализа детритовых цирконов // Геология и разведка. 2014. № 5. С. 11-17.
- 4. Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82-86.
- 5. Смолькин В.Ф., Кожевников В.Н., Капитонов И.Н. Первые результаты локального U-Pb датирования циркона (SHRIMP-II) из метаосадков и турбидитов Печенгской структуры и геодинамические реконструкции // Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона. Тр. VIII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 135-летию со дня рождения академика Д.С. Белянкина). Апатиты. Изд-во: К& М. 2011. С. 208-213.
- 6. Смолькин В.Ф., Лохов К.И., Скублов С.Г. и др. Палеопротерозойский рудоносный габброперидотитовый комплекс Кеулик-Кенирим (Кольский регион) – новое проявление ферропикритового магматизма // ГРМ. 2018. Т. 60. № 2. С. 1-34.
- 7. Смолькин В.Ф., Шарков Е.В., Лохов К.Н., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Генезис высокомагнезиальных вулканитов Ветреного пояса палеопротерозоя по данным исследований U-Pb и Lu-Hf систем в цирконах (Восточная Карелия) // ДАН. 2011. Т. 439. № 4. С. 528-533.

СУЛЬФИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД КАРБОНАТИТОВОЙ СЕРИИ МАССИВОВ СЕБЛЬЯВР И ВУОРИЯРВИ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Сорохтина Н.В., Кононкова Н.Н.

ГЕОХИ РАН, Москва, nat_sor@rambler.ru

Кольская щелочная провинция - одна из крупнейших дифференцированных формаций, включает более 20 щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами. В последнее время карбонатиты рассматриваются не только как месторождения Nb, Ta, Zr, Hf и TR, но и как перспективные на Au, Ag и Pt [3, 6, 7, 10, 11]. В ходе геохимического картирования Карело-Кольского региона выделено несколько формационных типов щелочных комплексов: Pt-титаномагнетитовый в ультраосновных-основных породах (Гремяха-Вырмес, Лесная Варака, Африканда, Салмагора, Вуориярви); Au-Ag-Pt-сульфидный в щелочных породах и эндометасоматитах в них (Салмагора); Au-Ag-Pt-сульфидный в фоскоритах и карбонатитах (Ковдор, Себльявр, Вуориярви, Салланлатва) [8]. В данной работе минералогически изучены наиболее распространённые сульфидные ассоциации массивов Себльявр и Вуориярви.

Массивы относятся к интрузивным кольцевым комплексам, в которых последовательно формировались – оливиниты, пироксениты, ийолиты, фоскориты и карбонатиты – ранние кальцитовые и поздние - доломитовые. Во вмещающих массивы архейских гнейсах отмечена масштабная фенитизация [1]. В массиве Вуориярви наибольшее развитие получили породы гипербазитового этапа, крупные жильные тела пород карбонатитовой серии распространены локально в нескольких участках массива. В массиве Себльявр породы карбонатитовой серии распространены в Центральной зоне на большей по площади территории. Штокообразные тела фоскоритов и карбонатитов про-



Рис. 1. Микроструктурные особенности полифазных сульфидных срастаний.

а, б – последовательная кристаллизация пирротина (Po), пирита (Py), халькопирита (Cp), сфалерита (Sp) и галенита (Ga), редкометальный фоскорит с цирконолитом (Zrc), Sbl-95-49; в – структуры распада халькопирита в сфалерите, кальцит-тремолитовый карбонатит, Sbl-96-55, г – равновесная кристаллизация пирротина, халькопирита и сфалерита, кальцитовый карбонатит, VU-430-120. Изображение в отраженном свете оптического микроскопа.



Рис. 2. Вариация содержания кадмия в сфалерите из карбонатитов щелочно-ультраосновных массивов Кольского п-ва, данные по Ковдорскому массиву приведены по [7, 11].

рывают более ранние комплексы пород, подвергая их интенсивному эндоконтактовому метасоматозу. Породы обоих массивов гидротермально изменены, повсеместно развиты жилы редкоземельных доломитовых карбонатитов. Выделяют 4 типа пород карбонатитовой серии: эгирин-, форстерит-, амфибол-кальцитовые и доломитовые карбонатиты [1]. Фоскориты пространственно и генетически с связаны с соответствующими кальцитовыми карбонатитами, и как считал Егоров Л.С. [4], являются их более ранними меланократовыми аналогами.

Сульфиды встречаются в большинстве типов пород в качестве акцессорных или второстепенных минералов, их содержание в карбонатитах может достигать 10 об. % [1]. Содержание сульфидов в изученных образцах составляло 2-5 об. %, их видовой состав в фоскоритах и карбонатитах обоих массивов сходен. Пирротин, сфалерит, пирит и халькопирит, реже галенит являются типичными минералами ранних фоскоритов и карбонатитов (рис. 1). В поздних карбонатитах в большей степени развиты пирит, халькопирит, сфалерит и галенит, пирротин встречается в качестве реликтового минерала. Морфологические признаки сульфидов из обоих массивов идентичны. В ранних фоскоритах и карбонатитах с массивной, равномерно зернистой структурой они кристаллизуются в виде полифазных сростков гипидиоморфных зёрен, иногда образуя крупные скопления, в поздних карбонатитах - формируют кристаллы, часто выполняя пустоты совместно с TR-Ba-Sr карбонатами, редкометальными силикатами, хлоритом и др. Вариации химического состава изученных сульфидов представлены в таблицах 1-5.

Пирротин является характерным минералом ранних магматических фаз – оливинитов, пироксенитов, фоскоритов и кальцитовых карбонатитов [5], в фоскоритах и карбонатитах с ним близкоодновременно образуется сфалерит и халькопирит, пирит формируется последним. В составе пирротина отмечаются значительные колебания содержания Fe от 45.47 до 47.98 ат. % (табл. 1), согласно исследованиям Д. Вогана и Дж. Крейга [2] пирротин из ранних типов магматических пород соответствует моноклинной сингонии, из более поздних – гексагональной. В пироксенитах в минерале отмечается повышенное содержание Ni и Co [5]. В пирротине из редкометальных фоскоритов Себльявра с наиболее разнообразной ассоциацией сульфидов, установлено повышенное содержание Cu, Pb, Co. Краевые участки пирротина из ранних карбонатитов Вуориярви обогащаются до 0.3 мас. % Pb, 0.1 мас. % Ag, 0.2 Co. Оценка температур кристаллизации показала, что формирование равновесных пирротин-пиритовых ассоциаций в ранних кальцитовых карбонатитах Вуориярви проходило при температуре 650-690 ° C, а в редкометальных фоскоритах Себльявра – 450-550 ° C [13].

Пирит и халькопирит постоянно-присутствующие минералы пород карбонатитовой серии. Состав пирита (табл. 1) различается по содержанию примесных компонентов, в ранних кальцитовых

Ът		G		7	G	DI		a		
N	зона	S	Fe	Zn	Cu	Pb	N1	Co	Ag	сумма
1	C(n=2)	39.84	60.26	0.10	0.07	0.05	0.04	0.31	нпо	100.67
2	C	38.71	59.38	нпо	0.57	0.15	0.06	0.25	нпо	99.12
3	R	39.23	59.97	0.04	нпо	0.16	0.08	0.36	0.04	99.88
4	C	38.84	61.48	нпо	нпо	нпо	нпо	0.14	нпо	100.46
5		38.12	61.24	нпо	нпо	нпо	0.03	0.05	нпо	99.44
6	C(n=3)	40.05	59.71	0.01	0.1	0.06	0.05	0.12	0.04	100.14
7	R	40.01	58.09	0.08	нпо	0.15	0.06	0.14	0.07	98.6
8	R	39.06	59.49	нпо	0.13	0.29	0.09	0.11	0.02	99.19
9		40.00	59.62	0.21	нпо	0.03	0.09	0.12	0.01	100.08
10		53.31	47.05	нпо	0.45	0.18	0.04	0.1	0.1	100.23
11		53.92	47.52	нпо	нпо	0.1	0.02	0.02	0.06	101.64
12	R	53.89	47.4	нпо	нпо	0.29	нпо	0.07	нпо	101.65
13	C	53.76	47.57	0.03	0.17	0.17	0.01	нпо	нпо	101.71
14	C	53.62	47.08	0.08	0.03	0.07	0.03	0.02	0.07	101
15		53.65	46.45	нпо	0.19	0.31	0.01	0.06	нпо	100.67
16		53.65	45.61	нпо	0.03	0.31	нпо	0.04	0.08	99.72
17		52.93	46.6	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	99.53
18	C	53.22	46.31	нпо	нпо	нпо	0.04	нпо	нпо	99.57
19	R	52.2	45.66	нпо	нпо	нпо	0.04	1.95	нпо	99.85
20		52.91	46.23	нпо	0.02	0.07	0.05	0.06	0.08	99.42

Таблица 1. Состав пирротина и пирита из пород массивов Себльявр и Вуориярви, мас. %.

Примечание. Себльявр: 1–3, 10, 11 – редкометальный флогопитовый фоскорит, Sbl-95-49, 4 – карбонатизированный ийолит, Sbl-96-103, 5, 17 – кальцит-доломитовый карбонатит, 17 – из включений в пирохлоре, Sbl-95-194, 12-16 – кальцит-тремолитовый карбонатит, Sbl-96-55, 18, 19 - кальцит-доломитовый карбонатит, Sbl-96-15, Вуориярви: 6 – 9, 20 – кальцитовый карбонатит, VU-430-120, 9 – из халькопирит-пирротинового включение в сфалерите. нпо – ниже предела обнаружения, С, R – центральный и краевой участки зерен, n – число анализов.

карбонатитах обоих массивов в минерале установлено до 0.1 мас. % Ag, 0.3 мас. % Pb, 0.45 мас. %. Cu, пирит поздних карбонатитов Себльявра обогащен Со до 1.95 мас. %. Состав халькопирита (табл. 2) близок к стехиометричному, для минерала из Вуориярви характерно повышенное содержание Ag (0.08-0.16 мас. %), Pb (до 0.27 мас. %) и Zn (до 1.38 мас. %).

Сфалерит образуется встречается в существенных количествах в редкометальных фоскоритах и кальцитовых карбонатитах, а также в гидротермальных доломитовых карбонатитах. В поздних кварц-доломитовых жилах с редкоземельной минерализацией нами были описаны крупные выделения минерала (первые см) в ассоциации с редким для карбонатитов гемиморфитом [9]. Fe в минерале варьирует в широких пределах – от 8.4 мас. % в магматических ассоциациях, до 17.2 мас. % (марматит) в гидротермальных (табл. 2). В обогащённом Fe сфалерите содержится повышенное количество Mn. В сфалерите из ранних карбонатитов обоих массивов установлено высокое содержание Cd до 2.7 мас. % (рис. 2), может присутствовать до 0.1 мас. % Со и Ag. Пржибрамит является редкой разновидностью сфалерита, описан в карбонатных породах эпитермального месторождения Ниужиатанг, Китай, где Cd извлекается как попутный компонент [12].

Галенит один из наиболее поздних минералов сульфидных ассоциаций, появляется в редкометальных фоскоритах и карбонатитах как вторичный или наложенный, и максимально концентрируется в доломитовых карбонатитах. Минерала обогащен до 0.1 мас. % – Cd, Mn, Co, Ni, Ag и до 0.3 мас. % Zn (табл. 3)

N₂	S	Fe	Cu	Zn	Cd	Pb	Ni	Co	Ag	Mn	сумма
1	34.95	30.42	35.23	0.21	нпо	0.15	нпо	нпо	0.04	0.03	101.07
2	33.80	30.76	33.78	0.24	нпо	0.07	0.03	0.03	0.05	0.01	98.98
3	34.77	30.22	34.38	0.38	0.06	0.18	0.01	0.06	0.02	нпо	100.09
4	34.64	30.51	34.10	0.26	нпо	0.18	0.01	0.04	нпо	нпо	99.76
5	34.56	30.60	34.96	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	100.12
6	34.67	30.11	34.11	0.44	0.05	0.08	0.03	0.03	нпо	0.03	99.58
7	34.64	30.29	34.62	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	99.55
8	34.86	30.01	33.81	1.38	нпо	0.04	нпо	0.01	0.08	0.05	100.3
9	34.49	30.76	34.6	0.24	нпо	0.23	нпо	0.06	0.12	нпо	100.63
10	34.80	29.90	32.95	1.11	нпо	0.18	0.02	0.08	0.16	нпо	99.25
11	35.10	29.99	33.02	0.27	нпо	0.20	нпо	0.03	0.13	0.02	98.86
12	34.96	30.56	33.63	0.22	0.12	0.13	0.04	0.08	0.08	нпо	99.91
13	32.18	30.49	32.51	0.30	нпо	0.27	нпо	нпо	0.13	0.01	95.99
14	33.23	10.74	нпо	52.32	2.01	0.16	нпо	0.1	нпо	0.08	98.64
15	32.84	8.93	3.41	52.81	2.71	0.06	0.01	0.19	0.06	0.02	101.04
16	33.09	10.74	0.12	52.33	2.12	0.13	0.04	0.11	нпо	0.02	98.70
17	33.45	10.07	1.44	51.37	2.33	0.10	0.03	0.19	нпо	0.02	99.00
18	33.23	8.42	0.20	59.14	нпо	0.18	0.02	0.06	нпо	0.09	100.34
19	32.72	9.43	0.25	55.28	0.01	0.23	нпо	нпо	нпо	0.06	97.98
20	33.26	11.03	нпо	53.6	нпо	нпо	0.01	0.02	0.04	нпо	97.96
21	34.36	15.12	нпо	50.4	нпо	0.01	0.04	0.06	нпо	0.21	100.20
22	34.14	14.21	0.03	51.36	нпо	0.22	0.01	0.05	0.1	0.15	100.27
23	33.41	11.03	0.09	51.80	2.11	0.09	0.02	0.08	нпо	0.15	98.78
24	33.15	9.46	0.19	50.53	2.42	0.06	нпо	0.08	0.12	0.08	96.09
25	33.13	10.54	0.14	52.32	2.05	0.05	нпо	0.06	нпо	0.02	98.31
26	33.04	9.64	нпо	52.56	2.36	0.29	нпо	0.06	0.02	0.06	98.01

Таблица 2. Состав халькопирита и сфалерита из пород массивов Себльявр и Вуориярви, мас. %.

Примечание. Себльявр: 1-4, 14-17 – Sbl-95-49, 5 –Sbl-96-103, 6, 18-20 - Sbl-96-55, 6 – Sbl-96-15, 21-23 – доломитовый карбонатит, Sbl-96-86; Вуориярви: 8-13, 24 -26 – VU-430-120, 12 – включение в сфалерите.

Таблица 3. Состав галенита из карбонатитов Себльяврского массива (Sbl-96-55), мас. %.

зерно	зона	S	Pb	Mn	Si	Cd	Fe	Zn	Cu	Ni	Co	Ag	SUM
1	C	13.51	86.92	0.09	0.02	0.04	0.03	0.19	0.05	0.12	0.06	нпо	101.03
1	Ι	13.68	86.79	0.03	0.05	0.05	0.01	нпо	нпо	0.01	0.03	0.07	100.72
1	R	13.51	85.97	0.02	0.04	0.09	нпо	0.30	0.02	нпо	нпо	0.08	100.03
2	C	13.57	85.88	0.03	0.04	нпо	нпо	0.26	нпо	0.01	0.07	0.05	99.93
2	Ι	13.47	85.60	нпо	0.03	0.07	0.01	нпо	нпо	0.09	нпо	нпо	99.31
2	R	13.57	85.57	0.03	0.02	0.04	0.03	0.23	0.01	0.08	0.01	0.11	99.71
3	C	13.58	87.06	нпо	0.03	нпо	0.06	0.1	0.01	0.06	нпо	0.14	101.04

Примечание. С, I, R – центральная, промежуточная и краевая зона кристалла.

Изучение состава сульфидов из пород щелочно-ультраосновных массивов Себльявр, и Вуориярви показало, что сульфидные концентраты пород карбонатитовой серии могут быть перспективны на Cu, Zn, Cd и Ag. Установлено присутствие Ag (среднее 0.1 мас. %) в халькопирите, пирите, сфалерите и галените. Сфалерит ранних генераций может обогащаться до 3 мас. % Cd, который можно учитывать как попутный компонент при переработке редкометальных, обогащенных сульфидами руд. Смена ассоциаций главных сульфидных минералов от ультрабазитов к карбонатитам проходит по универсальной схеме: пирротин моноклинный + пирит (пироксениты) — пирротин гексагональный + сфалерит-Cd, халькопирит, пирит (фоскориты и кальцитовые карбонатиты) — пирит, сфалерит-Fe, халькопирит, галенит (доломитовые карбонатиты).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00590.

- 1. Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова // СПб:«Роза ветров». 2011. 224 с.
- 2. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир. 1981. 575 с.
- Гавриленко Б.В., Шпаченко А.К., Скиба В.И., Балаганская Е.Г., Вурсий Г.Л. Распределение благородных металлов в породах, рудах и концентратах апатитоносных интрузивных комплексов Карело-Кольского региона // Апатиты. КНЦ РАН. 2002. Геология и полезные ископаемые Кольского п-ва. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. С. 48-63.
- 4. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири) // Л.: Недра. 1991. 260 с.
- Кирнарский Ю.М. Минералогическое обоснование комплексной оценки минерального сырья массива Себльявр (по результатам НИР 4-81-2504, 4-81-3424) // Апатиты. 1983. ГИ КолФАН СССР. Отчет по результатам научно-исследовательских работ. 70 с.
- 6. Путинцева Е.В., Петров С.В., Филиппов Н.Б. Благородные металлы в продуктах переработки руд Ковдорского месторождения // Обогащение руд. 1997. № 5. С. 22-25.
- 7. Рудашевский Н.С., Кнауф В.В., Краснова Н.И., Рудашевский В.Н. Платинометалльная и золотосеребряная минерализация в рудах и карбонатитах щелочно-ультраосновного комплекса (Ковдорский массив, Россия) // ЗВМО. 1995. № 5. С. 1-15.
- Соколов С. В., Шевченко С. С., Беляев Г.М., Макарова Ю. В., Ладыгина М.Ю., Юрченко Ю.Ю., Марченко А. Г., Арестов Ю. А., Савичева О. А. Оценка перспектив Карело-Кольского региона на эндогенное благороднометалльное оруденение по геохимическим данным // Регион. геология и металлогения. 2011. № 48. С. 87-97.
- 9. Сорохтина Н.В., Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Гемиморфит из карбонатитов Кольского полуострова // ЗВМО. 2000. 129. 2. С. 80-85.
- Шпаченко А.К., Савченко Е.Э. Минералы теллура и висмута в карбонатитах и щелочных породах Кольского полуострова Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Мат. XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. 2. Сыктывкар. Геопринт 2004. С. 244-246.
- Шпаченко А.К., Нерадовский Ю.Н., Савченко Е.Э. Аргентопентландит в коренных породах Ковдорского массива // Тр. VII Всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 2010 г. – Апатиты: Изд-во: ООО К & M, 2010. С. 115-117.
- 12. Lin Ye Origin of mineralizing fluid of Niujiaotang Cd-rich Zinc Deposit Duyun, Guizhou, China. Goldschmidt Conference Abstracts 2005, A 851.
- 13. Osadchii E.G., Chareev D.A. Thermodynamic studies of pyrrhotite–pyrite equilibria in the Ag–Fe–S system by solid-state galvanic cell technique at 518–723 K and total pressure of 1 atm//Geochimica et Cosmochimica Acta 70 (2006) 5617-5633

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПЛАТИНОИДОВ ЗОНАЛЬНЫХ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА

Степанов С.Ю., Козлов А.В., Паламарчук Р.С.

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Stepanov-1@yandex.ru

Платиноносный пояс Урала, заключающий в себе зональные интрузивы дунит-клинопироксенит-габбровой формации и сопряжённые с ними россыпи, является предметом активных геологоразведочных работ, направленных на выявление россыпных и коренных платиновых месторождений на протяжении уже почти двух столетий. Проводимые в большом объёме добычные и разведочные работы стали источником обширного фактического материала для геолого-генетических построений. Наиболее детальные исследования были проведены при изучении дунитов Нижнетагильского массива [1; 5; 7] и Юдинского дунитового тела [7], а также сопряжённых с ними россыпей. Эти ранние исследования хоть и базировались на представительном каменном материале, но не позволили прийти к единому мнению в вопросах генезиса платинового оруденения. Существенный вклад в понимание процессов формирования платиноидного оруденения внесли систематические геологосъёмочные работы, позволившие накопить и систематизировать обширный материал со всех массивов Платиноносного пояса Урала [6; 4]. Более поздние исследования [2; 8; 10; 13], проводимые после завершения разработки всех коренных и большинства россыпных месторождений платины, были в меньшей степени обеспечены представительными образцами платиноносных пород и шлиховых проб, но создали обширную базу аналитических материалов, характеризующих минеральный, химический, петрографический, изотопный состав пород и руд, что, однако, также не привело к созданию обоснованной генетической концепции, признаваемой большинством исследователей этих рудоносных объектов. Ощутимый вклад в понимание закономерностей размещения платиновых минерализованных зон и формы концентрации в них элементов платиновой группы в последние время внесли работы по исследованию коренного платиноидного оруденения ранее слабо изученных Светлоборского и Каменушенского массивов [12; 13; 16]. Анализируя совокупность всех исследований платиноидного оруденения, связанного с дунитами Платиносного пояса Урала, представляется возможным сделать следующий вывод: первые исследователи, обладающие наиболее полными и представительными коллекциями минералов платиновой группы (МПГ), не могли проанализировать во всех деталях индивиды и агрегаты МПГ ввиду отсутствия возможности применения растровой электронной микроскопии и рентгеноструктурного микроанализа, а последующие работы с применением прецизионных аналитических методов, исключая редкие исследования, были лишены возможности вовлечения широкого круга представительных образцов, охватывающих все массивы Платиноносного пояса Урала.

Авторам статьи удалось собрать представительную коллекцию образцов платиноносных образований, охватывающих, в том числе, и ряд наименее изученных в этом отношении клинопироксенит-дунитовых массивов Урала (Светлоборский, Вересовоборский, дунитовые тела Кытлымского комплекса – Сосновское, Иовское) и связанных с ними россыпей, каменный материал из которых характеризует значительную по мощности эродированную часть массивов. Анализ результатов исследования коренных и россыпных ассоциации МПГ позволил установить ключевые закономерности распространения разных платиновых минералов, выявить основные особенности строения их индивидов и агрегатов, что в совокупности позволило смоделировать последовательность их формирования.

Анализ распределения платиновых минералов в дунитах из разных клинопироксенитдунитовых массивов с использованием крупнообъёмного опробования с последующим гравитационным обогащением проб позволил установить, что основной объём платинового оруденения сопряжён с сегрегациями хромититов. Описаны редкие случаи нахождения платиновых минералов непосредственно в дунитах [3; 13], но по результатам наших исследований эти находки являются редкими исключениями. Изучение минералов платиновой группы из элювиально-делювиальных отложений ввиду широчайшего распространения срастаний платиновых минералов с хромшпинелидами также подтверждают тесную связь платиноидного оруденения с хромшпинелидами. Систематические исследования с анализом статистически значимых выборок минералов платиновой группы из хромититов определённого дунит-клинопироксенитового массива и сопряжённых с ним россыпных объектов позволили установить идентичность составов Pt-Fe минералов и включений в них [15]. На основании полученных результатов авторы считают возможным для выявления ключевых закономерностей генезиса платинового оруденения использовать не только образцы из коренных объектов, но и платиноиды из россыпной ассоциации, что позволит существенно расширить фактическую основу для генетических построений.

В результате многочисленных наблюдений было установлено, что из всех минералов платиновой группы, присущих дунитам и хромититам зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, в числе первых кристаллизуется осмий. Его гексагональные идиоморфные индивиды могут находиться в виде включений, как в хромшпинелидах, так и Pt-Fe минералах. За образованием осмия происходит кристаллизация иридия, лаурита–эрликманита, кашинита–бауита, Ir–Rh тиошпинелей. Эти минералы имеют сложные взаимоотношения с индивидами хромшпинелида, образую предположительно поверхности совместного роста с ним, и, в большинстве случаев, идиоморфны по отношению к Pt-Fe минералам. Вслед за образованием осмия, иридия, сульфидов ЭПГ происходит



Рис. 1. Схема порядка образования минералов платиновой группы в хромититах клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала, с использованием данных (Степанов, 2015); * – на основании описания минералов у Н.Д. Толстых (Толстых и др., 2011). Условные обозначения: Os, Ir – иридистый осмий, Ir, Os – осмистый иридий, Lr – лаурит, Er – эрликманит, Ksh – кашинит, Bou – бауит, Pt₃Fe – Pt-Fe твёрдый раствор по составу отвечающий изоферроплатине, Pt₂Fe – Pt-Feтвёрдый раствор по составу отвечающий железистой платине, PtFe– тетроферроплатина, Ost – осарсит, Irs – ирарсит, Holl –холлингвортит, Rust – руарсит, Xzt – ксингцхонгит, Ppt – плюмбопалладинит, Rsd –родплюмсит, Pd₃Pb – звягинцевит. Ir, Os_{расп} – распад твёрдого раствора иридия в изофероплатине.

кристаллизация основного объёма Pt-Fe минералов. Они представлены двумя минеральными видами – железистой платиной и изоферроплатиной. Железистая платина образуется раньше. Для несущественно более поздней изоферроплатины часто характерно присутствие структур распада твёрдого раствора с обособлением изометричных точечных вкраплений иридия. С хромшпинелидом Pt-Fe минералы образуют поверхности совместного роста, но всё же хромшпинелид часто ограняется собственными гранями октаэдра, реже с проявлением граней ромбододекаэдра [15]. Характер взаимоотношения перечисленных минералов позволяет относить их к единому парагенезису, образование которого с учётом ранее проведённых наблюдений [14; 9; 16] связано с этапом магматического становления дунитового ядра.

На следующей стадии развития рудных систем произошло частичное замещение первичных Pt-Fe интерметаллидов агрегатом минералов группы тетрафероплатины (тетраферроплатина, туламинит, никельферроплатина). Для них характерно нахождение в виде каёмок замещения с сохранившимся реликтом железистой платины или изоферроплатины в центральной части агрегата. Реже встречаются полные псевдоморфозы. Осмий на данной стадии минералообразования был частично замещён гесаферумом. Сульфиды ЭПГ – включения в Pt-Fe минералах, в ряде случаев были замещены сложным тонкокристаллическим агрегатом, состоящим из новообразованных Pt-Fe минералов (тетрафероплатина и др.). Характер взаимоотношений индивидов минералов платиновой группы данной стадии минералообразования с силикатными минералами и хромшпинелидами позволяет предполагать их генетическую связь с процессами серпентинизации дунитов.

Развитие наиболее позднего парагенезиса с преобладанием сульфоарсенидов (холлингвортит, ирарсит, осарсит, руарсит), плюмбидов (плюмбопалладинит, звягинцевит), меркуридов (потарит) и сульфидов элементов платиновой группы (куперит), а также ртутьсодержащих минералов с учетом привноса весьма нетипичных для ультраосновных пород элементов: As, Sb, Hg, по-видимому, связано с флюидами, порождаемыми процессами поздней тектономагматической активизации. Так, дуниты Каменушенского массива прорваны гранитами силурийского возраста [6], содержащими жильные тела гранат-турмалин-мусковитовых гранитовых пегматитов. Аналогичные, значительно более поздние по отношению к породам ультрамафит-мафитовой ассоциации, интрузивы развиты на незначительном удалении от большинства клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала.

Таким образом по результатам исследования морфологических особенностей минералов платиновой группы и изучения их внутреннего строения установлен порядок минералообразования в ходе непосредственного формирования хромшпинелидовых сегрегаций и хромититов, и последующих вторичных изменений, вызванных поздними наложенными процессами (рис. 1). С учётом совокупности полученных материалов выделены три парагенезиса минералов платиновой группы в рудных системах дунитовых «ядер»: 1) магматический – в который входят Os–Ir–Ru интерметаллиды, сульфиды рядов эрликманит–лаурит и кашинит–бауит, а также ряд тиошпинелей и железоплатиновые минералы с преобладанием изоферроплатины и железистой платины; 2) парагенезис поздних МПГ, обусловленный серпентинизацией дунитов, с преобладанием тетраферроплатины, туламинита и никельферроплатины; 3) парагенезис наиболее поздних вторичных минералов, в котором преобладают сульфиды, сульфоарсениды, плюмбиды и меркуриды ЭПГ.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-35-00151\18.

- 1. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. Москва. Изд-во: АН СССР. 1935. 148 с.
- Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений Уральского типа // Литосфера. 2007. № 4. С. 73-101.
- 3. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Труды Геологического комитета. Нов. сер. № 62. СПб. 1913. 692 с.
- 4. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: современное состояние представлений о геологии, природе и истории формирования уникального российского объекта // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург. 2009. Т. 1. С. 176-179.

- 5. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л. Изд-во: Геологического комитета. 1928. 56 с.
- 6. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург. Издво:Уральского университета. 1997. 488 с.
- Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения платины. НИИ НИГРИЗОЛОТО МЦМ СССР. Москва. 1956. 112 с.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Хиллер В.В. Химический состав и осмиево-изотопная систематика благороднометального оруденения зонального Нижнетагильского массива (Свердловская область, Россия) / Тр. Института геологии и геохимии акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН. 2014. Вып. 161. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. С. 316-321.
- 9. Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 63-75.
- 10. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28-65.
- Степанов С.Ю. Онтогения минералов платиновой группы зональных ультрамафических массивов (Средний Урал) // Материалы конференции «Онтогения, филогения и система минералогии». Миасс: Институт минералогии УрО РАН. 2015. С. 182-186.
- Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д. Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Матер. Третьей междунар. конф. 2009. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. С. 212-215.
- 13. Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала// Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775-793.
- 14. Johan Z. Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization // The geology, geochemistry and mineral beneficiation of platinum-group elements (Cabri I.J. ed.). Special volume 54. Canadian Institute of mining, metallurgy and petroleum. 2002. P. 669-719.
- Palamarchuk R.S. Stepanov S.Yu. Characteristics of platinum placers associated with Uralian-Alaskian complex in Middle Urals // Abstract volume XI L.L. Perchuk International School of Earth Sciences. Miass. 2017. P. 35-37.
- 16. Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu. Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt // Ore geology Reviews. 2015. 67. P. 234-243.

АППРОКСИМАЦИЯ ОБЛИКА КРИСТАЛЛА ТРЁХОСНЫМ ЭЛЛИПСОИДОМ

Степенщиков Д.Г.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, stepen@geoksc.apatity.ru

Рост кристалла в анизотропных условиях (неравномерный приток вещества, направленное воздействие, гравитация, ориентировка кристалла и т.п.), в общем случае, сопровождается неодинаковым развитием его граней. Получаемая при этом форма кристалла называется реальной [3] или искажённой (вынужденной, видимой, поверхностной) [5] и представляет интерес для генетической минералогии как индикатор симметрии кристаллообразующей среды. Фиксация такой формы может выполняться с разной степенью детализации несколькими взаимосвязанными способами [4], из которых самый распространённый – зарисовка или фотографирование образца. Этот способ, безусловно, нагляден, но «однобок» и порой излишне детализирован. В данной работе будет рассмотрен более упрощённый способ представления искажённой формы кристалла через его облик или габитус.





Согласно определению, облик кристалла оценивается по его линейным размерам a, b и c, измеренным вдоль трёх направлений [1]. В этом есть определённый плюс, так как вся информация об облике заключена всего в трёх числах. Если рассматривать отношения этих чисел, то при условии, что $a \le b \le c$, облик можно представить наглядно в виде точки с координатами (a/b, b/c) внутри единичного квадрата, (рис. 1). Но есть и сложности. Во-первых, выбор направлений, вдоль которых измеряются числа a, b и c неоднозначен. Они могут быть как сонаправлены, так и нет с элементами симметрии кристалла, быть взаимно ортогональными или нет (рис. 2 a, б). Во-вторых, сами величины могут быть измерены разными способами (рис. 2 б, в) или иметь определённую упорядоченность (например, может особо выделяться параметр, соответствующий главной оси в сингониях средней категории). В-третьих, при «неудачно» выбранных направлениях и способе измерения, одним и тем же измеренным величинам могут соответствовать разные облики (рис. 3).

Эти недостатки связаны с нестрогим определением облика (в [2] об этом сказано прямо), в котором нечётко указаны «три направления» и способ измерения «вытянутости» или «уплощённости». Точное определение облика должно корректно работать для всех случаев, то есть быть при-



Рис. 2. Кристалл тригональной сингонии с различно измеренными величинами *a* и *b*: а – вдоль неперпендикулярных осей 2-го порядка, б – вдоль взаимно перпендикулярных направлений, между точками пересечения направлений с поверхностью кристалла, в – вдоль взаимно перпендикулярных направлений, между наиболее удаленными вдоль направления точками кристалла.



Рис. 3. а – идеальный октаэдрический кристалл, б, в – его искажённые формы. Все формы имеют одинаковые величины *a*, *b* и *c* измеренные вдоль осей 4-го порядка.

менимым к кристаллам любой сингонии и любой степени искажения, а также быть более или менее адекватным интуитивной оценке наблюдаемых форм. Так, для всех неискажённых простых форм кубической сингонии эта оценка должна констатировать строгую изометричность – равенство всех трёх параметров, а любое искажение этих форм должно тут же отводить оценку от строгой изометричности, чего нет, например, на рис. 3.

В данной работе предлагается заменить искажённую форму кристалла более простым геометрическим телом, а именно трёхосным эллипсоидом. Такой эллипсоид задаётся тремя параметрами – длинами своих взаимно перпендикулярных полуосей. Положение центра эллипсоида, длины его полуосей и их ориентировка выбираются таким образом, чтобы обеспечить «наибольшее приближение» формы эллипса к форме рассматриваемого искажённого кристалла. В качестве критерия, максимизирующего такое приближение (или, что то же самое, минимизирующего расхождение) предлагается использовать минимум симметрической разности объёмов эллипсоида и искажённой формы кристалла, т.е. сумму объёмов их непересекающихся частей (рис. 4). В идеале, если кристалл сам имеет эллипсоидную форму (например, кварцевая галька), то такая симметрическая разность равняется нулю.



Рис. 4. Двухмерная проекция искажённого кристалла и совмещённого с ним эллипсоида. Симметрическая разность показана красным.

Данный подход отчасти подкрепляется его применением к искажённым кристаллам кубического габитуса, форма которых представляет собой, в общем случае, прямоугольный параллелепипед, и может быть описана его тремя параметрами – длиной, шириной и высотой. Предположим, что эллипсоид, аппроксимирующий искажённый кристалл, имеет с ним общий центр и оси, сонаправленные с осями 4-го порядка. Тогда в силу симметрии, достаточно рассмотреть симметрическую разность V объёмов искажённой формы кристалла и эллипсоида только в одном октанте (например, положительном). Обозначим полудлину, полуширину и полувысоту параллелепипеда как a, b и c, а соответствующие полуоси эллипсоида – p, q и r (рис. 5). Тогда верно равенство:

$$V = abc + 2(V_1 + V_2 + V_3) - \frac{\pi}{6} pqr$$

где V₁,V₂ и V₃ – объёмы четвертей эллипсоидных сегментов вдоль осей x, y и z (рис. 5).



Рис. 5. Схема получения объёма симметрической разности параллелепипеда и аппроксимирующего его эллипсоида.

Найдём объём V_1 через интеграл:

$$V_{1} = \frac{1}{4} \int_{a}^{p} S_{a} dx = \frac{1}{4} \int_{a}^{p} \pi q \sqrt{1 - \frac{x^{2}}{p^{2}}} r \sqrt{1 - \frac{x^{2}}{p^{2}}} dx = \frac{\pi q r}{4} \int_{a}^{p} \left(1 - \frac{x^{2}}{p^{2}}\right) dx = \frac{\pi q r}{12} \left(2p - 3a + \frac{a^{3}}{p^{2}}\right) dx$$

Аналогично для V_2 и V_3 :

$$V_{2} = \frac{\pi pr}{12} \left(2q - 3b + \frac{b^{3}}{q^{2}} \right), \quad V_{3} = \frac{\pi pq}{12} \left(2r - 3c + \frac{c^{3}}{r^{2}} \right)$$

Подставляя полученные выражения в исходную формулу и упрощая выражение, получим:

$$V = abc + \frac{5\pi}{6}pqr - \frac{\pi}{6}\left(3aqr - \frac{qra^{3}}{p^{2}} + 3bpr - \frac{prb^{3}}{q^{2}} + 3cpq - \frac{pqc^{3}}{r^{2}}\right)$$

Выясним, при каких *p*, *q* и *r* объём *V* принимает минимальное значение. Найдём стационарные точки функции *V*(*p*,*q*,*r*):

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial p} &= \frac{\pi}{6} \left(5qr - \frac{2qra^3}{p^3} - 3br + \frac{rb^3}{q^2} - 3cq + \frac{qc^3}{r^2} \right) = 0 \\ \frac{\partial V}{\partial q} &= \frac{\pi}{6} \left(5pr - 3ar + \frac{ra^3}{p^2} - \frac{2prb^3}{q^3} - 3cp + \frac{pc^3}{r^2} \right) = 0 \implies \begin{cases} 5qr - \frac{2qra^3}{p^3} - 3br + \frac{rb^3}{q^2} - 3cq + \frac{qc^3}{r^2} = 0 \\ 5pr - 3ar + \frac{ra^3}{p^2} - \frac{2prb^3}{q^3} - 3cp + \frac{pc^3}{r^2} = 0 \end{cases} \\ \frac{\partial V}{\partial r} &= \frac{\pi}{6} \left(5pq - 3aq + \frac{qa^3}{p^2} - 3bp + \frac{pb^3}{q^2} - \frac{2pqc^3}{r^3} \right) = 0 \end{cases} = 0 \end{aligned}$$

Сделаем замену: $\frac{a}{p} = m, \frac{b}{q} = n, \frac{c}{r} = k$. Получим систему уравнений:

$$\begin{cases} qr(5-2m^{3}-3n+n^{3}-3k+k^{3})=0\\ pr(5-3m+m^{3}-2n^{3}-3k+k^{3})=0\\ pq(5-3m+m^{3}-3n+n^{3}-2k^{3})=0 \end{cases}$$

Учитывая, что *p*, *q* и *r* не могут быть нулевыми, имеем:
$$\begin{cases} 5 - 2m^3 - 3n + n^3 - 3k + k^3 = 0\\ 5 - 3m + m^3 - 2n^3 - 3k + k^3 = 0\\ 5 - 3m + m^3 - 3n + n^3 - 2k^3 = 0 \end{cases}$$

Складывая все три уравнения, получим равенство:

$$m+n+k=\frac{5}{2}$$

Вычитая из первого уравнения системы второе, из первого третье и из второго третье, получим систему:

$$\begin{cases} (m-n)(m^{2}+mn+n^{2}-1)=0\\ (m-k)(m^{2}+mk+k^{2}-1)=0\\ (n-k)(n^{2}+nk+k^{2}-1)=0 \end{cases}$$

Данная система равносильна следующим случаям:

1) (m-n) = (m-k) = 0. Отсюда следует, что $m = n = k = \frac{5}{6}$; 2) (m-n) = 0, $(m^2 + mk + k^2 - 1) = 0$. Тогда $k = \frac{5}{2} - 2m$ и из второго равенства получим квадратное уравнение 4 $m^2 - 10 m + 7 = 0$, которое не имеет действительных корней;

3) $(m^2 + mn + n^2 - 1) = (m^2 + mk + k^2 - 1) = 0$. Вычтем из первого уравнения второе и, преобразуя выражение, получим (n-k)(m+n+k) = 0. Это равенство выполняется только при n = k, что автоматически сводится к первому или второму случаю.

Таким образом, мы имеем единственную точку экстремума $\left(\frac{6}{5}a, \frac{6}{5}b, \frac{6}{5}c\right)$ функции V(p,q,r), при $m = n = k = \frac{5}{6}$. Она является точкой минимума, что легко проверить, подставляя в исходную формули иссоритические с формулу координаты этой точки, и любой другой, например точки (a,b,c) – в последней значение функции V(p,q,r) будет больше. Главный вывод заключается в том, что полученные значения полуосей аппроксимирующего эллипсоида относятся друг к другу так же, как и параметры аппроксимируемого параллелепипеда, а значит им, в частности, будет соответствовать одна и та же точка в единичном квадрате (рис. 1). Параметры эллипсоида в абсолютном выражении пропорционально увеличены в 1.2 раза.

Рассмотренный пример, основан на предположении об известных ориентировках осей эллипсоида и положении его центра. Строгое доказательство того, что подобная установка даёт минимум V, требует более громоздкого доказательства. Ситуация усугубляется при переходе к более сложным формам, для которых облики интуитивно понятны (например, все формы кубической сингонии должны аппроксимироваться сферами). В общем случае, требуется найти 9 неизвестных параметров (координаты центра эллипсоида, ориентировки осей и длины полуосей), из которых практически информативны только три последних.

Вычислительная сложность метода, как представляется автору, может быть преодолена созданием эффективных алгоритмов и компьютерных программ, позволяющих по уже разработанным способам представления форм кристаллов находить параметры аппроксимирующего их эллипса.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0001.

- Бетехтин А.Г. Курс минералогии: учебное пособие / А.Г. Бетехтин; под науч. ред. Б.И. Пирогова и Б.Б. Шкур-1. ского. 2-е изд., испр. и доп. М.: КДУ. 2010. 736 с.
- 2. Булах А.Г. Общая минералогия: учебник для студ. высш. учеб. заведений / А.Г. Булах, В.Г. Кривовичев, А.А. Золотарёв. 4-е изд., перераб. и доп. М.: Изд. центр «Академия». 2008. 416 с.
- 3. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Реальные кристаллографические простые формы // ЗВМО. № 2. 2004. C. 112-120.
- 4. Степенщиков Д.Г. О внешней симметрии кристалла // Федоровская сессия 2010. Матер. конф. СПб. 2010. C. 152-154.
- 5. Шафрановский И.И., Корень Р.В., Дубов П.Л. К методике изучения искажённых форм на кристаллах минералов // Зап. Всесоюзн. Мин. общ. 1971. Т. 100. Вып. 1. С. 42-48.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДАЕК АНДЕЗИБАЗАЛЬТОВ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ

Терехов Е.Н.^{1*}, Морозов Ю.А.², Смолькин В.Ф.³, Баянова Т.Б.⁴, Щербакова Т.Ф.¹

¹Геологический институт РАН, Москва, tereh@ilran.ru

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

³Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва

⁴ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

В последние годы весьма популярна идея о так называемом «эндогенном покое» или « magmatic shutdown» для периода 2.45-2.2 млрд. лет, когда по каким-то причинам заметно снизилась магматическая активность. Для этого же периода известны самые древние признаки оледенения, а также предполагается смена бескислородной атмосферы на кислородную [2]. Действительно, как показывает анализ возрастов детритовых цирконов из аллювия крупнейших рек, а также анализ возрастов гранитов из конвергентных окраин плит (естественно в их авторской трактовке), для периода 2.45-2.2 млрд. лет наблюдается естественный провал на графиках частоты встречаемости возрастов [9]. Для исследователей Балтийского щита подобная идея выглядит довольно странно, так как для этого периода известно довольно много определений возраста, хотя часть их безусловна весьма спорная и требует дополнительных исследований. В тоже время сариолийский и ятулийский возраст (2.4-2.3 и 2.3-2.1 млрд. лет соответственно) для многих образований восточной части Фенноскандинавского щита достаточно хорошо документирован геологическими наблюдениями: картированием вулканогенно-осадочных толщ или структурными исследованиями взаимоотношений магматических тел [1, 3].

На фоне изучения причин «эндогенного покоя» становится вновь актуальной проблема появления андезибазальтов сариолийского возраста (2.4-2.3 млрд. лет) в основании Печенгской структуры. В период становления идей тектоники плит для раннего докембрия эти породы, преимущественно по геохимическим характеристикам, так или иначе сравнивались с островодужными образованиями [10], тогда как структурно-геологические построения противоречат этому и интерес к этим образованиям постепенно угас. При этом появилось достаточно много данных о породах базальтового состава в пределах Карелии, имеющих возраст 2.4-2.3 млрд. лет. Подобная магматическая зональность вероятнее всего отражает неоднородности в земной коры, причины образования которой изложены ниже.

Нами проведены структурные и геохимические исследования двух участков распространения даек андезибазальтового состава: Лиинахамари и губы Амбарная, которые являются комагматами вулканитов маярвинской свиты Печенгской структуры, что позволяет с принципиально новых позиций обсуждать геодинамическое положение этих магматических проявлений. В пределах дайкового роя губы Амбарная опробованы все типы даек, различающие по мощности и по падению. Все дайки оказались близкими по химическому и минеральному составу. Кварцевые долериты формируют гомогенную группу пород с содержанием MgO от 4 до 7 %, с низкими концентрациями Cr (10-50 г/т) и умеренными – Y, Zr, REE. Установлены слабо фракционированные спектры тяжелых РЗЭ (Gd/Yb)_n (не более 1.6) на фоне заметного обогащения $(La/Sm)_n = 2.6-2.9$, незначительной отрицательной Eu аномалией 0.87-0.9 и общего фракционирования $(La/Yb)_n = 5.1-5.8$. Породы обогащены крупноионными литофильными элементами: Rb, Ba, K, обеднены Nb, Ti, имеют низкие Sr/Y=11-13. Изученные дайки недифференцированые, поэтому их состав может соответствовать исходным магмам, что позволяет реконструировать геодинамические условия их генерации. Отсутствие зон закалок в дайках свидетельствует об относительно повышенной температуре вмещающих пород и отсутствии летучих.

Для изотопных исследований была выбрана наиболее крупная дайка андезибазальтового состава, расположенная 69°39′58.16″С и 31°39′57.63″В. Изотопный U–Pb-возраст циркона из этой дайки определен в 2304±1 млн. лет. Эти данные позволяют более уверенно коррелировать дайковый узел губы Амбарная с дайками пос. Лиинахамари и вулканитами маярвинской свиты Печенгской



Рис. 1. Геологическая схема Восточной части Балтийского щита на период 2.3 млрд. лет назад (Для ориентировки показаны некоторые элементы современной гидрографии).

Дайковые рои (2.3 млрд. лет): Л – Лиинахамари, ЦК – Центрально-Карельский. Троги сумийского возраста (2.5-2.4 млрд. лет), заполненные базальтами, коматиитами и андезитами: 1 – Имандра-Варзугский, 2 – Ветреного Пояса, 3 – Лехтинско-Шомбозерский, 4 – Северо-Карельский. Расслоенные интрузии (2.55-2.45 млрд. лет): БМ – Бураковско-Монастырский, ФП – Федоро-Панский, КК- Кивакка-Кундозеро, КМ – группа Кеми, ГХ – Главный Хребет и Мончеплутон, Г– Гора Генеральская, К – Койтелайнен.

структуры. Из той же дайки, из её ксенолитов мощностью до 5 м, были изучены пробы гранитов и плагиогранитов с целью определения их изотопного возраста и оценки роли термального воздействия расплава дайки на вмещающие породы. Граниты и плагиограниты содержат по три вида цирконов, близких по морфологии. Изотопный U-Pb возраст плагиогранитов – 2722 ± 4 млн. лет, CKBO=0.67. Нижнее пересечение дало возраст 366 ± 15 млн. лет, что перекрывается с этапом формирования интрузий Кольской щелочной провинции. Возраст гранитов оказался существенно моложе – 2418 ± 8 млн. лет, CKBO=0.29, что вероятно отражает обстановку растяжения, предшествующую формированию Печенгской структуры.

В восточной части Фенноскандинавского щита для палеопротерозойского этапа выделяется два крупных тектономагматических события, которые ассоциируются с плюмовой активностью и

формированием рифтогенной системы карелид [6], состоящей из нескольских сдвиговых зон, в которых формировались троги пулапартного типа, выполненные бимодальной серией с незначительным количеством осадков. Помимо вулканитов, сумийское плюмовое событие (2.5-2.4 млрд. лет) проявилось в формировании большого числа расслоенных интрузий, даек, массивов друзитов и габбро-анортозитов. Проекция этого плюма на современную поверхность образует овал 550 × 950 км по длинной оси вытянутой в СЗ направлении в современных координатах [5]. Максимальная мощность сумийских вулканитов отмечается в юго-западной Карелии и в центре Кольского п-ова (структуры: Ветреного Пояса и Имандра-Варзугская) с постепенным их уменьшением в СЗ направлении (рис. 1). Граница этого плюма, могла находиться в районе Печенгской структуры, где расположен массив горы Генеральской, а вулканиты этого возраста отсутствуют. Следующий импульс магматизма, который также связан с мантийным плюмом, приходится на временной интервал 2.3-2.0 (1.9 млрд. лет) [5, 6]. При этом область максимального развития вулканитов смещается на северо-запад. Это структуры: Печенгская, Куолоярви, Киттеля-Салла, Карасъек и Каутокейна (рис. 1) Особенностью вулканитов этого периода является наличие MORB-базальтов и «обогащенных» ферропикритов с высокими содержаниями LREE, которые часто переслаиваются в едином разрезе. Разница в составе пород, характерных для этих плюмовых событий, отражает различные условия развития структур подчиненных плюму, или различному составу верхней мантии и коры, в пределах которых развивается зона плавления плюма. Судя по распространению магматических образований того и другого возраста, можно предполагать смещение центра магматической активности в северо-западном направлении (в современных координатах). В пределах Печенгской структуры сумийских образований нет, а её разрез начинается с сариолийских конгломератов и вулканогенной толщи андезибазальтового состава с возрастом 2.3 млрд. лет. За период 2.4-2.2 млрд. лет произошло смещение области вулканической активности и пропагация оси мантийного поднятия и рифтовых структур, к которым приурочены вулканиты [7]

Учитывая одновозрастность даек кварцевых долеритов и их сходство с вулканитами маярвинской свиты Печенгской структуры, можно предполагать, что исследуемые дайки являлись подводящими каналами для вулканов, впоследствии уничтоженных в результате эрозии и тектонической денудации. Таким образом на рубеже 2.3 млрд. лет шло формирование андезибазальтов маярвинской свиты Печенги и исследуемых даек. В это же время в Карелии, в центральной части области сумийского магматизма, формировались дайковые рои исключительно базальтового состава [5]. Поэтому можно предполагать, что вулканиты Печенгской структуры, так же, как и дайки роя Лиинахамари-Амбарная губа, образовывались в краевой части «отмирающего» сумийского плюма и на участке пропагации палеопротерозойской рифтогенной системы [7]. Вполне возможно, что постепенный (?) переход к обстановке регионального сжатия по сравнению с центральной части плюма, отразился и на геохимической специализации андезибазальтовых магм, обогащенных литофильными элементами. Это сближает их по составу с андезитами – характерными образованиями зон современной субдукции.

Таким образом, на примере восточной части Фенноскандинавского щита можно говорить о некой условности выделения «эпохи эндогенного покоя» так как в этот период происходила смена тектонического режима с появлением продуктов магматической активности бедных цирконами, что и проявилось на графиках распределения U/Pb возрастов детритовых цирконов.

Исследования выполнены в рамках темы госзаданий ГИН РАН № 0135-2016-0012, ИФЗ РАН № 0144-2014-0089-11 и при финансовой поддержке РФФИ грант № 17-05-00592 и программы Президума РАН 19 проект№0135-2018-0040.

- 1. Арзамасцев А.А. Федотов Ж.А. Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм Северо-Восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука. 2009. 383 с.
- 2. Игнатьев А.В. Ханчук А.И., Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Левицкий В.И, Терехов Е.Н. Первые данные масс-независимого фракционирования изотопов серы в сульфидах из пород восточной части Фенноскандинавского щита // ДАН. 2016. Т. 469. № 6. С. 714-718.

- 3. Морозов Ю.А., Галыбин А.Н., Мухамедиев Ш.А., Смульская А.И. // Тектонический и геомеханический контроль морфологии и пространственного размещения систем даек и силлоподобных тел в деформируемой среде (на примере СЗ части Кольского полуострова) Геотектоника. 2017. № 3. С. 28-60.
- 4. Смолькин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.Р. Геолого-геохимическая модель формирования палеопротерозойских (2.5-2.4 млрд. лет) рудно-магматических систем Балтийского щита // Отечественная геология. 2009. № 3. С. 54-62.
- 5. Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., и др. Проявление внутриплитного магматизма на Карельском кратоне 2,3 млрд лет назад: к проблеме эпохи «эндогенного покоя» в палеопротерозое // Докл. АН. 2014. Т. 457. № 4. С. 460-465.
- 6. Терехов Е.Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы Балтийского щита // Литосфера. 2007. № 6. С. 15-39.
- 7. Терехов Е.Н., Морозов Ю.А., Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., Щербакова Т.Ф. О проявлении дайкового магматизма андезит-базальтового состава в палеопротерозойской рифтогенной системе Кольского кратона Докл. АН. 2018. Т. 479. № 3. С. 302-308.
- 8. Conde K.C., O,Neill C., Aster R.C. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth // Earth and Planetary Science Letters.2009. V. 282. P. 873-878.
- 9. Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Alekseev A.S. and Romanyuk T.V. New data on detrial zircons from the sandstones of the lover Cambrian Brusov Formation (White Sea region, East-European Craton): unraveling the timing of the onset of the Arctida-Baltica collision // International Geology Review. 2014. P. 1-19.
- 10. Marker M. Early Proterozoic (c 2000 1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // Nor. Geol. Unders. Bull. 1985. № 403. P. 55-74.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ РЫЛЬСКОЙ РИФТОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ КМА

Токарева В.А.

Воронежский государственный университет, Воронеж, vikaczech@gmail.com

На территории Воронежского кристаллического массива углеродсодержащие породы встречаются в составе докембрийских метаморфических комплексов различного возраста. Максимального развития углеродсодержащие породы достигают в оскольской серии нижнего протерозоя, которая перекрывает железорудную курскую серию. Состав и строение оскольской серии характеризуется ритмичной, неоднократно повторяющей сменой конгломератов, гравелитов и метапесчаников, переходящих к верхам разреза в карбонатно-слюдистые сланцы с горизонтами амфиболитов, метаморфизованных доломитов и известняков, широким развитием углеродсодержащих пород и вулканитов. Отложения оскольской серии накапливались только в наиболее крупных структурах с длительным устойчивым прогибанием: Тим-Ястребовской, Белгородской, Михайловской, Волотовской, Рыльской [Чернышов, 1997].

Объектом исследований в настоящей работе выступают углеродистые сланцы оскольской серии, вскрытые буровыми скважинами в пределах Стрекаловского участка Рыльской структуры КМА. Разновозрастные стратифицированные углеродистые толщи различных регионов Земли являются уникальными источниками цветных, редких и благородных металлов, что обуславливает интерес к изучаемым породам.



Рис. 1. Структурно-текстурные особенности, породообразующие и акцессорные минералы углеродистых сланцев Рыльской рифтогенной структуры КМА.
а) сланцеватая текстура, б) Ар – апатит, Phl – флогопит, Kfs – калиевый полевой шпат, в) Grt – гранат, Ар -

а) сланцеватая текстура, о) Ар – апатит, PhI – флогопит, KIS – калиевыи полевои шпат, в) Grt – гранат, Ар - апатит г) Rt - рутил; сокращенные обозначения минералов даны по [5].

ных минералов	.(0%)
составы породообразующих и акцессорны	тых сланцев Рыльской структуры (масс. %
Таблица 1. Химические	из углеродис

	Фпотопит 1	Ψυστοπία	$\Phi_{\rm moromur}$ 3		Luanar 1	Chanter 3		KTIII 1	C IIIII V	латат Л
	1 111101017	40.37	20.61	0:5	1 mind 1	2 1 7 7 2	0:5	64.12	62.72	1111111111
	1 33	1 22	10.60	JU2 TiO	70.0C	01.10	TiO	0.00	00.0	000
	15.05	17.73	17.92	Al ₂ 0,	20.88	20.86	ALO,	18.08	17.51	0.00
	2.71	2.07	10.50	FeO	1.65	1.05	FeO	0.00	0.00	0.00
	0.78	0.75	0.00	MnO	36.1	34.66	MnO	0.00	0.00	0.00
	21.74	22.01	16.07	MgO	1.45	1.39	MgO	0.00	0.00	0.00
	0.00	0.00	0.00	CaO	4.63	4.07	CaO	0.00	0.00	50.77
	0.00	0.00	0.00	Na,O	0.00	0.00	Na,O	0.68	0.71	0.00
	9.16	9.55	9.73	K,0	0.00	0.00	K,0	15.45	14.89	0.00
	0.00	0.00	0.00	P,0,	0.00	0.00	P,0,	0.00	0.00	37.89
	0.00	0.00	0.00	F	0.00	0.00	ц	0.00	0.00	4.76
ő	0.00	0.00	0.00	Yb,0,	0.00	0.00	$Yb_{2}O_{3}$	0.00	0.00	1.51
ا ص	0.00	0.00	0.00	Lu,O,	0.00	0.00	Lu,O	0.00	0.00	1.40
IMa	89.46	93.67	95.90	Сумма	101.33	99.81	Сумма	98.34	96.34	96.34
	2.96	2.95	2.95	Si	2.92	3.05	Si	3.01	3.03	0.00
	0.08	0.07	0.12	Ti	0.00	0.00	Ti	0.00	0.00	0.00
	1.36	1.53	1.57	Al	1.96	1.99	Al	1.00	0.99	0.00
	1.04	1.05	1.05	Cr	0.00	0.00	Fe"	0.00	0.00	0.00
	0.32	0.47	0.52	Fe^{3+}	0.19	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00
	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.00	0.07	Mg	0.00	0.00	0.00
	0.17	0.13	0.65	Mn	2.44	2.37	Са	0.00	0.00	0.00
	0.05	0.05	0.00	Mg	0.17	0.17	Na	0.06	0.07	0.00
	2.48	2.40	1.78	Ca	0.40	0.35	K	0.93	0.91	0.00
	0.00	0.00	0.00	Na	0.00	0.00	X(Ca)	0.00	0.00	0.00
	0.00	0.00	0.00	K	0.00	0.00	X(Na)	0.06	0.07	0.00
	0.89	0.89	0.92	X(adr)	0.01	0.00	X(K)	0.94	0.93	0.00
	2.00	2.00	2.00	X(grs)	0.12	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00
lph	3.94	4.18	17.85	X(uvarovite)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
lst	43.64	57.99	48.73	X(alm)	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
uu	4.34	2.54	8.96	X(sps)	0.81	0.80	0.00	0.00	0.00	0.00
	48.08	35.29	24.46	X(nm)	90'0	0.06	0.00	0 00	0.00	0.00

Макроскопически углеродистые сланцы Рыльской структуры представляют собой темносерые до черных породы. Для них характерны микрозернистая, гранобластовая, лепидобластовая (рис. 1 а), порфиробластовая структуры. Текстура пород сланцеватая (рис. 1 а), часто плойчатая. Главными породообразующими минералами сланцев являются кварц, слюды (серицит, флогопит, мусковит), калиевый полевой шпат (КПШ), а также гранаты. В отдельных участках породы интенсивно обогащены углеродистым веществом (графитом), что затрудняет определение состава пород [Скулков, 1985]. В качестве второстепенных и акцессорных минералов выступают карбонаты, апатит, хлорит.

Изучение минерального состава межрудных сланцев проводилось по прозрачно-полированным шлифам с использованием поляризационного и сканирующего электронного микроскопов, а также микрорентгеноспектрального анализа. Ниже приводится подробное описание минералов, входящих в состав изучаемых пород.

Во всех типах углеродистых сланцев присутствует кварц, который слагает основную массу породы. В срастании с углеродистым веществом минерал плохо распознаваем под микроскопом, поэтому дать оценку его количеству затруднительно. Зачастую содержание кварца около 10-20%. Зерна кварца имеют неправильную, уплощенную или изометричную форму. В шлифах кварц имеет низкий рельеф, в проходящем свете бесцветный, в скрещенных николях серый, характеризуется «облачным погасанием», когда различные нечеткие участки зерен гаснут с небольшим опережением или отставанием от других, заниженным двупреломлением, серыми и темно – серыми цветами интерференции. Поверхность часто не гладкая, содержит мелкие включения других минералов, чаще всего рудных. Размер зерен варьирует от 0.05-0.08 мм.

Слюдистая составная часть микрочешуйчатая, удлиненно-пластинчатые зерна располагаются параллельно со сланцеватостью (0.04-0.07 мм), обычно разбросанные в ткани (рис. 1 б) или образуют струеподобные скопления. Количество слюды в шлифах около 45-50 %. Слюда обладает совершенной спайностью, светлой окраской от бледно-коричневого по N_g до бесцветного по N_p, слабым плеохроизмом. По результатам микрорентгеноспектрального анализа установлено, что слюда представлена флогопитом с переменным химическим составом (табл. 1).

При изучении породообразующих минералов сланцев под микроскопом были диагностированы порфиробласты гранатов, представленные идиоморфными кристаллами (рис. 1 в). Это темнобурые до коричневатых зерна кубической сингонии. В шлифах гранат изотропный, с высоким рельефом и резкой шагреневой поверхностью. По химическому составу (табл. 1) отвечает спессартину (более 90 % Sps), зональность кристаллов не выявлена.

В составе сланцев также установлены калиевые полевые шпаты (табл. 1, рис. 1 б). Совместно с кварцем и слюдами они слагают основную ткань породы. Представлены прямоугольными, изометричными зернами размером 0.02-0.05 мм. В шлифах прозрачные, цвета интерференции низкие, серые. Показатель преломления ниже канадского бальзама и соответственно, кварца, с которым его, в силу маленького размера зерен, можно спутать. Содержание в породе составляет около 15 %.

Из акцессорных минералов в шлифах уверенно диагностируется только апатит, представленный зернами неправильной, изометричной формы (рис. 1 в). Рельеф высокий, шагреневая поверхность. Цвета интерференции темно-серые, погасание прямое. Размер зерен составляет 0.015-0.03 мм. По результатам микрорентгеноспектральных исследований установлено, что данный минерал содержит в своем составе тяжелые лантаноиды и представлен фторапатитом (табл. 1).

В исследуемых породах также присутствует рутил, представленный тонкими игольчатыми кристаллами вытянутой формы. Маленький размер зерен (10-20 мкм) затрудняет диагностику в шлифах, но данный минерал был уверенно диагностирован при микрорентгеноспектральных исследованиях.

Среди рудных минералов сланцев наибольшим распространением пользуются пирит и пирротин, содержание и взаимоотношение которых в породах значительно изменяется в различных образцах, колеблясь от 5-7 % до 30-35 %. Остальные акцессорные минералы, в том числе и рудные, представленные сфалеритом, халькопиритом, магнетитом, цирконом, ставролитом были уверенно диагностированы лишь при изучении тяжелой фракции минералов сланцев.

Таким образом, в результате проведенных исследований минерального состава углеродистых сланцев Рыльской рифтогенной структуры, с помощью микрорентгеноспектрального анализа впервые определены химические составы главных, второстепенных и акцессорных минералов, рассчитаны минальные соотношения основных породообразующих минеральных фаз. Установлено присутствие среди главных породообразующих минералов магнезиальной слюды – флогопита, а не серицита, как считалось ранее в работах предшественников, а также калиевого полевого шпата в ткани пород, диагностика которого оптическими методами была затруднена.

Полученные новые данные об особенностях минерального состава углеродистых сланцев имеют важное значение для установления генезиса предшествующих осадков и палеофациальных обстановок накопления изучаемых пород.

- 1. Винчелл А.Н. Оптическая минералогия / А.Н.Винчелл, Г.Винчелл. Москва. Изд-во иностранной литературы. 1953. 561 с.
- 2. Дир У.А. Породообразующие минералы / У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман. Изд-во: МИР. Москва. 1965. 371 с.
- 3. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии / Н.М. Чернышов [и др.] // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21-30.
- Скулков Н.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Стрекаловского участка (северо-запад КМА). 1985 / Н.А. Скулков. Фонды курского филиала ФБУ «ТФГИ по Центральному федеральному округу».
- Donna L. Whitney, Bernard W. Evans. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist. 2010. V. 90. P.185-187.

ВРЕМЕНА И ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, - ПО ДАННЫМ ИЗОТОПИИ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ

Толстихин И.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Атмосфера является единственным источником изотопов ²⁰Ne, ³⁶Ar, ⁸⁴Kr, ¹³⁰Xe в земной коре: эти изотопы не возникают в недрах Земли; они растворяются в метеорных водах и переносятся в недра после погружения вод. Концентрации БГ в метеорных (впоследствии подземных) водах известны из данных о растворимости. Знание исходных концентраций (и отношений) БГ позволяет моделировать их фракционирование между сосуществующими газовыми, нефтяными и водными фазами в процессе образования, миграции и хранения углеводородов.

Радиогенные (*) изотопы, ⁴He^{*}, ²¹Ne^{*}, ⁴⁰Ar^{*}, ¹³⁶Xe^{*}, мигрируют из пород (минералов), в которых они возникают в результате радиоактивного распада, деления ядер и ядерных реакций в подземные воды, смешиваются с атмогенными изотопами и, с течением времени, накапливаются в системе вода – порода. Накопление радиогенных изотопов в поровых водах проявляется в росте отношений ⁴He^{*/20}Ne_{ATM}, ²¹Ne^{*/20}Ne_{ATM}, ⁴He^{*/36}Ar_{ATM}, ⁴⁰Ar^{*/36}Ar_{ATM}. ¹³⁶Xe^{/130}Xe_{ATM}. Концентрации родительских изотопов ²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th, ⁴⁰K в содержащих подземную воду породах, известные из измерений или *а priori* данных, позволяют ответить на вопрос как долго накапливались радиогенные изотопы. Поскольку растворимости благородных газов в воде весьма низки, БГ практически полностью переходят в углеводородные фазы; поэтому отношения изотопов БГ не меняются при дегазации вод в ходе формирования месторождений углеводородов:

Концентрации радиогенных изотопов БГ в пористом пространстве месторождений углеводородов, как правило, настолько высоки, что их невозможно генерировать и накопить *in situ*. Единственным источником радиогенных изотопов БГ в месторождениях углеводородов являются подземные воды, в которые эти изотопы мигрируют из вмещающих воду пород и накапливаются в ней. Таким образом, отношения ${}^{4}\text{He}*/{}^{20}\text{Ne}_{ATM}$, ${}^{21}\text{Ne}*/{}^{20}\text{Ne}_{ATM}$, ${}^{4}\text{He}*/{}^{36}\text{Ar}_{ATM}$, ${}^{40}\text{Ar}*/{}^{36}\text{Ar}_{ATM}$ в углеводородных месторождениях пропорциональны интервалу между временем погружения подземных вод (прекращением их контакта с атмосферным воздухом и началом накопления в них радиогенных изотопов) и дегазацией вод в ходе формирования месторождений углеводородов: «интервал погружение – дегазация, ИПД».

Использование мирового банка данных позволяет определить значения ИПД для большого количества месторождений углеводородов, расположенных в разных тектонических обстановках: на древних платформах, на молодых платформах, в мобильных поясах. ИПД систематически увеличиваются с возрастом осадочных – пород источников углеводородов, и значения ИПД близки к этим возрастам. Эта важная особенность ИПД для различных месторождений углеводородов свидетельствует о: (а) происхождении радиогенных изотопов БГ в подземных водах, при дегазации которых возникло месторождение; (б) относительно недавнем времени образования месторождений углеводородов, – иначе они не могли бы захватить БГ из древней воды; (в) коротких интервалов времени образования месторождений.

При достаточно детальных исследованиях время и продолжительность образования углеводородных месторождений могут быть оценены. Например, почти постоянные отношения ${}^{21}\text{Ne}*/{}^{20}\text{Ne}_{ATM}$, ${}^{40}\text{Ar}*/{}^{36}\text{Ar}_{ATM}$, измеренные в образцах из нефтяного месторождения Магнус (Северное море), соответствуют длительности накопления ≈ 10 млн. лет. Следует подчеркнуть, что вышеупомянутые соотношения изотопов БГ дают оценки времени, которые не зависят от геологических реконструкций.

Количества БГ в углеводородных месторождениях позволяют характеризовать объем подземных вод, из которого БГ были перенесены в месторождение; обычно этот объем превышает объем месторождения на порядки величины.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОДНЯТИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИБРЕЖНЫХ И ВНУТРЕННИХ ЧАСТЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Введение

С конца XX в. в пределах Фенноскандии для изучения вертикальных движений земной поверхности и связанного с ними перемещения береговой линии моря применяется метод изолированных бассейнов [8]. С использованием данной методики на баренцевоморском побережье Кольского региона были проведены работы в районах пос. Дальние Зеленцы [10], г. Никель [6] и г. Полярный [7]. Для каждого района был установлен характер поднятия земной поверхности и построен график перемещения береговой линии в поздне- и послеледниковое время (рис. 1). В последнее время аналогичные работы были проведены во внутренних частях Кольского региона. Были исследованы донные отложения из котловин озер, расположенных в районах долин рек Тулома [3, 4] и Лотта [5]. Полученные данные существенно дополнили уже имеющиеся сведения по перемещению береговой линии моря и позволили оценить темпы и градиент поднятия земной поверхности во внутренних частях Кольского региона. В данной работе приводятся результаты изучения вертикальных движений северо-запада Кольского региона в голоцене, и сопоставление амплитуды и скорости поднятия прибрежных и внутренних районов.

Сопоставление амплитуды и скорости поднятия земной поверхности

Для сопоставления амплитуды и скорости поднятия земной поверхности северо-западной части Кольского региона на один график были помещены кривые относительного перемещения береговой линии, построенные и для прибрежных частей района исследования, и для внутренних (рис. 1).



Рис. 1. Районы исследования (А) и графики относительного изменения береговой линии Баренцева моря (Б) на северо-западе Кольского региона.

1–3 – положение краевых ледниковых образований по [9]: 1 – Сальпаусселька I (13100-12700 л.н. (кал.)), 2 – Сальпаусселька II (13000-11500 л.н. (кал.)), 3 – Тромсе-Люнген (12900-11500 л.н. (кал.)); 4 – линии профилей диаграмм для районов долин р. Тулома [4] и р. Лотта [5]; 5 – районы исследования, для которых приведены графики относительного изменения береговой линии.



Рис. 2. Графики скоростей поднятия земной поверхности в различных частях северо-запада Кольского региона. 1 – Дальние Зеленцы; 2 – Полярный; 3 – Никель; 4 – Кола; 5 – Верхнетуломский; 6 – устье р. Лотты; 7 – среднее течение р. Лотты.

Для прибрежных частей были использованы графики из ранее опубликованных работ [6, 7, 10]. Для внутренних частей Кольского региона были построены аналогичные графики перемещения береговой линии моря на основании диаграмм относительного поднятия земной поверхности в районах долины р. Тулома и Кольском заливе [4] и долины р. Лотта [5]. Для этого в выбранных местах на диаграмме относительного поднятия проводится вертикальная линия, места пересечения данной линии с линиями относительного поднятия земной поверхности отражают положение морской границы в данном районе. Таким образом, мы располагаем информацией о пространственном и временном положении морской границы. Такие графики были построены для районов г. Колы и пос. Верхнетуломского в Туломской депрессии, а также для района устья р. Лотты и среднего течения р. Лотты в районе р. Няаннамйоки (рис. 1).

На основании этих кривых перемещения береговой линии бассейнов в различных частях северо-запада Кольского региона далее были рассчитаны скорости поднятия земной поверхности (рис. 2).

Из графиков на рисунке 1 Б видно, что амплитуда поднятия земной поверхности увеличивается и в направлении с востока на запад (в районе пос. Дальние Зеленцы амплитуда составила 60 м, в районе г. Никель- 90 м), и в направлении от побережья к внутренним частям континента (в районе г. Полярный – около 80 м, в районе р. Лотта – около 120 м). При этом практически все графики перемещения береговой линии (кроме графиков для Лоттинской депрессии) имеют одинаковый характер изменения во времени (рис. 1). На начальном этапе развития после освобождения от ледникового покрова во всех районах отмечается резкое понижение береговой линии моря, что указывает на интенсивное поднятие земной поверхность в этот период. Аналогичный характер поднятия в начальные этапы после деградации ледникового покрова наблюдается практически во всех исследованных областях Фенноскандии [1, 2, 11 и др.].

В интервале времени 12500-11500 калиброванных лет назад (л.н. (кал.)) большая часть территории северо-запада Кольского региона была ещё покрыта ледником. В восточной части района исследования (пос. Дальние Зеленцы), где ледниковый покров уже отступил, происходило поднятие земной поверхности с постепенным увеличением скорости (рис. 2). Максимальная скорость поднятия в данном районе фиксируется в интервале времени примерно 11900-11500 л.н. (кал.), ее значение достигало 20-25 мм/год.

В интервале времени 11500-9500 л.н. (кал.) значительная часть района исследования освободилась ото льда, но юго-западные его области (Лоттинская депрессия) ещё были заблокированы ледниковым покровом. На северо-востоке от района исследования (район пос. Дальние Зеленцы) скорость поднятия постепенно уменьшается (рис. 2), в то время как в пределах западной части баренцевоморского побережья Кольского региона (районы г Никель и г. Полярный) и в пределах Туломской депрессии в это время отмечается максимальная скорость поднятия (рис. 2). На побережье скорость поднятия достигает значения 50 мм/год, а в долине р. Туломы около 30 мм/год.

В интервале времени 9500–7500 л.н. (кал.) из-за трансгрессии Тапес на побережье расчетная скорость поднятия уменьшается практически до 0 мм/год, а в некоторых его районах наблюдается относительное погружение земной поверхности (район Дальних Зеленцов) (рис. 1 и 2). В пределах Туломской депрессии в данном интервале времени также отмечается относительное уменьшение скорости поднятия до 5 мм/год. В Лоттинской депрессии, несмотря на трансгрессию Тапес в пределах Баренцева моря, отмечается максимальная скорость поднятия до 27 мм/год.

Заключение

В позднеледниковье и голоцене на северо-западе Кольского региона амплитуда и скорость поднятия земной поверхности возрастает в направлении с северо-востока на юго-запад. В начале голоцена наибольшая скорость поднятия отмечается в прибрежных частях района исследования. Со временем скорость поднятия материковой части начинает преобладать над прибрежной. Такой характер поднятия, видимо, связан с более ранним освобождением прибрежной части от ледникового покрова. Таким образом, максимальная скорость (интенсивность) поднятия отмечается на начальных этапах после дегляциации территории. В областях, раньше всего освободившихся ото льда (район пос. Дальние Зеленцы), максимальная скорость поднятия, приблизительно 25 мм/год, соответствует временному интервалу 12000-11500 лет назад. В районе Лоттинской депрессии, освободившейся ото льда позже, максимальная скорость поднятия, около 27 мм/год, фиксируется в интервале времени 9000-8000 лет назад.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ № 16-05-00311-А и №17-305-50019-мол нр и темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0010.

- Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Алексеева А.Н., Толстобров Д.С., Лаврова Н.Б. Хронология и причины перемещения береговой линии Белого моря в голоцене по данным изучения донных отложений озер из района Кузема (северная Карелия). Известия русского географического общества. 2014. Вып. 6. С. 14-26.
- 2. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чупа (северная Карелия). Вестник МГТУ. Мурманск: МГТУ. 2015. Т. 18. №2. С. 255-268.
- 3. Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П. Постледниковое поднятие земной коры в северо-западной части Кольского региона // Вестник МГТУ. Мурманск: МГТУ. 2015. Т. 18. №2. С. 295-306.
- 4. 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. Мурманск: МГТУ. 2016. Т. 19. №1/1. С.142-150.
- Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н. Неотектонические движения на северо-западе Кольского региона (долина р. Лотта) // Матер. 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
- 6. 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. V. 31. P. 153-175.
- 7. 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. V. 28. N 1. P. 146-166.
- 8. Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. V. 31. P. 103-128.
- 9. Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian ASSR and adjacent areas. Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines. Espoo, Geol. Survey Finland. 1991. P. 73-99.
- Snyder J.A., Korsun S.A., Forman S.L. Postglacial emergence and the Tapes transgression, north-central Kola Peninsula, Russia. Boreas. 1996. V. 25. P. 47-56.
- 11. Svendsen J.I., Mangerud J. Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway // Journal of Quaternary Science. 1987. V. 2. №2. P. 113-132.

ПРОБЛЕМА ВЛИЯНИЯ СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ НА МИНЕРАЛЬНУЮ И ХИМИЧЕСКУЮ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЮ В ТЕЛАХ МЕТАБАЗИТОВ НА ПРИМЕРЕ БУДИНЫ МЕТАГАББРО-НОРИТА ИЗ РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Травин В.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, ПетрГУ, Петрозаводск, vetr@list.ru

Как известно из литературы, деформация и химическая сегрегация почти всегда сопровождают метаморфизм [6 и др.]. Несмотря на «универсальность» этого утверждения, для высокотемпературных метаморфических преобразований сегрегации обсуждаются в основном на примерах мигматитов [6]. Пример из района села Гридино, первые данные изучения которого рассматриваются в настоящем сообщении, показывает возможности «дальней» миграции элементов в базитах, испытывающих метаморфические преобразования в условиях высоких температур и давлений.

Уплощенное тело метабазитов мощностью не более семи метров (рис.) вытянуто по простиранию вмещающей его субмеридиональной крутопадающей пластической зоны сдвига. Тело вскрыто обнажением на протяжении 20 м. Химический состав пород (таблица 1) указывает на принадлежность их реперному для БПП комплексу лерцолитов–габбро-норитов [3] с возрастом около 2.4 млрд. лет [5]. Очевидно, это тело представляет собой одну из многочисленных в районе даек габбро-норитов, подвергнутую интенсивным деформациям, или будину такой дайки.



Рис. Тело метагаббро-норитов.

А – план обнажения, по зарисовке в полевом дневнике (с упрощениями). Б-Г – фотографии, сделанные с юга: Б – общий вид береговой части обнажения, В, Г – центральная и восточная части тела. В – в центральной (слева) части обнажения породы имеют серый цвет, в зоне восточного контакта с гнейсами (справа) – зеленый. Г – породы с сегрегационными агрегатами гранатита, удлиненные параллельно минеральной линейности пород; маркер указывапет на контакт тела метагаббро-норитов и вмещающих гнейсов. Кружками отмечены места взятия образцов, упоминаемых в тексте.

Таблица 1. Химическ	ме сост	гавы обр	азцов
метагаббро-норитов,	места	отбора	кото-
рых показаны на рису	ике.		

	N	Іетагаббј	ро-норит	Ъ
	АК5	АК6	АК8	АК7
SiO ₂	49.68	49.30	49.04	48.04
Fe ₂ O ₃	0.42	0.73	0.60	0.46
Al ₂ O ₃	9.18	12.63	10.88	7.84
FeO	8.47	9.34	9.91	8.11
MnO	0.167	0.181	0.199	0.198
MgO	16.02	13.35	15.67	21.14
CaO	1010	820	842	710
Na ₂ O	1.65	1.86	1.81	0.91
K ₂ O	047	043	041	026
H ₂ O	0.08	0.16	0.11	0.05
ппп	1.28	1.13	1.01	1.02
P ₂ O ₅	0.10	0.15	0.14	0.11
Cr ₂ O ₃	0.294	0.222	0.257	0.480
V ₂ O ₅	0.051	0.036	0.045	0.046
CoO	0.008	0.001	0.008	0.010
NiO	0.060	0.055	0.064	0.098
CuO	0.009	0.026	0.011	0.005
ZnO	0.012	0.010	0.013	0.011
Сумма	99.89	99.73	99.87	99.99

Породы представлены парагенезисами: CpxJd3-3+GrtPrp40+Prg+Opx+PlAn30+Qtz (AK5), CpxJd7-26+GrtPrp39-42+Prg+PlAn30 (AK6), CpxJd20-25+GrtPrp42+Prg+Opx+PlAn20 (AK8), CpxJd2-3+GrtPrp46+Prg+Opx (AK7). Анализы выполнены в лаборатории анализа вещества ИГ КарНЦ РАН.

Метагаббро-нориты имеют полосчатость, сланцеватость и минеральную линейность, ориентированные параллельно контактам тела и текстурам вмещающих гнейсов, вовлеченных в пластическую зону сдвига. Полосчатость пород обусловлена неравномерностью распределения в них породообразующих метаморфических минералов, линейность и сланцеватость - субпараллельной ориентировкой их зерен. Сегрегационные обособления разного состава сильно вытянуты параллельно минеральной линейности пород, наиболее эффектно они представлены в восточном эндоконтакте тела (рисунок, Г). Во внутренней части тела породы с четкой линейностью перемежаются с разновидностями, в которых линейность выражена слабее. Последние отличаются также более темным, темно-серым, цветом (рисунок, В).

Вконтактовой сгнейсами зоне габбро-нориты испытали полную перекристаллизацию с образованием парагенезиса Cpx+Grt+Amf+Pl+Qtz±Opx (Cpx – омфацит с содержанием жадеитовой молекулы до 26%, Amf – паргасит и эденит), что обычно для габбро-норитов района, испытавших синдеформационную эклогитизацию в раннесвекофеннских пластических зонах сдвига [8, 4]. Составы минералов приведены в таблице 2.

Упомянутые выше серые породы со слабо выраженной линейностью характеризуются бесплагиоклазовым составом. В изученном образце АК7 они представлены парагенезисом Срх+Grt+Prg+Opx и содержат немногочисленные

		A	К5			A	К7	
	Cpx _{Jd23}	Grt _{Prp40}	Prg	Opx	Cpx _{Jd3}	Grt _{Prp46}	Prg	Opx
Na ₂ O	3.28	0	1.76	0	0.75	0	2.51	0
MgO	12.78	10.57	15.65	28.16	16.48	12.12	16.26	29.34
Al ₂ O ₃	6.41	23.10	13.09	0.88	1.01	22.03	13.25	0.93
SiO ₂	54.28	39.57	45.99	54.64	54.59	40.85	45.49	56.55
Cl	0	0	0.45	0	0	0	0.36	0
K ₂ O	0	0	1.22	0	0	0	0.81	0
CaO	18.88	5.34	12.78	0	23.47	6.42	12.65	0
MnO	0	0.73	0	0	0	0.63	0	0
TiO ₂	0	0	0.80	0	0	0	0.56	0
FeO	4.38	20.69	8.25	16.33	3.79	17.95	8.12	13.19
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Таблица 2. Составы минералов образцов АК5 и АК7.

Анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН на сканирующем электронном микроскопе Vega Tescan с приставкой для микроанализа Sigma Oxford Instruments INCA.

изометричные реликтовые зерна магматических орто- и клинопироксена, более крупные, чем удлиненные (метаморфические) зерна этих минералов в основной ткани породы. Эти породы не являются эклогитами, поскольку метаморфический клинопироксен в них представлен не типоморфным для эклогитов омфацитом (содержание жадеитовой молекулы в клинопироксене не превышает 5 %). Бесплагиоклазовые породы отличаются от разновидностей, содержащих омфацит и плагиоклаз, значительно более высоким содержанием MgO (21 % MgO в бесплагиоклазовых породах по сравнению с 13-16 % MgO в породах, содержащих плагиоклаз).

Для метагаббро-норитов недеформированных даек района характерны массивные текстуры и апомагматические коронитовые (друзитовые) структуры, хорошая сохранность зерен магматических пироксенов, а нередко и оливина. Недеформированным дайкам метагаббро-норитов не свойственны метаморфические текстуры и выявленная здесь дифференцированность пород по содержанию MgO: более высокая магнезиальность в дайках комплекса лерцолитов–габбро-норитов была отмечена не в центральных частях даек, как в описанном случае, а в зонах закалки [3].

Это обстоятельство свидетельствует в пользу того, что неоднородность химического состава тела вторичная, обусловленная неоднородностью синметаморфических деформаций, обеспечивших миграцию элементов в пределах единого тела. Причина неоднородности деформаций не ясна. По-видимому, макроскопически однородные породы недеформированных даек обладают неоднородностью механических свойств, обуславливающих неоднородность деформаций. Участки тела, испытавшие деформации разного стиля, оказались обогащенными разными элементами. Очевидно, миграции элементов способствовал флюид.

Объяснение сосуществования высокобарического амфибола и «низкобарического» (с малым содержанием жадеитовой молекулы) авгита в бесплагиоклазовом парагенезисе обр. АК7, тоже проблематично. Известно, что условия формирования минеральных метаморфических парагенезисов существенно зависят от состава пород. Чем больше железистость и кремнекислотность базитов, тем при меньших РТ-параметрах в них происходит образование эклогитовых парагенезисов [1, 7, 2]. В обр. АК7 произошел полный распад плагиоклаза – один из основных признаков эклогита, но парагенетичными оказались паргасит и авгит, которому не место в эклогите. По-видимому, при относительно низких содержаниях кремнезема в базитах, их обогащенности магнием и обедненности кальцием и натрием (именно этим характеризуется порода обр. АК7, таблица 1), при высокобарических метаморфических преобразованиях натрий концентруется в паргасите, что и обуславливает авгитовый состав клинопироксена в породе.

Вероятно, детальное изучение рассматриваемого и подобных объектов позволит найти подход к решению означенных проблем.

Исследование выполняется в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН при частичной поддержке РФФИ (Проект 17-05-00329).

- 1. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии // Петрология верхней мантии. М.: Мир. 1968. С. 9-77.
- 2. Кориковский С.П. Проградные преобразования габбро-норитов при эклогитизации в температурном интервале 600-700 ° С // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1352-1366.
- 3. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.
- 4. Травин В.В. Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломорский подвижный пояс // Геотектоника. 2015. № 5. С. 78-93.
- 5. Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрама-фитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12. № 10. С. 632-655.
- 6. Bucher K., Grapes R. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 2011. 428 p.
- Kullerud K., Flaat K., Davidsen B. High-pressure fluid rock reactions involving Cl-bearing fluids in lower crustal ductile shear zones of Flakstadoy Basic Complex, Lofoten, Norway // J. Petrology. 2001. V. 42. №7. P. 1349-1372.
- Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // Petrology. 2009. V. 17. P. 684-706.

ВЫСОКОТИТАНИСТЫЙ КАЛИЕВЫЙ АМФИБОЛ ИЗ АГПАИТОВЫХ СИЕНИТОВ ИНТРУЗИИ НИВА И ДАЙКИ УЧАСТКА «МОХНАТЫЕ РОГА» (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Филина М.И., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н.

ГЕОХИ РАН, Москва, makimm@mail.ru

Натриевые и натрий-кальциевые амфиболы широко распространены в щелочных, особенно агпаитовых породах, пегматитах и метасоматитах, связанных с щелочными интрузиями [4, 5]. Калий является типичным компонентом многих щелочных амфиболов, но содержание K₂O обычно не превышает 1-2 мас. %. В 2004 г. был утвержден новый минеральный вид – калиевый арфведсонит KNa₂Fe²⁺4Fe³⁺Si₈O₂₂(OH)₂, найденный в щелочных пегматитах из трех щелочных комплексов: Илимауссакского, Ловозерского и Хибинскиого [7].

Нами были впервые исследованы высокотитанистые калиевые амфиболы из агпаитовых сиенитов интрузии Нива и дайки участка «Мохнатые Рога», расположенных в северо-западной части Беломорского подвижного пояса. Сиениты из этих объектов практически идентичны по химическому и минеральному составу [1, 3]. Главные минералы агпаитовых сиенитов: калиевый полевой шпат (25-30 об. %), натролит (10-15 об. %), эгирин-авгит (10-15 об. %), энигматит (10-15 об. %), калиевый амфибол (5-10 об. %), характерной особенностью породы, является присутствие среди породообразующих минералов в количестве до 20 об. % минералов группы лампрофиллита (МГЛ): лампрофиллита, фторлампрофиллита, баритолампрофиллита, и фторбаритолампрофиллита. По сравнению с нефелиновыми сиенитами Хибинского и Ловозерского массивов изучаемые породы содержат значительно меньше кремнезема, в то время как содержание железа и титана значительно выше, что отражается в химическом составе породообразующих минералов [1, 3].

Амфиболы в породе образуют удлиненные крупные зерна, размером 1-1.5 мм буроватокоричневого цвета, со слабым синеватым оттенком, поперечные реже продольные сечения часто имеют шестиугольную форму. Минерал заметно плеохроирует в зеленовато-бурых и синеватозелёных тонах с обратной схемой абсорбции. В породе амфибол чаще всего ассоциирует с эгиринавгитом, мелкие игольчатые зерна которого, располагаются как по краям, так и внутри кристаллов (рис. 1), также амфибол может располагаться по краям зерен энигматита, и можно предположить, что энигматит по сравнению с амфиболом более ранний.



Рис. 1. Скопление кристаллов калиевого амфибола (Amp) в ассоциации с эгирин-авгитом (Aen) в матрице из полевого шпата и натролита (Fep), агпаитовый сиенит интрузии Нива.

Согласно современной классификации группы амфиболов [6], исследуемые амфиболы относятся к натрий-кальциевой и натриевой группе, содержание К₂О - 3.11-4.81 вес. %, что позволяет К доминировать над Na в позиции А. Характерной особенностью исследованных амфиболов является высокое содержание титана – до 4.71 мас. %, а также фтора – до 3.54 мас. % (табл. 1). Амфиболы зональные: центральные части по составу соответствуют высокотитанистому калиевому катофориту, калиевому катофориту или высокотитанистому калиевому энкерманиту, краевые части высокотитанистому калиевому арфведсониту или калиевому арфведсониту. Зональность амфиболов выражается в увеличении содержаний натрия, калия, и железа от ядра к периферии, и уменьшении содержаний магния и кальция. Центральные части кристаллов содержат значительные количества титана и фтора, причем содержание фтора, коррелирует с содержанием титана - с уменешением содержания

титана, уменьшается содержание фтора (табл.1), что свидетельствует высокой активности фтора на начальных стадиях кристаллизации расплава. В экспериментальных работах по исследованию полей устойчивости амфиболов в зависимости от фугитивности кислорода и температуры, показано, что тренд изменения состава амфибола от Са через Na-Ca к Na амфиболам отражает понижение температуры и фугитивности кислорода на уровне или ниже буфера QFM [8].

Компо-	1	2	3	4	5	6	7	8	9
нент	С	R	С	R	С	R	С	R	С
SiO ₂	52.62	50.08	49.86	48.65	50.91	49.57	51.03	50.61	50.81
TiO ₂	3.16	2.74	3.02	2.11	4.36	2.83	4.38	2.02	4.71
Al ₂ O ₃	0.76	0.83	0.75	0.88	1.57	0.18	1.42	0.59	1.83
MnO	0.52	0.33	0.53	0.27	0.46	0.72	0.55	0.60	0.53
FeO	14.16	25.90	14.19	24.20	13.92	29.32	14.86	25.54	14.15
MgO	12.53	5.69	12.40	6.49	11.64	1.13	11.43	4.58	11.73
CaO	3.11	0.79	3.05	0.75	2.86	0.06	2.97	0.22	3.35
Na ₂ O	6.43	7.06	6.36	7.15	6.72	7.21	6.63	6.88	6.44
K,O	3.76	4.55	3.60	4.19	3.25	4.81	3.16	4.77	3.11
ZrO,	0.79	0.00	0.85	0.06	0.48	нпо	0.12	нпо	0.12
BaO	0.11	0.05	0.07	0.05	0.29	0.22	0.13	0.13	нпо
SrO	0.49	0.03	0.57	0.17	0.33	0.05	0.28	0.07	0.60
Cr ₂ O ₃	но	но	но	но	0.03	0.01	0.02	0.00	0.06
Nb ₂ O ₅	0.02	0.01	0.05	0.10	но	но	но	но	но
Ta ₂ O ₅	нпо	нпо	0.12	нпо	но	но	но	но	но
ThO ₂	0.07	нпо	0.07	нпо	но	но	но	но	но
UO,	0.64	0.73	0.73	0.88	но	но	но	но	но
F	3.34	0.83	3.54	1.44	3.04	0.02	3.13	0.21	2.97
Сумма	102.51	99.62	99.76	97.39	99.86	96.13	100.11	96.22	100.41
O=F	1.41	0.35	1.49	0.61	1.28	0.01	1.32	0.09	1.25
Сумма	101.10	99.27	98.27	96.78	98.58	96.12	98.79	96.13	99.16
			Формули	ьные коэфо	рициенть	I			
Na	0.38	0.24	0.43	0.33	0.45	0.30	0.15	0.45	0.45
K	0.71	0.89	0.70	0.84	0.62	1.00	0.96	0.63	0.59
Ca	0.49	0.13	0.50	0.13	0.46	0.01	0.04	0.39	0.54
Σ_{A}	1.09	1.14	1.13	1.17	1.07	1.30	1.12	1.08	1.05
Ca	0.49	0.13	0.50	0.13	0.46	0.01	0.04	0.39	0.54
Sr	0.04	0.00	0.05	0.02	0.03	0.01	0.01	0.04	0.05
Na	1.46	1.87	1.45	1.86	1.51	1.99	1.96	1.57	1.41
$\Sigma_{ m B}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ti	0.28	0.18	0.10	0.08	0.43	0.35	0.24	0.47	0.44
Zr	0.06		0.06	0.01	0.04			0.01	0.01
Al						0.04	0.11		
Fe ³⁺		0.79	0.40	1.02		—	0.48		
Mn ²⁺	0.07	0.04	0.07	0.04	0.06	0.10	0.08	0.08	0.07
Fe ²⁺	1.75	2.54	1.41	2.17	1.75	4.01	2.89	2.08	1.77
Mg	2.77	1.31	2.82	1.52	2.61	0.28	1.08	2.27	2.61

Таблица 1. Представительные анализы химического состава (мас. %) зональных кристаллов амфибола из дайки участка Мохнатые рога и интрузии Нива.

Филина М.И. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.095

Σоктаэдр	4.92	4.87	4.87	4.83	4.89	4.77	4.89	4.90	4.90
Si	7.79	7.71	7.62	7.66	7.66	8.10	8.00	7.69	7.59
Al	0.13	0.15	0.14	0.16	0.28			0.26	0.32
Ti	0.08	0.14	0.25	0.17	0.06			0.05	0.09
Σтетраэдер	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.10	8.00	7.99	8.00
OH	0.44	1.60	0.29	1.28	0.55	1.99	1.90	0.73	0.60
F	1.56	0.40	1.71	0.72	1.45	0.01	0.11	1.27	1.40
Σ	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

Примечание. 1-4 – амфиболы из дайки участка Мохнатые Рога (образцы № 11-Юк-8, 11-Юк-32). 5-9 – амфиболы из интрузии Нива (образцы № Н-8-1, Н-8-3). Зоны кристаллов: С – центральная. R- краевая. нпо – ниже предела обнаружения, но – не определялось. Формульные коэффициенты рассчитаны на 24 (OH, F, Cl, O). Значения содержания ОН получены исходя из условия электронейтральности.

Также эволюция составов амфибола соответствуют общей направленности эволюции составов пироксенов в изучаемом агпаитовом сиените [2]. Зональность пироксенов выражается в увеличении содержаний натрия, железа и титана от ядра к периферии, и уменьшении содержаний магния и кальция. Пироксены также содержат значительные количества титана до 6.05 мас. % TiO₂ в краевых частях кристаллов, что позволяет отнести его к титанистому эгирин-авгиту.

На примере эволюции состава породообразующих минералов из щелочных комплексов, можно исследовать эволюцию магматических систем от ранних этапов до поздних стадий, которые контролируются такими факторами, как состав магматического расплава, фугитивность кислорода, щёлочность, температура минеральных равновесий и др.

Работа выполнена за счет средств выделенных на выполнение госзадания.

- 1. Акименко М. И., Когарко Л. Н., Сорохтина Н. В., Кононкова Н. Н., Мамонтов В. П. Новое проявление щелочного магматизма на Кольском полуострове, агпаитовая дайка в Кандалакшском районе // Докл. АН. 2014. № 458 С. 193-197.
- Филина М. И., Когарко Л. Н., Кононкова Н. Н. Эволюция пироксенов в высокощелочных магматических системах на примере дайкового комплекса агпаитовых сиенитов и интрузии Нива (Кольский полуостров) // Геохимия. 2017. № 7. С. 653-659.
- 3. Arzamastsev A.A., Belyatskiy B.V., Arzamastseva L.V. Agpaitic magmatism in the northeastern Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia // Lithos. 2000. № 51. P. 27-46.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. Rock-Forming Minerals // London, Geol. Soc.: Volume 2B Double-Chain Silicates. 1997. 764 pp.
- 5. Hawthorne, F. C. The crystal chemistry of the amphiboles: V. The structure and chemistry of arfvedsonite // Canadian Mineralogist. 1976. № 14. P. 346-356.
- 6. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R. F., Schumacher J. C., Welch M. D. IMA Report Nomenclature of the amphibole supergroup. American Mineralogist // 2012.V. 97. P. 2031-2048.
- Pekov I.V., Chukanov N.V., Lebedeva Yu.S., Pushcharovsky D.Yu., Ferraris G., Gula A., Zadov A.E., Novakova A.A., Petersen O.V. Potassicarfvedsonite, KNa₂Fe₂+4Fe₃+Si₈O₂₂(OH)₂, a K-dominant sodic amphibole of the arfvedsonite series from agpaitic pegmatites – Mineral data and type of disorder in the A site // Neues Jahrbuch für Mineralogie – Monatshefte. 2004. № 12. P. 555-574.
- 8. Mitchell R.H. A review of the compositional variation of amphiboles in alkaline plutonic complexes // Lithos. 1990. P. 135-156.

ОБ ИСТОЧНИКАХ УГЛЕРОДА И ТЕМПЕРАТУРАХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАФИТА В ПОРОДАХ КЕЙВСКОГО БЛОКА. НОВЫЕ ДАННЫЕ

Фомина Е.Н.¹, Лохова О.А.², Бочаров В.Н.³

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, fomina_e.n@mail.ru ² Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург ³ Респуски и Центр «Геомодели», СПБЕУ, Санкт Петербург

³ Ресурсный Центр «Геомодель», СПбГУ, Санкт-Петербург

В определениях возрастов, стратиграфического положения, а также оценках метаморфометасоматических преобразований супракрустальных толщ Кейвского блока до сих пор существует ряд дискуссионных проблем, затрудняющих интерпретацию его геологического развития. Так, на основании парагенетического анализа и геохимической термобарометрии предшественниками [4] было установлено, что метаосадочные образования кейвского подкомплекса регионально метаморфизованы в условиях кианит-ставролит-двуслюдяной субфации амфиболитовой фации в температурном диапазоне 550-600 °C. При этом отмечается, что на Западных Кейвах под воздействием щелочных гранитов кианитовые парагенезисы сменяются силлиманитовыми, образующимися при температуре 620 ° C [7], а в Малокейвской структурной зоне степень метаморфизма снижается в направлении к ЮВ до эпидот – амфиболитовой фации (< 500 ° C) [4]. Однако привязки метаморфических событий к геодинамическим этапам развития Кейвского блока, равно как установление термодинамических характеристик и, следовательно, метаморфической зональности во многих аспектах остаются неточными, а иногда и противоречивыми. В связи с этим для выяснения источников вещества и эволюции супракрустальных толщ Кейв требуются дополнительные маркеры.

Одним из наиболее надежных маркеров может служить графит, который присутствует практически во всех породах кейвского комплекса [5]. Поскольку отношения ¹³C/¹²C основных резервуаров углерода контрастны, изотопные характеристики углерода графита широко используются для выяснения источников углерода. Кроме того, весьма информативной является степень упорядоченности углеродистого вещества, способная весьма чутко отражать условия его кристаллизации, оставаясь весьма стабильной в ходе дальнейших преобразований. На основании этого свойства для разных типов пород было разработано несколько рамановских графитовых геотермометров [8], [9] и др., широко применяемых для оценок пиковых температур контактового, регионального метаморфизма и метасоматоза.

В кейвских метаморфизованных толщах еще в 1970-е годы было отмечено наличие изотопно легкого углерода ($-35 \% \delta 13C$ PDB) [5]. Позднее еще более «аномально легкие» значения ($-42...-48 \% \delta 13C$ PDB) были получены для метасоматитов из зон деформаций [2]. Нами на основании изучения графита в кианитовых, силлиманитовых сланцах и силекситах из щелочных гранитов было показано [6], что поступление углерода в породы на изучаемой территории происходило по меньшей мере из двух источников: (1) водно-метанового флюида из осадочных пород с органическими соединениями ($\delta 13C$ PDB до -45 %) и (2) углекислотного флюида, поступавшего непосредственно из щелочных гранитов ($\delta 13C$ PDB в среднем -8 %). Однако для уточнения полученных результатов и их сопоставления с геологическими данными требовалось накопление большего объема аналитических данных как по исследовавшимся ранее, так и по новым объектам.

Стремясь наиболее полно охарактеризовать графитоносные породы Кейвского блока, в качестве материала мы исследовали вещество из максимально территориально разобщенных объектов. Изучению подверглись графитсодержащих силекситов из щелочных гранитов Западных Кейв, а также породы червуртской свиты кейвской серии: образцы кианитовых сланцев г. Тяпшманюк и г. Шуурурта Центральных Кейв; силлиманитовых и слюдяных сланцев г. Макзабак Западных Кейв; кианитовых сланцев из участка оз. Романово на ЮВ Малых Кейв (рис. 1а).

Для выяснения отношения ¹³C/¹²C в графите изучаемых пород мы провели изотопные исследования углерода в ИИМК РАН на масс-спектрометре IRMC DELTA V (ThermoFinnigan). Регистрация рамановских спектров (PC) для изучения структурных характеристик углеродистого вещества производилась в ИГ КарНЦ РАН при помощи дисперсионного спектрометра комбинационного рассеяния Nicolet Almega XP (Thermo Scientific), а также в РЦ «Геомодель» научного парка СПбГУ при помощи спектрометра HORIBA Jobin-Yvon LabRam HR800. Описания пробоподготовки, экспериментальных исследований, разложения РС и расчета температур подробно даны в работе [6].

На основании петрографо-минераграфического изучения вышеупомянутой коллекции образцов было установлено пять генераций графита. Графит первой генерации (Gr-1) в виде тонкодисперсных включений в породообразующих минералах, а также интерстиционный мелкочешуйчатый Gr-2 в переменных количествах присутствуют почти во всех изученных породах червуртской свиты, достигая максимальных содержаний в кианитовых сланцах (в среднем 2.3 мас. %). В образцах кианитовых сланцев г. Тяпшманюк изотопный состав углерода этих образований оказался идентичным и довольно гомогенным: δ^{13} С (PDB) от -43.4 до -44.8 ‰ (по 8 анализам). Структурно они несколько отличаются, что отразилось в анализе рамановских спектров. Рассчитанные по ним температурные диапазоны образования этих модификаций оказались весьма различными: для Gr-1 получены значения 470-530°C, а для Gr-2 – 565-570°C (рис. 1 б). В сланцах участка оз. Романово



Рис. 1. (а) Схема отбора проб. Геологическая основа по [3] с упрощениями.

1 – базиты и ультрабазиты, PR₁; 2 – щелочные граниты, AR₂; 3 – габброиды, AR₂; 4 – гранитоиды нормальной щелочности (нерасчлененные), AR₂; 5 – глиноземистые сланцы кейвской серии, AR₂; 6 – породы тундровой серии (слюдяные парасланцы), AR₂; 7 – гнейсы и амфиболиты кольской серии (комплекса основания), AR; 8 – тектонические нарушения; (б)-(г) Гистограммы температур графита, определенных с помощью рамановского геотермометра [7]. Аббревиатуры соответствуют приведенным в тексте.

был обнаружен лишь тонкодисперсный Gr-1. По изотопному составу он близок к таковому г. Тяпшманюк (от –41.3 до –46.8 ‰, по 12 анализам), но диапазон температур для него оказался более широким: от 400 до 520 °C при медиане 480 °C (рис. 1 в). Кианитовые сланцы г. Шуурурта также насыщены и Gr1, и Gr-2. Температуры их образования подобны рассчитанным для графитов г. Тяпшманюк (450–520 °C и 560-600 °C соответственно, рис. 1 г). Однако изотопные данные по углероду для этих пород разделились на два интервала. Пять анализов дали значение δ^{13} C (PDB) –41.3 и –45.1 ‰, то есть аналогичные вышеуказанным. В остальных же 12 оно варьирует в пределах от –27.3 до –38.3 ‰ при медиане –33.0 ‰, что сопоставимо с результатами, полученными в работе [4].

Графит Gr-3 присутствует в виде крупных чешуек в межзерновом пространстве слюдяногранатовых сланцев и образует сегрегации этих чешуй (желваки, гнезда размером до 10 см) в силлиманитовых сланцах г. Макзабак. Диапазон вариаций δ^{13} С (PDB) для 22 проб Gr-3 из силлиманитовых сланцев составил – 16.8...–19.8 ‰. Результатов изотопных анализов по слюдяно-гранатовым сланцам в связи с малым содержанием в пробах графита получено не было. Однако об идентичности крупночешуйчатого графита из них гнездовому из силлиманитовых пород помимо морфологии и микроструктурных характеристик говорит и одинаковый интервал температур образования – от 435 до 520 °C (медиана 500 °C) (рис. 1 д).

Gr-4 был обнаружен только в силлиманитовых сланцах, где он формирует прожилки (мощностью от первых мм до 2 см), сложенные смесью крупных изогнутых лейст графита, зерен монацита, рутила и ильменита, рассекающие гнезда Gr-4 и практически все породообразующие фазы. По структурному положению и взаимоотношениям с прочими минералами мы предположили, что эта генерация графита является наиболее поздней в силлиманитовых сланцах и может быть связана с флюидной переработкой пород, сопутствовавшей становлению щелочно-гранитных массивов. Предположение это подтверждается и геохимией, и спектроскопией. Углерод Gr-4 оказался существенно более «тяжелым»: δ^{13} С (PDB) = -10.1%...-10.7%. Структура его значительно более упорядочена, а оценка температур составляет 570-670°С при медиане 615°С (рис. 1 е).

Для оценки изотопных и структурных характеристик углеродистого вещества непосредственно из щелочных гранитов были изучены графитовые сферолиты (Gr-5) из внутригранитных силекситов. Они содержат наиболее изотопно "тяжелый" углерод из всех проанализированных проб: δ 13C (PDB) = -5.6...-8.5 ‰ (по 8 анализам). Диапазон температур для Gr-5 составил 435-480 °C при медиане 445 °C (рис. 1 ж).

Установленные изотопно-геохимические характеристики и структурные особенности пяти выделенных типов графита позволяют сделать следующие заключения.

1. Источник «аномально легкого» углеродистого вещества (Gr-1 и Gr-2) существовал на весьма обширной территории – от северо-запада Больших Кейв до юго-востока Малых. При этом поставщиком углерода, обогащенного изотопом ¹³С, предположительно был водно-метановый флюид из осадочных пород с органическими соединениями. «Тяжелый» углерод в силекситах и силлиманитовых сланцах (Gr-5 и Gr-4), по всей видимости, фиксировался из водно-углекислотных нижнекоровых или мантийных флюидов при становлении гранитов. Гнездовой графит из силлиманитовых сланцев (Gr-3), вероятно, представляет собой продукт смешения этих двух источников. Наличие помимо «аномально легкого» углерода в кианитовых сланцах г. Шуурурта изотопной метки со значением близким –33.0 ‰ δ^{13} С (PDB) указывает на вероятность существования третьего, дополнительного углеродного резервуара, более обедненного изотопом ¹³С, коим могло являться биогенное вещество, возможность существования которого в этих породах обсуждалась в работе [1].

2. Обнаружение на ЮВ Малых Кейв лишь низкотемпературной модификации графита согласуется с петрологическими обоснованиями возможности снижения степени метаморфизма в этом районе до эпидот-амфиболитовой фации в работе [4]. Мы предполагаем две версии о причине отсутствия более высокотемпературного графита и минеральных парагенезисов более высоких ступеней метаморфизма. Возможно эти породы не были вовлечены в некий поздний высокотемпературный этап преобразования пород, затронувший стратиграфически идентичные толщи в других районах. Либо в ходе некоторых метаморфических событий в районе Малых Кейв эти породы испытали меньший прогрев, чем на Больших Кейвах. Для проверки этих версий требуются дополнительные данные.

3. Рассчитанные по рамановским геотермометрам диапазоны температур для каждого выделенного в ходе микроскопического описания морфологического типа графита довольно четко совпадают в разных образцах из различных участков. Структурные характеристики хорошо раскристаллизованного графита остаются устойчивыми даже при инфильтрации более поздних горячих флюидов, на что указывает неизменность структуры гнездового Gr-3 в местах его пересечения прожилками высокотемпературного Gr-4. Эти факты подтверждают высокую степень надежности графитового геотермометра в применении и к метаморфическим, и к метасоматическим образованиям.

Работа выполнена в ГИ КНЦ РАН по государственному заказу № 0231-2015-0007 при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00068). Регистрация рамановских спектров производилась в РЦ «Геомодель» научного парка СПбГУ.

- 1. Астафьева М.М., Балаганский В.В. Кейвские парасланцы (архей–ранний протерозой), нанобактерии и жизнь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 3. С. 1-11.
- 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.
- Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500 000 / гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты : ГИ КНЦ РАН. 1996.
- 4. Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия / Петров В.П. и др. Л.: Наука. 1986. 272 с.
- 5. Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука. 1975. 115 с.
- Фомина Е.Н., Козлов Е.Н., Лохова О.В., Лохов К.И. Графит как индикатор контактового воздействия Западно-Кейвской интрузии щелочных гранитов, Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1/1. С. 129-139.
- 7. Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита) / Петров В.П. и др. Л.: Наука. 1990. 184 с.
- Aoya M., Kouketsu Y., Endo S., Shimizu H., Mizukami T., Nakamura D., Wallis S. Extending the applicability of Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks // Journal of Metamorphic Geology. 2010. V. 28. №9. P. 895-914.
- 9. Beyssac O., Goffé B., Chopin C., Rouzaud J.N. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // Journal of Metamorphic Geology. 2002. V. 20. №9. P. 859-871.

CHEMICAL COMPOSITION OF Ca-Mg-Sr CARBONATES AND THE STABLE ISOTOPE δ^{13} C STUDY: THE KOVDOR MASSIF SHOWCASE (KOLA REGION, NW RUSSIA)

Huber M.^{1*}, Hałas S², Mokrushin A.V.³, Neradovsky Yu.N.³, Lata L.⁴, Sikorska-Jaworowska M.⁵, Skupiński S.¹

¹ Maria Curie-Skłodowska University, Earth Science and Spatial Management Faculty, Geology and Lithosphere Protection Department, 2 cd Kraśnicka St., 20-718 Lublin, Poland;

² Maria Curie-Skłodowska University, Mass Spectrometry Laboratory, Institute of Physics, Lublin, 1 M. Curie-Skłodowska Sq., 20-031 Lublin, Poland.

³ Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, 14 Fersman Str., 184209 Apatity, Russia;

⁴ Maria Curie-Skłodowska University, Earth Science and Spatial Management Faculty, Soil Science and soil Protection Department, 2 cd Kraśnicka St., 20-718 Lublin, Poland;

⁵ Polish Geological Institute, 4 Rakowiecka St., 00-975 Warszawa, Poland.

*Corresponding author e-mail: mhuber@poczta.umcs.lublin.pl

Abstract

The current study provides new data on δ^{13} C of carbonates from the REE-rich Paleozoic Kovdor massif. It is an ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion in the north-eastern part of the Baltic Shield (Kola region, Russia). The carbonates have been sampled from the main outcrop of the phoscoritecarbonatite Kovdor massif. According to Rb-Sr and U-Pb data, its age is 420-360 Ma [3, 10]. The massif was formed in the active zone of a continental type as a result of hot spot plutonism on the Kola Peninsula. The selected ore minerals have been analyzed with optical and electron microscopy (Hitachi SU6600 with EDS attachment), whereas δ^{13} C has been determined in the Mass Spectrometry Laboratory, Maria Curie-Skłodowska University. The works aim at studying the stable isotope in representative Ca-Mg-Sr carbonatites sampled by V.V. Balagansky in 2003. They have been analyzed using ICP-OAS and XRF in the Department of Soil Science in order to estimate metal concentrations.

Keywords: geochemistry, stable isotope analysis, Ca-Mg-Sr carbonatites, REE Kovdor massif, Baltic Shield.

Introduction

The Baltic Shield is a segment of the East European Craton (EEC). In its northern part there are numerous alkaline (agpaitic) rock intrusions of the early Proterozoic age, such as the Elt'ozero and Gremyakha-Vyrmes [8, 11, 13, 14]. The Baltic Shield is marked by volcanic activity of the continental type that produced numerous Paleozoic intrusions, carbonatite and alkaline ones mainly. These intrusions are rich in REE [9, 10, 12] and occur on the Kola Peninsula (the Khibiny and Lovozero massifs, Kovdor, Afrikanda, Turiy Mys, etc.), in Karelia and Finland (e.g. Sokli). They are also found under cover of sedimentary rocks, e.g. in Poland (Tajno intrusion, etc.).

On the Kola Peninsula this magmatism was associated with hot spots and produced a series of intrusions [1, 2, 6, 9, 10]. Earlier Zaitsev and Bell had studied some carbonatites from Kovdor [15]. We collected hydrothermally treated samples rich in Ca-Mg-Sr and REE from the main outcrop of the Kovdor massif and compared them with carbonate veins from Pechenga and the Lapland Granulite Belt on the Kola Peninsula.

Methods

The sampled carbonatites have been analyzed using an optical polarizing microscope Leica DM2500P and a scanning electron microscope Hitachi SU6600 with EDS in the Department of Geology and Lithosphere Protection at the Maria Curie-Skłodowska University (UMCS) in Lublin, Poland. The stable isotope analysis (δ^{13} C and δ^{18} O) has been made in the Institute of Physics (UMCS), Lublin, using a dual inlet and a triple collector mass-spectrometer. The selected samples have been studied using the LA-ICP-OAS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry) analysis (model ELAN DRC II, Perkin

Elmer with the (LA) LSX-500 laser ablation system of CETAC) at the Soil Science and Soil Protection Department (UMCS). The XRF analysis has been performed on the Epsilon 4 at the Department of Geology and Lithosphere Protection. Cathodoluminescence (CL) observations have been carried out in the Polish Geological Institute in Warsaw using the CCL 8200 mk3 (cold-cathode) device linked with an Optiphot 2 polarizing microscope. For these studies the voltage of 14-16 kV and the electron beam intensity of 400-600 μ A have been applied. Micrographs have been taken on 1600 ISO Fujifilm.

Results

The rocks have been sampled from the Kovdor intrusion of the Paleozoic age in the western part of the Kola Peninsula. The intrusion consists of ultrabasic rocks, i.e. olivinites and pyroxenites, that comprise a magnetite-apatite-phlogopite ore body [6, 9, 10]. The intrusion was formed in one out of many faults in crystalline basement rocks of the Kola Peninsula. The mineralization of the Kovdor massif is complex and multiphase. The rocks are rich in zircon, baddeleyite, francolite (non-typical forms of apatite), apatite, phlogopite, vermiculite, diopside, calcite, dolomite, etc. There are also numerous phlogopite-magnetite phoscorites and products hydrothermal processes. The mineralization is rich in trace and rare elements [9, 10].

Results of the isotope analysis

The δ^{13} C isotope analyses of the Kovdor carbonates testify to the coal origin from the Earth's mantle (cf. Fritz and Fontes, 1986). These isotopes are found in almost all samples and have similar values. The highest ones refer mainly to dolomite from the phoscorite samples (3 and 6). Analyses of carbonatites (sample 5) provide similar results. They are much close to the works by Zaitsev and Bell (1995). The lowest carbon content δ^{13} C was recorded in samples 1, 2 and 4. It might be linked to the contamination of dioxide during the water migration in secondary processes. Similarly, respondents ranked values of oxygen isotopes ¹⁸O from carbonates in all samples. Very low values of oxygen isotopes (lower than in measurements by Zaitsev and Bell [15]) may be obtained from meteoric fluids that are incorporated by an isotope exchange reaction in CO₂ solution–HCO⁻-CO₃²⁻.

Geochemical characteristics of rocks

According to ICP-OAS and AAS analyses, the carbonates include calcium (dominating), magnesium and strontium accompanied by potassium, sodium, zinc and iron and lanthanum. Analyses of carbonates and their surrounding rocks (diopside-apatite nephelinites, samples nos. 07Kv, 08Kv, 09Kv) with the XRF method provided results much similar to those obtained with the ICP method. These rocks are rich in magnesium, calcite and contain up to 2 % admixture of strontium. They also have cerium, lanthanum and barium. Among the main elements there are Na, Al, Si, K, P, Cl. The rocks are accompanied by large amounts of Zr, Fe, Mn, Ti, V, Cr and such trace metals, as Co, Ni, Cu, Zn and As. In the discussed rocks there are also Sm, Nd admixtures with minor amount of the Y group.

Disscussion

The Kovdor intrusion mainly consists of ultrabasic rocks and carbonatites. Analyses of these rocks indicate their close relationship with deep zones of the Earth (mantle). It is witnessed by both isotopic and microprobe analyses of minerals with rare earths sampled by many researchers in this region [1, 12]. This intrusion is closely related to numerous carbonatite intrusions of the same age on the Kola Peninsula (e.g. Afrikanda), in Finland (eg. Sokli) and many other places of the Baltic Shield. These rocks originate from a hot spot that occurred in the Early Palaeozoic and contributed to the continental magmatism in this region. It also contributed to many changes in surrounding rocks. Carbonatite veins associated with these processes were also found in the archaic structure of the Lapland Granulite Belt [4] and in Pechenga. Carbon isotope δ^{13} C [‰] was found at the level of -4.83 to -19.62 and oxygen isotopes δ^{18} O [‰ VPDB] were discovered at the level -9.43 to -20.79. Leaving aside issues of minor contamination resulting from the migration of solutions in the environment, they indicate the impact of hot spots that produced a number of changes as a secondary environment among older rocks. These results outline multistadial processes of carbonatite cry-

stallization with the mixing of fluids and rocks. It is confirmed by previous geochemical studies indicating REE mineralization (the cerium group) [4]. The presence of light elements of the cerium group is characteristic for most alkaline massifs in the Kola region [6]. The presence of such major elements, as Na, Al, Si, is also related to small amounts of silicates (phlogopite, diopside) and accessory nepheline (K, Na), apatite (P, Cl) and baddeleyite (Zr, Bayanova et al. 1997). The occurrence of iron, titanium, vanadium and chromium can be explained by the presence of numerous ore minerals, i.e. magnetite, titanomagnetite and spinels. The presence of sulphides is related to trace metals (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As). While the magnetite-spinel association may correspond to basic primary alloys, a trace metal admixture shows that hydrothermal processes were associated with the after-magmatic ones. It explains the results of the carbonate isotope analyses. Sm, Nd, and minor Y may testify to the contamination of supracrustal rocks (old metamorphic rocks) in the vicinity of the intrusion [5].

Conclusions

The studied samples are representative carbonatites from the Kovdor massif. These rocks refer to the igneous continental type supported by the stain of heat that produced numerous intrusions and changes in the East European Craton rocks (the Baltic Shield). Most of the studied samples are various kinds of phoscorites rich in calcite, dolomite, pyroxene and phosphates. There are also rocks with diopside, vermiculite and feldspar. Isotopic and geochemistry analyses of these rocks indicate their origin to be related to deep structures of the Earth (mantle). It also makes the mineralization rich in REE, those of the cerium group mainly [6, 9, 7, 10], with contamination of surrounding supracrustal rocks in hydrothermal processes. Examined rock samples of vein occurring in the further environment of the intrusion (Pechenga and Lapland Granulite Belt rocks) show clearly the wide range of influence of the spots also through a system of old divisions in this part of the Baltic Shield.

References

- 1. ARZAMASTSEV, A.A., 1995. Paleozoic plutonic complexes. In: Mitrofanov, F.P. Geology of the Kola Peninsula. Apatity. P. 85-103.
- AGAPHONOV, L.V., CHEPUROV, A.I., LAVRENT'EV, YU.G., POKACHALOVA, O.S. (1974): Regularly oriented inclusions in olivine from ultrabasites of Koriakiya. Geol. Geophys.6, 49-60 (in Russ.).
- 3. BAYANOVA T.B., KIRNARSKIY Yu.M., LEVKOVICH N.V. (1997): U-Pb study of the baddeleyite from rocks of Kovdor massif, Izv. Akad. Nauk, 356, 4, 509-511.
- 4. HUBER M., HAŁAS S., SIKORSKA M. Evolution of prehnite albite-calcite veins in Metamorphic rocks from the Lapland Granulite Belt (Kandalaksha region of Kola Peninsula). Geologija 2007; 57: 1-7.
- 5. HUBER M.A., 2014, Geology of the Lapland Granulite Belt of the Kandalaksha region, Kola Peninsula, Russia, TMKarpinski Publisher, pp 135 (in Polish)
- 6. HUBER M.A., LATA L., 2015: Mineralogy and petrographic characteristic of carbonate samples from Kovdor (Kola Peninsula, N Russia). JBES 5(1): 34-89
- 7. HOMENKO, V.M., PLATONOV, A.N. & KRASNOVA, N.I. (1991): Optical properties of phlogopite of the Kovdor massif. Izv. Akad. Nauk SSR, Ser. Geologicheskaya 12, 94-105 (In Russ.).
- 8. KOGARKO L.N. (1987): Alkaline rocks of the eastern part of the Baltic Shield (Kola Peninsula), Geological Society, London, Special Publications, 30, 531-544.
- 9. KOGARKO, L.N. & RYABCHIKOV, I.D. (1969): Differentiation of alkaline magmas rich in volatiles. Geochem. Int. 6, 2011-2021.
- KRAMM, U., KOGARKO, L.N., KONONOVA, V.A. & VARTIAINEN, H. (1993): The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. Lithos 30, 33-44.
- MITROFANOV, F.P., BALASHOV Yu.A., Geochronology and genesis of layered basic intrusions, volcanites and granite-gneisses of the Kola Peninsula. RAS, Apatity. 1990.
- POZHILIENKO V. I., GAVRILENKO B.V., ZHIROV D.V., ZHABIN S.V. Geology of mineral areas of the Murmansk Region. Apatity, RAS. 2002: 360.
- 13. SULIMOV, B.I., KOLCOVA, T.P., NECHAYEV, S.A., AFANASEVA, N.V., DOMBROVSKAYA, T.P. (1999): Schematic geological map of the Kovdor massif, Murmansk Region, Kovdor Mine Press.
- 14. VASILIEVA, V.V., MATVEEV, I.V., TURCHENKO, S.I., KRASNOVA N.I. (2000): The second life for phlogopite from the Kovdor deposit. Proc. Russ. Mineral. Soc. (Annual Meeting, St. Petersburg), 48-50 (in Russ.).
- 15. ZAITSEV A.N. and BELL K. (1995): Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of the source and relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola Peninsula, Russia. Contrib. Mineral. Petrol. 121, 324-335.

INANIMATE NATURE OF THE KOLA PENINSULA: SELECTED ADVANTAGES AND POSSIBILITIES OF PROTECTION AS A GEOPARK

Krivovichev S.V., Zhigunova G.V., Huber M.*, Kovalevsky M.V.¹, Novikov A.A.³, Boglaev V.E.⁴, Bayanova T.B.¹, Belevskikh T.V.², Yakovleva O.A.³

¹Geological Institute of the Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia, krivovichev@admksc.apatity.ru, koval@geoksc.apatity.ru, bayanova@geoksc.apatity.ru

² Murmansk Arctic State University, Murmansk, Russia, galina-zhigunova@yandex.ru

³ Maria Curie-Skłodowska University, Lublin, Poland, mhuber@poczta.umcs.lublin.pl

⁴ «Fires of Murmansk», Murmansk, Russia

*corresponding author

Abstract

The article highlights selected objects of the Kola Peninsula with unique geological values promising to become geoparks. These are a metamorphic complex of the Hadaic age from the Murmansk vicinity, the BIF formation iron ore in the Olenegorsk area, stratified basic-ultrabasic intrusions containing PGE mineralization from the Monchegorsk vicinity, the Lapland Granulite Belt – the Proterozoic collision zone in the Kandalaksha area, the Eocambrian sedimentary complexes of the Rybachy and Tersky coasts, complexes of alkaline rocks in the massifs of Khibiny, Lovozero and Afrikanda. Provided below is their geological structure, natural environment, historical and cultural background. The article discusses conditions of creating geoparks in the target areas, i.e. the current state of tourism infrastructure, the legal situation of protected objects, possibilities of the Kola tourism development based on known examples in Kirovsk and the risk of increased tourist traffic in the discussed areas.

Key words: geotourism, geopark, Kola Peninsula, KSC RAN, MAGTU.

Introduction

The Kola Peninsula is the northeastern part of Fennoscandia almost entirely located inside the Arctic Circle. Within the administrative borders of the Murmansk region, there is a peninsula and small fragments of other geographical regions (Lapland in the west, Karelia in the south). The Kola Peninsula is bordered by the Barents Sea and White Sea (in the north, east and south) and neighbors with Norway and Finland. Geologically, this region is the northern part of the Fennoscandian craton, occurring here as the Baltic Shield. It is an area with about 100 thousand [17] lakes and various geomorphological forms associated with long-term weathering denudation and imposed degeneration processes in the Pleistocene/Holocene. It has a lot of old rock formations with numerous exposures within the massifs that tectonically rejuvenated during many consolidation processes. The Kola Peninsula is also characterized by the wealth of rock formations of various origins. There are numerous archaic blocks of highly synthesized granitogneisess, often metamorphosed in amphibolite and granite facies with green belt stripes and numerous intrusions between them [17]. Many occurrences of rare deposits of BIF, PGE, LCT, alkaline, as well as rocks containing Cr, Ni, Cu, Fe ores and other elements were found on Kola. New discoveries of minerals in the region have been testified in numerous reports [4, 12, 17].

The Kola Peninsula is also an attractive piece of the Arctic nature, but with a milder climate because of the warm current that makes Murmansk the northernmost port in the Barents Sea and Russia. This region has an interesting and multicultural history connected with the Lapps, Sami, Lopars and Karelian peoples, as well as a huge cultural heritage of the Russians, whose presence is a very important cultural factor. Finally, there are numerous technological facilities, such as the world-deepest borehole exceeding the depth of 12 km [1, 2, 3].

All the above-mentioned factors indicate a high tourist potential of the Kola Peninsula, its cultural and geological value, making it worth protecting and available to tourists as a geopark. The burning issue is the possibility of creating such an object in the nearest future, if at all. The reader will find the answer to this question in the article discussion.

Methods

In the past ten years of reconnaissance, the authors made a number of field expeditions, inventoried the most important geological massifs, made geological sketches of their structure, sampled rocks and performed numerous geological and other studies [17]. The work resulted into a list of geological, tourist and natural-cultural values along with a spatial development study. The study revealed the need of installing tourist infrastructure and creating effective protection of the target areas. Table 1 provides the list of the analyzed objects.

LP	Name	Characteristics	Comments
1	Murmansk	A complex of metamorphites aged 3.75 Ga from the Murmansk area, the oldest formation in Europe formed in the ancient ocean. The possibility of tracing it and numerous secondary processes in the city. Easy access.	Exposure in the city
2	Moncheplu- ton	A layered intrusion of basic-ultrabasic rocks containing PGE mineraliza- tion. The possibility of tracing its structure on the surface <i>in situ</i> . Interest- ing nature, especially in the western part of the massif. Easy access.	Area partly exclud- ed from protection
3	Olenegorsk	An iron ores formation containing precious metals. The possibility of rec- reating the sedimentary conditions in the archaic ocean, a key role in the formation of the Earth's atmosphere. There are numerous lakes, swamp vegetation, spruce and pine forests in the area.	by operating activi- ties
4	Lapland Granulite Belt	The Proterozoic collision zone in the vicinity of Kandalaksha. The col- lision zone can be traced in small exposures. An area with interesting constructions, close to the city. Partially adjusted for tourists. Valuable historical heritage, souvenirs and picturesque nature.	De en infractura de me
5	Rybachy Peninsula, Tersky coast	The Eocambrian sedimentary complexes of the Rybachy Peninsula and the Tersky Coast. Picturesque rocks and weathering forms, valuable areas of the Russian culture.	
6	Khibiny	A complex of alkaline rocks in the Khibiny massif. A large rock massif with the Alpine landscape. A partially operating tourist base. A number of tourist attractions.	Area partly exclud- ed from protection
7	Lovozero	A complex of alkaline rocks in the Lovozero massif. Its large area and picturesque landscape allow creating tourist facilities. Peculiar vegetation, especially amidst the massif.	by operating activi- ties
8	Afrikanda	A complex of ultrabasic-alkaline rocks in the massif of Afrikanda. Changes can be traced in a small area of the intrusion.	Poor infrastructure

Table 1. List of selected objects of the Murmansk region.

Results

Provided below are geological and natural values of the discussed objects and their short geological, natural, historical and cultural characteristics.

<u>A complex of metamorphites of the Hadaic age in the vicinity of Murmansk</u>. This complex is bestexposed near Murmansk, by the Monument to the Unknown Soldier («Alyosha») and around the ring road also known as «Leningradka», extending some 30 km in the eastern part of the city. This road has been recently renovated. It has numerous trenches that allow observing rock exposures and their diversity in the area. There are also many interesting places in the city, e.g. at the Geroev Severomortsev Street there are two complexes of different-age gaps intersecting each other at an angle of about 45°. The forest area is wellvisible in the city and its surroundings. At the hill tops it turns into tundra. In the out-flow zones, there are numerous water-bearing reservoirs in faults, commonly overgrown by vegetation.

Layered basic intrusions containing PGE mineralization in the vicinity of Monchegorsk. Near Monchegorsk there are unveiling basic and ultrabasic intrusions containing sulphide horizons with nickel-copper-ferrous mineralization. They mainly occur as sulphide and chromite deposits. The rocks also contain PGE mineralization. They form picturesque hills located on Lake Imandra in the vicinity of Monchegorsk.

These intrusions are about 2.4 Ga old [6, 7, 15, 17]. They represent a complex of pyroxene and olivine cumulates with a noticeable layering. It can be observed in geochemical changes of minerals and the cyclicality of the rocks. These processes reflect stages of crystallization in a large igneous intrusion and play the major role in understanding the evolution of igneous rocks in the Earth interior during their migration and freezing. These massifs are clearly visible. They occur in the vicinity of the St. Petersburg-Murmansk road leading to Finland and Norway. Its southwestern end is within the protected zone of the Lapland Nature Reserve. The vegetation is similar to that of the Khibiny or Lovozero massifs. Near occurrences of ore-bearing rocks, the vegetation usually shows adaptive changes. It deserves attention when determining the response of vegetation to a substrate containing many heavy metals. The vegetation becomes poorer due to the developed industry, but westwards it gets wild and virtually untouched.

The Lapland Granulite Belt - the Proterozoic collision zone in the vicinity of Kandalaksha. In the Kandalaksha area and southwest of Monchegorsk, there is a large collision zone of two archaic Kola and Belomorian blocks. This zone is called the Lapland Granulite Belt. It is composed of a rock series typical of subduction areas, including the volcanic rocks with amphibolite and anorthosite massifs [6, 7, 8, 9, 17]. These rocks occur in the Murmansk region and continue northwards in Finland and Norway (disappearing under the younger Scandinavian rock mass). This zone is peculiar with its ground stage associated with the collision of continents and the metamorphism of these rocks. It occurred in the period of 2.8-2.4 Ga, while the geothermal degree was higher than nowadays [6, 7]. In the Kandalaksha region this part of the object is strongly tectonized and shelled. It comprises a series of metamorphosed extrusive rocks represented by amphibolites with grenades and a series of bright granites corresponding to metasets. In the south-eastern part there is a block of anorthozites from the Kolvitsa region with numerous intrusions containing ores with a magnetite composition - ilmenite along with PGE mineralization and associated charnockite intrusions [16]. Due to the natural environment in the discussed region, the vegetation here is well-preserved that differs from the counterpart of the Khibiny. Taiga follows up forest tundra and tundra only in the highest parts of the mountains. Many islands in the bottom of the White Sea have attractive vegetation associated with tides and many birds' nests. Seals and other marine animals are found in the coastal zones. In the western part of LPG there is taiga and tundra with many wild animals, elks, deer, reindeer and bears. This area is protected in both cases.

A complex of alkaline rocks in the Khibiny massif. The Khibiny massif is located in the central part of the Kola Peninsula. It has a very prominent postglacial structure that makes the landscape Alpine-looking. The climate is rather severe (the Arctic desert floor begins at an altitude of 700 m above sea level and an average annual temperature on the summits here is -3 ° C). The Khibiny massif is an early Paleozoic intrusion of about 350 Ma. There is an intrusion of alkaline rocks of the syenite group with an area of 1327 km² [4, 17]. They are arranged in concentric circles, showing some vergence in the eastern direction. These rocks form a series dividing the massif into two parts. The external one is built of massive trahytoid syenites called khibinites, which are less frequently accompanied by other rocks. The internal part comprises foide syenites, with an ore zone between them (the third sequence), where nephelinites mainly occur. These sequences are crossed and the zones of the faults are often filled with such vein forms, as trakhytes (tinguaites) and melteigites. Some of these vein-like compositions are as thick as 3 m [4, 5, 7]. Exposed rock sequences, their peculiar mineralization and clearly visible transitions make this massif a very representative scientific and didactic object. The nearby cities (Apatity, Kirovsk), railway and road (Murmansk-St. Petersburg) make it accessible to researchers. It enables conducting a wide range of geological, environmental and other research.

<u>A complex of alkaline rocks in the Lovozero massif</u>. The Lovozero massif is a twin central intrusion (alongside the Khibiny massif) of highly alkaline rocks. Its area is about 587 km² [4, 5, 14]. The massif is located in the central-eastern part of the Kola Peninsula, only a dozen or so kilometers east of the Khibiny massif. The Lovozero intrusion is surrounded by archaic mineralized granitogneisess of the Kola series and an old gabbroid layered intrusion with a sulfide and platinum ore, called the Fedoro-Pana massif. The latter is located southeast of the Lovozero massif that belongs to the Imandra-Varzuga belt [15, 17]. The massif structure is close to that of the neighboring Khibiny, with concentrically arranged alkaline rocks.

Just like in the Khibiny, there are carbonatites in its central part. The rocks of this intrusion belong to syenites and urtites. There are twin beds with the Khibiny massif with plagioclases, apatite and aegirine in the background, along with zircon silicates represented by eudialyte, lorenzenite and sometimes murmanite and other rare minerals. Most rocks of the Lovozero massif have a distinct foliation, typical porphyric form structures and skeletal minerals (indicative of metasomatic connotations). These rocks have a better readable mineralization of zirconium silicates and minerals that carry trace and rare elements, including Ce, Nb and Ag admixture [176]. The outer zone of the massif contains lujavrite, while the inner zone is composed of urtites and iolites. In this massif, the transition belt is not so strongly marked, although there are numerous veins and pegmatites.

A complex of alkaline rocks of the Afrikanda massif. Located in the southern part of the Peninsula, the alkaline-ultramafic massif of Afrikanda is about 40 km north of the White Sea. It is on the southern shore of Lake Imandra, 35 km south of the Khibiny and about 100 km east of Kovdor [10, 11, 18]. The Afrikanda massif has the form of a single hill with several peaks. It is a small area of 6.4 km² [4, 12, 13]. The massif is a Paleozoic intrusion (dated 364 Ma) of the same age as the other intrusions in the Kola Peninsula. It is made of various types of alkali, alkaline and ultrabasic rocks. There are numerous carbonatites, including the rare perovskite mineralization along with phases rich in REE. The central intrusion of the alkaline-cultivar rocks of Afrikanda occurs among biotite gneisses and amphibolites of the Kola series. This intrusion has an isometric shape and is characterized by a distinct zonal-ring structure. It occurs as a small hill with a morphologically uneven surface, which results in a selective resistance of the rocks to weathering. On the surface there are commonly grainy pyroxenites resistant to atmospheric factors. They are accompanied by calcite-amphibole-pyroxene rocks with magnetite and perovskite. Analyzing the geological structure of the Afrikanda massif, it is possible to distinguish two zones, i.e. the external and internal ones. The outer ring consists of melteigites, which are best seen in the peripheral part of the massif on the eastern side. They are dark grey streaky rocks made of aegirine-diopside and nepheline. Secondary minerals are grenades, ordinary hornblende, biotite, apatite and titanite. Next, there are fine-grained massive pyroxenites colored black green, sometimes with apatite layers. These rocks almost exclusively consist of diopside and hedenbergite with an admixture of magnetite, perovskite, apatite and fluorite. Towards the middle of the massif, fine-grained pyroxenites are gradually replaced by coarse-grained varieties. They are green-grey rocks consisting of diopside-hedenbergite, perovskite and magnetite with phlogopite, hornblende, titanite, penine, clinochlore and calcite as secondary minerals. In the central part of the massif, there are coarse pyroxenites, ferro-olivinites and calcite-amphibole-pyroxene rocks cut with numerous alkaline pegmatites.

Discussion

The most important advantage of the Murmansk rocks is their age. Currently, it is the oldest known rock formation in Europe and is definitely worth seeing. Second, it benefits with the association indicating that liquid water and possibly the first living organisms must have existed on the Earth, which the Issua formation confirms as well. Notably, these rocks are well-exposed and often produce picturesque walls and sharp forms in the Kola Gulf area, which can be seen from slopes. Another advantage is the developed city infrastructure and easy access to these facilities; it is enough to put a pair of boards and viewing platforms. The construction of a geocenter with a museum advances. In terms of nature, these massifs are overgrown with taiga passing into the forest and tundra.

Ultra-basic and alkaline rocks are major tourist attractions of the Monchegorsk area. Their layering indicates numerous processes accompanying cooling of batolitas, and interesting sulfide horizons with a rare and valuable mineralization. There are also well-observed rare peridotite rocks. One can easily trace the rock transitions right *in situ*.

The Kandalaksha area is attractive for tourists with its variety of rocks associated with the collision zone and tectonic modifications that can be seen in numerous natural exposures. The discussed rocks provide evidence of an important stage of the European craton consolidation. It superimposes the latest forms associated with the recent glaciation and retreat of the sea. The White Sea coast is associated with the Pomors that established numerous settlements in this area. Many of them preserved their authentic view,

such as Varzuga with a church complex or the Solovetsky Islands located further south. In the Kandaksha region there were also the Karelians. Among the coastal rocks at the White Sea, numerous rock labyrinths have been preserved, constituting large historical attractions of the region. In Kandalaksha medicinal clays can be found as well.

The Khibiny massif, the highest one in the discussed area, wins scores with its picturesque nature. It is also much attractive for visitors due to the best developed tourist infrastructure in the region, offering an opportunity to spend time in summer and winter. The massif allows you to trace different sequences of well-exposed rocks. An additional advantage is numerous geomorphological forms that can be observed here. The Khibiny Mountains are an example of multiculturalism in the region. Many geographical names refer to the indigenous population of Lapland, the Lopars and Karelians. The history of mining industry in this area is very important and appreciated, since the discovery of valuable apatite ore boosted development of the area. The history is highlighted in a multimedia museum in Kirovsk fairly well.

The main tourist attraction of the Lovozero massif is a wide range of rocks with rare mineralization. There are also numerous transitions that allow tracing important geological changes of this central intrusion. Numerous post-glacial forms and an accumulation of post-glacial sediments still overlap with the discussed rocks. All this makes this region extremely interesting in terms of tourism. The Lovozero area is the historical setting of the Lopars, who settled in the nearby towns of Lovozero and Revda. They had their own clusters, ethnographic museums and some cultural and tourist facilities, like show villages with souvenirs. The Lopars' history reflected in some geographical names of the massif and minerals, e.g. loparite, "the Lopars' blood". The ethnographic aspect superimposes on the history of mining development in this area, which also deserves attention.

From this place roads run towards wilder nooks of the Kola land. It is the so called Kola interior with an extremely small number of people living there. Afrikanda is located in the southern part of the peninsula. It is overgrown with spruce and pine forests with an admixture of juniper, rowan and birch. Typical species characteristic of the entire region are dominant in the swamp. The most important asset of this place is the now closed quarry with numerous ultra-ground rocks, magnetite ores and the occurrence of perovskite. There are also numerous rare minerals in addition to the perovskite, e.g. schorlomite and many others. In the quarry and nearby places one can trace the geological structure of this small intrusion.

Conclusion

The discussed areas are just some examples of interesting objects in the Murmansk region. These have some specific features, being relatively close to the available infrastructure (roads, railways, cities), rather easy to visit and representative as geological exposures. In these terms, Murmansk is best-suited, since there are the Europe-oldest rocks and most tourist facilities, including hotels. The Khibiny massif hosts many tourists as well, but making it a geopark is quite a challenge due to the conflict of interests of mining plants and the current lack of protection. The situation would be similar with regard to many other objects, but it can change if local authorities become convinced that protection and tourism would not hinder the sustainable development. An abandoned quarry in Afrikanda is another promising object. It is an unusual place in a dreadful state, but relatively easily can be restored to a good condition. It goals with the proximity of Polarniye Zori, the town of energetics, and an international railway.

References

- 1. Kola Superdeep. Research of the deep structure of the continental crust using the Kola Superdeep Borehole drilling. M: Nedra. 1984. 490 p. (in Russian).
- 2. Kola Superdeep. Scientific results and study experience. M.: MF "Tekhnoneftegas", 1998. 260 p. (in Russian).
- 3. Structure, properties, conditions of rocks and geodynamics in geospace of the Kola Superdeep Borehole (SD-3) / Edit. By Gorbatsevich F.F. /StP.: Nauka. 2015. 366 p. (in Russian).
- 4. ARZAMASTSEV A.A., 1995. Paleozoic plutonic complexes. In: Mitrofanov, F.P., Geology of the Kola Peninsula. Apatity. P. 85-103.
- Agaphonov L.V., Chepurov A.I., Lavrent'ev Yu.G., Pokachalova O.S., 1974. Regularly oriented inclusions in olivine from ultrabasites of Koriakiya. Geol. Geophys. V. 6. P. 49-60 (in Russian).

- 6. Bayanova T.B., Pozhylienko V.I., Smolkin V.F., Kudryshov N.M., Kaulina T.V., Vetrin V.R. 2002. Catalogue of the geochronological data of the NE part of the Baltic Shield. Apatity. P. 53 (in Russian).
- 7. Bayanova T.B. 2004. Age of reference geological complexes of the Kola Peninsula and duriation of the magmatic processes: St. Petersburg, Nauka. P. 174 (in Russian).
- 8. Huber M., Hałas S., Sikorska M. 2007. Evolution of prehnite albite-calcite veins in Metamorphic rocks from the Lapland Granulite Belt (Kandalaksha region of Kola Peninsula). Geologija. V. 57: P. 1-7.
- 9. Huber M.A. 2014. Geology of the Lapland Granulite Belt of the Kandalaksha region, Kola Peninsula, Russia, TMKarpinski Publisher. P. 135 (in Polish).
- 10. Huber M.A., Lata L. 2015. Mineralogy and petrographic characteristic of carbonate samples from Kovdor (Kola Peninsula, N Russia). JBES 5(1): P. 34-89.
- 11. Homenko V.M., Platonov A.N., Krasnova N.I., 1991. The optical properties of phlogopite of the Kovdor massif. Izv. Akad. Nauk SSR, Ser. Geologicheskaya. V. 12. P. 94-105 (in Russian).
- 12. Kogarko L.N., 1987. Alkaline rocks of the eastern part of the Baltic Shield (Kola Peninsula), Geological Society, London, Special Publications. V. 30. P. 531-544.
- Kogarko L.N., Ryabchikov I.D., 1969. Differentiation of alkaline magmas rich in volatiles. Geochem. Int. 6. P. 2011-2021.
- 14. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. 1993. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. Lithos 30. P. 33-44.
- 15. Mitrofanov F.P., Balashov Yu.A., 1990. Geochronology and genesis of layered basic intrusions, volcanites and granite –gneisses of the Kola Peninsula. RAS, Apatity.
- Neradovsky Yu.N., Groshev N.Yu., Voytekhovsky Yu.L., Borozdina S.V., Savchenko Ye.E., 2017. First discovery of platinium, palladium, silver and gold minerals in tytanomagnetite ore of «Zheleznyi» massif (Kola Pen., N Russia), Geo-Science Education Journal; 2 (5): P. 1-15.
- 17. Pozhilienko V.I., Gavrilenko B.V., Zhirov D.V., Zhabin S.V. Geology of mineral areas of the Murmansk region. Apatity, RAS. 2002: 360.
- Sulimov B.I., Kolcova T.P., Nechayev S.A., Afanaseva N.V., Dombrovskaya T.P., 1999. Schematic geology map of the Kovdor massif, Murmansk region, Kovdor Mine Press.

МИНЕРАЛЫ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В РАЗРЕЗЕ ЮЖНОГО РИФА ЗАПАДНО-ПАНСКОГО МАССИВА

Чернявский А.В.¹, Грошев Н.Ю.¹, Корчагин А.У.², Шиловских В.В.³

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, nikolaygroshev@gmail.com ² ОАО «Пана», Anamumы ³ РЦ «Геомодель», СПбГУ, Санкт-Петербург

Введение

В Южном платинометальном рифе Западно-Панского массива Федорово-Панского расслоенного комплекса (ФПРК) ранее было установлено 29 минералов элементов платиновой группы (ЭПГ) и золота. Оруденение рифа является переотложенным и характеризуется резким преобладанием палладия над платиной (Pd/Pt~10). Минералы платиновых металлов (МПМ) представлены преимущественно куперитом-брэггитом и высоцкитом [2]. Проведенное нами исследование геохимических вариаций и минерального состава платинометального оруденения в скважине BG-S-30 (рис. 1, а) позволило выделить три минеральные ассоциации МПМ, сменяющие друг друга в разрезе рифа: сульфидную (тип 1), арсенидно-сульфидно-теллуридную (тип 2) и антимонидно-арсениднотеллуридную (тип 3). Сравнение с оруденением классического J-М рифа комплекса Стиллуотер подтвердило переотложенный характер платинометальной минерализации в Южном рифе, предполагавшийся В.В. Субботиным с коллегами [2]. Кроме этого, было установлено два новых для рифа МПМ – паларстанид и стибиопалладинит, причем последний – впервые для ФПРК. Неизвестная ранее минеральная фаза состава (Pd, Ag)₂(Te, Sn), наблюдаемая в ассоциации с паларстанидом, является, по-видимому, первой находкой в мире.



Рис. 1. а – Фрагмент геологической колонки скважины BG-S-30, пересекшей Южный риф на участке Южный Каменник, с вариациями содержаний Au, Pt, Pd (ppm). b–с – фотографии спилов образцов керна рудных (b) и безрудных (c) анортозитов. Цифрами показаны условные геохимические типы платинометальной минерализации: 1-ый тип (Pd/Pt=2–6) представлен аншлифами 27.5, 27.55; 2-ой тип (Pd/Pt>10) – 27.8, 27.9, 28.15, 28.15(2); 3-ий тип (Pd/Pt=6–10) – 30.0, 30.2. Сокращения: с/з – среднезернистый, н/з – неравномернозернистый, к-с/з – крупно-среднезернистый.

Методы исследования

ЭПГ и золото определены в керновых пробах (рис. 1, а) методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после пробирной плавки проб в лаборатории «Стюарт Геокемикл энд Эссей» (г. Москва). Три типа платинометального оруденения Южного рифа (рис. 1, а), выделенные в разрезе условно по геохимическим признакам, исследованы в 8 аншлифах. Использованные для сравнения рудные анортозиты J-M рифа (Стиллуотер, США), изучены в образце CT-1-15, который был предоставлен В.П. Павловым. Минеральный состав исследовался в РЦ «Геомодель» (г. Санкт-Петербург, аналитик В.В. Шиловских) на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с использованием энерго-дисперсионного спектрометра (EDX) Oxford X-Max 20 при следующих установках: ускоряющее напряжение 20кВ, ток зонда 1,5нА, экспозиция 30 секунд на спектр, оптимизация зонда перед измерениями проводилась на металлическом кобальте, калибровка спектрометра осуществлялась с использованием стандартных образцов природных и синтетических соединений.

Результаты исследований и обсуждение

Южный риф представлен сульфидной вкрапленностью (1–5 об. %; рис. 1, b) в верхней части 10-15-метрового пласта анортозитов (рис. 1, с) в Верхнем расслоенном горизонте Западно-Панского массива. Во вкрапленности присутствуют халькопирит, пентландит, пирротин, пирит, сфалерит, реже миллерит, Ад- и Рd-пентландит. Минерализованные анортозиты, как и в J-М рифе комплекса Стиллуотер, содержат до нескольких десятков ppm ЭПГ и Аu. Отличительной особенностью Южного рифа является прерывистость сульфидной вкрапленности по простиранию и падению анортозитов. Оруденение прослеживается на первые десятки метров и выклинивается, затем появляется вновь в кровле анортозитов. Появление и резкое выклинивание оруденения происходит на протяжении более 15 км простирания пласта. Кроме этого, рифы отличаются друг от друга по морфологии сульфидов (рис. 2, a-b). В Южном рифе сульфиды слагают эмульсионную вкрапленность (рис. 1, b) с единичными более крупными гнездами в агрегате минералов группы эпидота, которые замещают как минералы интерстиций, так и частично кумулусный плагиоклаз (рис. 2, b). В анортозитах Ј-М рифа процессы замещения проявлены в значительно меньшей степени – сульфиды образуют интерстициальные гнезда с тонкой каймой эпидота между зернами плагиоклаза (рис. 2, а). Макроскопически минерализованные анортозиты комплекса Стиллуотер близки к безрудным анортозитам, встреченным нами в скважине (рис. 1, с).

Вариации концентраций ЭПГ по разрезу скважины (рис. 1, а) позволяют условно выделить три типа оруденения в Южном рифе по геохимическим признакам. Тип 1 и 2 представляют наиболее богатое оруденение и различаются по отношению Pd/Pt - 2-6 и >10 соответственно. Тип 3 отделен в разрезе от предыдущих прослоем безрудных анортозитов и имеет промежуточное отношение Pd/Pt (6–10).

Данные о МПМ в каждом из типов суммированы в табл. 1. Всего в скважине был установлен 21 минеральный вид и одна минеральная фаза ЭПГ и Аu. МПМ находятся в эпидоте, в срастаниях и в виде включений в Fe-Ni-Cu сульфидах. Размер большинства встреченных МПМ сравнительно крупный (15–25 мкм). В некоторых случаях это метасомы размером до 300 мкм.

Tun 1 представлен минеральными видами относящимися к элементам, сульфидам (рис. 2, d), теллуридам, арсенидам и теллуроарсенидам, а так же к сульфоарсенидам. С точки зрения преобладающей минеральной ассоциации первый тип является сульфидным, поскольку основным минералом здесь является высоцкит. Этот тип наименее представителен по разнообразию МПМ.

Наибольшим минеральным разнообразием характеризуется *mun 2*, в котором широко представлены сульфиды, теллуриды (рис. 2, е), арсениды (рис. 2, f) и арсенотеллуриды (табл. 1). По набору основных и часто встречающихся минералов этот тип можно отнести к арсенидно-сульфиднотеллуридной минеральной ассоциации. В данном типе были выявлены две новые для Южного рифа фазы: паларстанид и минеральная фаза MPh-2. Паларстанид, образующий выделения размером более 5 мкм (рис. 2, g), удовлетворительно рассчитывается на кристаллохимическую формулу

Чернявский А.В. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.099



Рис. 2. BSE изображения МПМ из анортозитов J-M (а) и Южного (b-j) рифов.

Сокращения минералов: Br – брэггит, Ep – минералы группы эпидота, Hol – холлингуортит, Keit – кейтконнит, Kot – котульскит, Luk – лукулайсваараит, Mph – минеральная фаза, Mon – мончеит, Par – палладоарсенид, Pas – паларстанид, Pl – плагиоклаз, Pn – пентландит, Po – пирротин, Py – пирит, Qz – кварц, Sbp – стибиопалладинит, Sper – сперрилит, Stl – стиллуотерит, Vys – высоцкит.

 $(Pd_{4.50-4.76}Fe_{0-0.18}Ni_{0-0.16})_{4.75-4.85}(Sn_{0.69-1.53}As_{0.63-1.42}Hg_{0.9-0.13})_{2.15-2.25}$. Минерал встречается вместе с мончеитом, котульскитом и сперрилитом. Минеральная фаза MPh-2 имеет состав $(Pd_{1.05-1.19}Ag_{0.77-1.16}Fe_{0-0.05})_{2.02-2.21}(Te_{0.40-0.68}Sn_{0.200.24}Se_{0.06-0.18}Au_{0.10})_{0.79-0.98}$. Выделения Mph-2 были отмечены в краевых частях сульфидных зерен, где они ассоциируют с котульскитом (рис. 2, j) и серебром.

МПМ из руд *типа 3* представлены элементами, сульфидами (рис. 2, с), теллуридами, арсенидами и отсутствующими в других типах минералами системы Pd-As-Sb (табл. 1). По основным и часто встречающимся МПМ минеральную ассоциацию можно отнести к антимонидно-арсениднотеллуридной. К минералам системы Pd-As-Sb, выделяющим этот тип среди прочих, относятся мертиит и стибиопалладинит; последний ранее в ФПРК не отмечался. Стибиопаладинит образует выделения размером более 20 мкм. Он обнаружен в сростке со сперрилитом и холлингуортитом на границе халькопирита и эпидота (рис. 2, i). Составы стибиопалладинита удовлетворительно рассчитываются на кристаллохимическую формулу (Pd_{4.88-5.03}Fe_{0-0.10}Ni_{0-0.05})_{5.01-5.06}(Sb_{1.49-1.99}As_{0-0.46})_{1.94-1.99}. Таким образом, изучение минерального состава трех геохимических типов оруденения

Таким образом, изучение минерального состава трех геохимических типов оруденения Южного рифа позволяет различать в разрезе сульфидную, арсенидно-сульфидно-теллуридную и антимонидно-арсенидно-теллуридную минеральные ассоциации МПМ. В J-М рифе при умеренном отношении Pd/Pt (~4) [3] преобладает сульфидная ассоциация МПМ (табл. 1), как и в наиболее высокоплатиновом оруденении Южного рифа. Отметим, что для понимания генетического значения той или иной ассоциации МПМ и ее связи с геохимией руд требуются дальнейшие детальные исследования других пересечений рифа, однако уже сейчас полученные данные показывают высокие

перспективы изучения разрезов рудных зон ФПРК с точки зрения обнаружения новых минералов.

Таблица 1. МПМ и Au из разреза Южного рифа по скважине BG-S-30 в сравнении с минералами из анортозитов рифа J-M (аншлиф CT-1-15).

_					
Минерал	Формула	Тип 1	Тип 2	Тип 3	J-M
Элементы					
Золото	Au	••	•••	•	••
Палладий	Pd	••			
Серебро	Ag			••	
	Сульфиды Р	d-Pt			-
Высоцкит	(Pd,Pt,Ni)S	••••	•••	•	••••
Брэггит	(Pt,Pd,Ni)S	••	••	••	••
Лафламмеит	Pd ₃ Pb ₂ S ₂		•		
	Теллуриды Р	d-Pt			
Кейтконнит	Pd ₂₀ Te ₇	••	••		
Теларгпалит	(Pd,Ag) ₃ Te	•	•••	••	
Котульскит	Pd(Te,Bi)	••	••••	••••	•••
Мончеит	Pt(Te,Bi) ₂		•••	••	•••
Луккулайсваараит	$Pd_{14}Ag_2Te_9$		••		
Сопчеит	Ag ₄ Pd ₃ Te ₄		••		
	Арсениды-теллуроар	сениды Ра	l-Pt		
Сперрилит	PtAs ₂	••	••	•••	••
Стиллуотерит	Pd ₈ As ₃	••	••		
Торнроозит	Pd ₁₁ As ₂ Te ₂	•	•••	•	
Палладоарсенид	Pd ₂ As		••	•	
Сульфоарсениды ЭПГ					
Холлингуортит	RhAsS			•••	
Ирарсит	(Ir,Os,Ru,Rh,Pt)AsS	••			
	Интерметаллиды-ан	пимонидь	ı Pd		
Паоловит	Pd ₂ Sn				••
Паларстанид*	$Pd_5(Sn,As)_2$		••		
Стибиопалладинит**	Pd ₅ Sb ₂			•••	
Мертиит	$Pd_{11}(Sb,As)_4$			•	••
Мертиит-II	$(Pd)_8(Sb,As)_3$				••
	Минеральные	фазы			
MPh-1	Pd ₂ Te				••
MPh-2***	(Pd, Ag) ₂ (Te, Sn)		•	•	

Примечание: • – единичные зерна, •• – редкий, ••• – часто встречающийся, •••• – основной минерал; новые находки: * – для Южного рифа, ** – для ФПРК, *** – в мире.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0231-2015-0002 и частично поддержана из средств РФФИ (16-05-00367, 15-35-20501).

- 1. Грошев Н.Ю., Борисенко Е.С., Савченко Е.Э. Состав плагиоклаза в разрезе главного анортозитового пласта Западно-Панского платиноносного массива (Кольский полуостров, Россия): новые данные // Вестник КНЦ. 2017. № 1. С. 5-15.
- 2. Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. Платинометалльная минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса // Вестник Кольского научного центра РАН. 2012. №. 1. С. 55-66.
- 3. Todd S.G., Keith D.W., Le Roy L.W., Schissel D.J., Mann E.L., Irvine T.N. The JM platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana; I, Stratigraphy and petrology // Econ. Geol. 1982. 77(6). P. 1454-1480.
ТЕКТОНИКА ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА И ПРИЛЕГАЮЩЕГО ШЕЛЬФА

Шипилов Э.В.¹, Шкарубо С.И.², Митяев М.В.³, Козлова О.В.²

¹ Полярный геофизический институт, Мурманск, shipilov@pgi.ru

² Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск

³ Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск

В современном структурном плане арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) представляет собой обособленное сводово-блоковое поднятие земной коры в виде окраинно-континентального плато разобщенного многочисленными каналами и проливами на 192 острова. В очертании островов и конфигурации проливов весьма отчетливо просматривается их подчиненность двум основным системам линеаментов СВ и СЗ ориентировки, что указывает на их взаимосвязь с соответствующими группами разломов и нарушений (рис. 1).



Рис. 1. Схема размещения линейных магнитных аномалий и палеозойских разломов архипелага ЗФИ. Толстая пунктирная линия с зубцами – разломы палеозойского заложения; тонкие линии – линеаменты аномалий магнитного поля, ассоциируемые с дайками [11]; точечная пунктирная линия – положение профиля (рис. 2). Цифры в кружках – острова, упоминаемые в тексте: 1 – о. Хейса, 2 – о. Нортбрук, 3 – о. Земля Александры.

Проведенный нами комплексный анализ геолого-геофизических данных в субширотной полосе, пересекающей ЗФИ от желоба Франц Виктория до желоба Св. Анны, позволил изучить структурно-тектонические элементы поднятия ЗФИ северо-восточной ориентировки.

В глубинной структуре архипелага, помимо двух трогов ограничивающих его с запада и востока, обнаруживается достаточно глубокий (до 8-10 км) грабен в зоне пролива Австрийский канал. Он выражен главным образом в отложениях среднего-верхнего палеозоя, а вверх по разрезу в мезозойских отложениях, преобразуется в зональную бортовую сбросово-флексурную зону расположенного к востоку триасового прогиба. По глубинной структуре вдоль профиля весь массив 3ФИ разделен грабенообразным прогибом и сопровождающими его разломами и на две крупных глыбы (все СВ простирания), каждая из которых имеет сложную блоково-ступенчатую структуру [4, 5]. Судя по морфологии фундамента, глыбы погружаются с северо-запада на юго-восток по направлению к Восточно-Баренцевскому мегапрогибу, что согласуется с моделью его рифтогенного развития в позднем девоне-карбоне.

На фоне рассмотренных элементов тектоники CB ориентировки получил развитие структурный план с C3 трендами, созданный в юрско-меловую тектономагматическую эпоху связанную с доминирующим рифтогенно-спрединговым режимом обусловленным деструктивным воздействием плюма на литосферу Арктики [6, 7]. Особенностью юрско-мелового структурного плана 3ФИ является не только его ортогональная наложенность на палеозойскую зональность, но и секущий характер по отношению к подстилающим структурам, нарушающий их сплошность. Эта специфика тектоники отчетливо отражена в рисунке аномалий магнитного поля. Архипелаг и прилегающий шельф в магнитном поле представлен ярко выраженными положительными полосовыми аномалиями на отрицательном фоне все той же C3 ориентировки [6, 7]. Эти аномалии отчетливо совпадают с дайками базальтоидов различной мощности и протяженности, штокообразными телами и подводящими магматическими каналами, аккомодированными преимущественно к зонам разломов.

В работах [6, 7] было высказано мнение, что акцентированная локализация даек о. Хейса в срединной зоне раздела архипелага, их субпараллельное СЗ простирание, сближенные значения возрастов и отражение в полосовом характере магнитного поля указывают на существование на временном отрезке валанжин-баррем (ранний мел) довольно отчетливо проработанной тектонической полосы растяжения, что предполагает наличие в этой зоне рифтогенных структур.



Рис. 2. Структурно-геоморфологический профиль через арх. Земля Франца-Иосифа. Составлен на основе Bathymetric Map of the Franz Josef Land Area [12]. Положение на рис. 1.

Ввиду отсутствия сейсморазведочных данных на островах архипелага, по результатам батиметрических и геоморфологических исследований [2, 12] нами был составлен структурногеоморфологический профиль СВ ориентировки вкрест простирания юрско-мелового структурного плана (рис. 2). Несмотря на экзарационные и эрозионные преобразования рельефа, гравитационнооползневую тектонику на профиле между о-вами Мак-Клинтона и Земля Вильчека весьма отчетливо отображается рифтоподобная долина, представленная сочетанием грабенов и горстов, практически симметричная относительно поднятия о. Хейса. Это дает основание говорить об унаследованном характере новейшего рельефа и подтверждает наш вывод о срединном положении этой зоны растяжения земной коры на архипелаге [6, 7]. Радиологическое датирование базальтов из даек о. Хейса [1, 7], как центра рифтовой зоны, показывает, что осевое растяжение происходило в интервале от 138 до 124 млн. лет (начало раннего мела: валанжин-баррем).

Достоверные сведения о наличии структур растяжения в мезозойских комплексах осадочного чехла были получены в результате сейсморазведочных работ (МАГЭ) на южном шельфовом обрамлении ЗФИ [3, 9, 10]. Здесь закартированы различные по размерам грабены и многочисленные проявления базальтоидного магматизма в виде даек, штоков и силлов (рис. 3, 4).

Сейсмическим разрезом МОВ ОГТ (рис. 3) в юрско-меловом интервале осадочного чехла зафиксирован грабен с размером в поперечнике около 50 км. Вертикальная амплитуда смещения по ограничивающим его разломам наиболее ясно отмечается по опорным отражающим сейсмическим Шипилов Э.В. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.100



Рис. 3. Сейсмический разрез (МАГЭ) осадочного чехла южного шельфового обрамления арх. ЗФИ (положение на рис.4). 1- основные сейсмические отражающие горизонты, 2 – разломы, 3 – дайки и подводящие магматические каналы.



Рис. 4. Карта аномального магнитного поля южного шельфового обрамления ЗФИ и расположение даек, выделенных по сейсмическим данным. Изаномалы магнитного поля – нТл, точки с цифрами – экстремальные значения магнитного поля.

горизонтам начиная от подошвы юры и затухает в апт-альбских отложениях. Практически под центральной частью грабена обнаруживается вертикальная «засвеченная» зона (отсутствие отражений), интерпретируемая как подводящий канал магматогенного вещества, который венчается линзой вулканогенно-осадочного материала либо туфобрекчий. Фиксированное положение этой линзы в разрезе и связанный с ней интенсивный отражающий горизонт, тянущийся южнее, указывают на предбарремское время проявления этого магматического события, как и основной фазы образования грабена.

Особенности строения, подъем комплексов чехла в сторону ЗФИ позволяют говорить о том, что грабен был сформирован в условиях куполообразного воздымания и тектонического расчленения земной коры под воздействием плюма. В этой связи его можно охарактеризовать не только как структуру растяжения, но и проседания. Серия более мелких, шириной первые километры, грабенов с V-образным ограничением разломами отмечается и южнее по разрезу.

Описанный грабен укладывается в трассированную дайками полосу C3 простирания (рис. 4), за пределами которой южнее дайки не прослеживаются, о чем свидетельствует и характер аномального магнитного поля. Эта полоса кулисообразно расположенных даек на картах более мелкого масштаба выступает как последняя, наиболее заметная, единая слитная высокоамплитудная полосовая магнитная аномалия, простирающаяся на северо-западе к о. Нортбрук. В контексте изложенного, аналогичная тектоническая ситуация с наличием грабенов прогнозируется нами и на самом архипелаге.

Вместе с тем, следует отметить, что на шельфе имеют место единичные дайки, которые отличаются ориентировкой, что указывает, видимо, на несколько их генераций, как это имеет место на о. Хейса [1, 7].

Таким образом, современная блоковая структура архипелага и окружающего его шельфа обусловлена тектоническим каркасом диагональной системы разломов. Разломы северо-восточной ориентировки соотносятся с серией ступенчатых сбросов по направлению к депоцентру Восточно-Баренцевского мегабассейна на инициальном рифтогенном этапе его образования в среднепозднепалеозойское время. Наличие довольно мощного комплекса триасовых образований на архипелаге дает основание считать, что этот район входил в состав мегабассейна и являлся его бортовой зоной с соответствующими режимами и темпами осадконакопления. Разломы северо-западного направления возникли в юрско-меловое время на тектономагматическом этапе, связанном с доминирующими рифтогенно-спрединговыми процессами в Арктике под воздействием плюма. Эти разломы на архипелаге и прилегающем шельфе контролируют довольно широкую (около 400 км) полосу растяжения, представленную чередованием грабенов и горстов, сочетающихся с трассами кулисообразно размещенных даек. В результате отмеченных тектоно-геодинамических событий был создан перекрестный структурный план сводово-глыбового поднятия, активизированный в неотектоническую эпоху [8] и моделированный экзарационными и эрозионными процессами.

- Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. геохимическая специализация и ⁴⁰AR/³⁹AR-возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213-217.
- Митяев М.В., Герасимова М.В. Геолого-тектонические, геоморфологические особенности строения и современные условия седиментации архипелага Земля Франца-Иосифа // Тр. Кольского научного центра РАН. Вып. 2. 2014. № 4 (23). С. 5-60.
- Пискарев А.Л., Казанин Г.С., Киреев А.А. и др. Строение восточного борта Северо-Баренцевской впадины и перспективы открытия в регионе крупных месторождений нефти // Разведка и охрана недр. 2016. №1. С. 44-48.
- Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Матишов Г.Г., Тарасов Г.А. Новейшая тектоника архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающего шельфа. В сб.: Биологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Мурманск: Изд-во «Русская Лапландия», 1996. С. 63-64.
- 5. Твердые полезные ископаемые архипелагов и островов арктической континентальной окраины Евразии / Гл. ред. В.Д. Каминский. СПб., ВНИИОкеангеология, 2010, 336 с.

- 6. Шипилов Э.В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника Арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Амеразийского бассейна // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2115-2142.
- 7. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Дайки острова Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа): тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 327-331.
- Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // ДАН. 2006. Т.407. № 3. С. 378-383.
- 9. Шкарубо С.И., Шипилов Э.В. Тектоника Западно-Арктической платформы // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 32-47.
- 10. Шлыкова В.В., Величко Б.М., Павлов С.П., Зуйкова О.Н. Прогноз развития объектов возможного УВнакопления на Северо-Баренцевском шельфе // Разведка и охрана недр. 2017. №10. С 39-48.
- 11. Buchan K.L., Ernst R.E. In: Hanski E., Mertanen S., Ramo T., Vuollo J. (Eds.), Dyke Swarms: Time Markers of Crustal Evolution. Balkema Publishers, Rotterdam. 2006 //html: April 2006 LIP of the Month Large Igneous Provinces Commission.
- 12. Matishov G.G., Cherkis N.S., Vermillion M.S., Forman S.L. Bathymetric Map of the Franz Josef Land Area. Scale 1:500 000. Colorado: Geol. Soc. Amer., 1995.

СОЛЯНАЯ ТЕКТОНИКА В ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЭВАПОРИТОВЫХ БАССЕЙНАХ АРКТИКИ

Шипилов Э.В.

Полярный геофизический институт, Мурманск, shipilov@pgi.ru

По результатам сейсмических исследований рассмотрены окраинно-континентальные эвапоритовые бассейны Арктического региона. Охарактеризованы комплексные геолого-геофизические признаки распознания и выделения соленосных структур – подушек и диапиров. Проиллюстрированы разрезами примеры проявления эвапоритового диапиризма в разновозрастных осадочных бассейнах запада Баренцевоморского шельфа, севера Карского шельфа, юго-запада моря Лаптевых в Хатангском заливе, Канадского Арктического архипелага. Сделаны выводы относительно факторов обусловивших тектоническую подвижность бассейнов окраин и спровоцировавших соляную тектонику.

В ряде палеозойско-мезозойских осадочных бассейнов континентальных окраин Арктики геолого-геофизическими работами установлены проявления галокинеза [1-3, 5, 8, 10-13]. Характерной особенностью этих прогибов является наличие в них диапироподобных структур, генезис которых однозначно определяется по комплексу геолого-геофизических признаков. На временных разрезах МОГТ эвапоритовые тела выделяются в первую очередь специфической геометрией, характером причленения к этому телу отражающих горизонтов осадочного чехла, хаотической внутренней



Рис. 1. Эвапоритовый диапиризм в бассейнах запада Баренцевоморской континентальной окраины. А. Сейсмический разрез через Нордкапский прогиб [8, 10]. Б. Сейсмогеологический разрез через бассейн Ольги [1, 11].

волновой картиной. Нередко эвапоритовые тела акустически прозрачны. Имеются примеры, когда соляной диапир по сейсмическим материалам невозможно отличить от интрузии, либо от глиняного диапира (например, на Чукотском шельфе [13, 15]). Иногда соляное тело характеризуется на сейсмических разрезах слоистостью.

В гравитационном поле диапировые структуры выражены локальными аномалиями отрицательных или пониженных на общем фоне значений. Расчетные плотности аномалеобразующих объектов составляют около 2.2 г/см³. Низкая расчетная плотность диапиров и отсутствие в их пределах магнитоактивных тел свидетельствуют об амагматической природе этих образований.

По формам залегания на сейсмических разрезах выделяются два основных типа соленосных структур: диапиры и подушки. Первые из них прорывают вышележащие отложения, которые образуют характерные асимметричные мульды с относительно пологими внешними и крутыми, прилегающими к диапирам, внутренними крыльями. Обычно диапиры сложены массивными солями (преимущественно галитом), а подушки — либо маломощными прослоями аналогичного состава, либо гипсо-ангидритовыми породами краевых фаций эвапоритовых бассейнов. Эвапориты карбона - ранней перми известны на Восточном Шпицбергене, о. Эдж и юге архипелага Новая Земля, а также в ордовике Северной Земли и девоне Нордвик-Хатангского района [6, 7, 11, 13]. Таким образом, доказательство солянокупольной природы диапировых структур опирается на комплекс геофизических данных и подтверждается развитием соленосных отложений в разрезах сухопутного обрамления.



Рис. 2. Эвапоритовый диапиризм в бассейнах севера Карского шельфа, ю-з Лаптевоморского региона и Канадского Арктического архипелага. А. Волновая картина на сейсмическом разрезе МАГЭ иллюстрирующая проявление соляной тектоники в бассейне Воронина (Карская плита). Б. Соляная тектоника (Dumbells Dome) в Свердрупском бассейне, о-в Эллеф-Рингнес [12]. В. Сейсмогеологический разрез на с-в Енисей-Хатангского прогиба (Хатангский залив) [11]: 1 – соляной диапир, 2 – тела базальтоидов, 3 – разломы. Г. Сейсмический разрез иллюстрирующий строение отложений в прогибе Воронина с соляной подушкой (ордовик?) и прогнозируемой залежью УВ над ней [2, 5].

На рис. 1 и 2 приведены фрагменты сейсмических и сейсмогеологических разрезов, иллюстрирующие проявления соляной тектоники в бассейнах западной части Баренцевоморского шельфа, северной части Карского шельфа, Хатангского залива и Канадского Арктического архипелага.

Возраст соленосных отложений в бассейнах Западно-Баренцевского шельфа (Медвежинский, Тромсё, Хаммерфест, Нордкапский, Варангерский, Ольги) определяется, исходя из сейсмостратиграфической интерпретации осадочных комплексов, как позднекаменноугольно-раннепермский и позднедевонский. Развитие последнего предполагается в пределах депрессионной части Нордкапского прогиба (рис. 1 А), где диапиры прорывают от 6 до 9 км верхнепалеозойских и мезозойских осадочных образований [1, 11].

Крупный соленосный бассейн (прогиб Ольги) выявлен к востоку от арх. Шпицберген в зоне сочленения Свальбардской антеклизы и Центрально-Баренцевских поднятий. Возраст соленосных отложений здесь датируется предположительно средне-поздне-каменноугольно-раннепермским временем в связи с тем, что в краевой части прогиба на о. Эдж скважиной вскрыты гипсо-ангидритовые отложения этого возраста. Общая мощность осадочного чехла в прогибе достигает 12-13 км. Диапировые структуры (рис. 1 Б), выявленные сейсмическими и гравимагнитными работами, тяготеют к бортовым, приразломным частям прогиба. По своим геофизическим параметрам они полностью отвечают критериям, отмеченным выше для солянокупольных структур. Все отмеченные бассейны имеют сходное строение, определяемое их рифтовой природой [1, 11, 14].

На севере Карской плиты получил развитие бассейн Воронина (Краснофлотский). Строение его ранее было неизвестно, но по морфологии рельефа дна он сопоставлялся с прогибом Св. Анны. Сейсмические материалы показывают, что это достаточно глубокий прогиб, выполненный мощной толщей, скорей всего, преимущественно палеозойских образований. Здесь структуры связанные с соляными подушками и диапирами отмечаются на ряде разрезов (рис. 2 А). Они были ранее установлены работами СМНГ [2, 5] и подтверждены новейшими исследованиями МАГЭ. Представляется, что базовый уровень этих образований связан с отложениями ордовика-силура (?).

Енисей-Хатангский прогиб морской сейсморазведкой исследован на акватории моря Лаптевых в Хатангском заливе, где суммарная мощность кембрийско-меловых отложений превышает 10-12 км (рис. 2 В). По комплексу геолого-геофизических данных отмечается наличие соляных диапиров девонского возраста [4, 6, 7], а также проявлений основного магматизма в виде дайковых и пластовых интрузий. По особенностям строения и характеру осадконакопления Енисей-Хатангский палеорифт имеет много общих черт с рассмотренными соленосными бассейнами западной части Баренцева моря — грабенами Нордкапским, Варангерским, Ольгинским, Медвежинским.

Еще одним бассейном Арктики, где известен эвапоритовый диапиризм, является Свердрупский, расположенный на островах Канадского Арктического архипелага. Его осадочное выполнение мощностью свыше 13 км представлено отложениями от карбона до эоцена включительно. Эвапоритовые образования представлены гипсами, ангидритами и галитом каменноугольного возраста. Многочисленные диапировые структуры изучены сейсморазведкой и бурением. Как и во многих других случаях, отмечается их асимметричная геометрия (рис. 2 Б). Диапиризм начался в среднем триасе и продолжался весь мезозой [12]. Рифтовый сценарий развития бассейна, очевидно, как и в бассейнах западной части Баренцева моря, сыграл определяющую роль в запуске диапиризма и формировании эвапоритовых куполов.

Среди причин, вызывающих рост соляных диапиров, называются такие факторы как литостатическое давление, горизонтальная компрессия, низкий удельный вес эвапоритов по сравнению с вмещающими породами, что способствовало их пластическому перетеканию в верхние горизонты осадочного чехла и др. Изучение геологической эволюции бассейнов позволяет говорить и о фазах рифтинга, выступающих в качестве триггера тектонической подвижности бассейнов континентальных окраин, особенно на этапах формирования спрединговых впадин Арктического региона.

Исследование геологического строения соленосных бассейнов имеет не только большое значение в связи с перспективами их нефтегазоносности (рис. 2 Г), но и с позиций определения широтного положения плит при палеотектонических реконструкциях (например, Карской плиты [9]).

- 1. Боголепов А.К., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Новые данные о соленосных бассейнах Западно-Арктического шельфа Евразии // ДАН. Т. 317. N 4. 1991. С. 932-936.
- 2. Догунов К.А., Мартиросян В.Н., Васильева Е.А., Сапожников Б.Г. Структурно-тектонические особенности строения и перспективы нефтегазоносности северной части Баренцево-Карского региона // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 70-83.
- 3. Иванова Н.М., Свистунов Ю.И., Шипилов Э.В. Структурные комплексы шельфа моря Лаптевых // IX Всесоюзная школа морской геологии: тезисы. М: ИО РАН. 1990. Т. 4. С. 60-61.
- 4. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 (8). С. 1027-1050.
- 5. Мартиросян В.Н., Васильева Е.А., Устрицкий В.И. и др. Север Карского моря высокоперспективная на нефть область Арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 59-69.
- 6. Полянский О.П., Ревердатто В.В., Ананьев В.А.Эволюция рифтогенного осадочного бассейна как индикатора геодинамической обстановки (на примере Енисей-Хатангского прогиба) // ДАН. 2000. Т. 370. № 1. С. 71-75.
- 7. Фрадкин Г.С. Галогенные формации и нефтегазоносность Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 605-616.
- Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразиатско-Арктической континентальной окраины. Том. І. Литолого- и сейсмостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2010. 266 с.
- 9. Шипилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 75-92.
- 10. Шкарубо С.И., Шипилов Э.В. Тектоника Западно-Арктической платформы // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 32-47.
- 11. Bogolepov A.K., Shipilov E.V., Yunov A.Yu. Saliferous Basins of the West-Arctic Eurasian Shelf // International Seminar on Tectonics of the Barents Sea-Kara Sea Region. Proceedings. Norway, Trondheim: NIIMorgeophysica, IKU sintef group, 1991. 4 p.
- 12. Boutelier J., Cruden A., Brent T., Stephenson R. Timing and mechanisms controlling evaporate diapirism on Ellef Ringnes Island, Canadian Arctic Archipelago // Basin Research. 2011. V. 23. P. 478-498.
- 13. Shipilov E.V., Bogolepov A.K., Thurston D.K. Riftogeneous Salt Bearing Basins of the Arctic Continental Margins // International Conference on Arctic Margins (ICAM 1994): Abstracts. Magadan, 1994. P. 106.
- Shipilov E.V., Senin B.V. Rift and Graben Systems of the Eurasian-Arctic Continental Margins // Proceedings of International Conference on Arctic Margins (ICAM -1992): Proceedings. Ancorage, Alaska, USA: US Dept. Interior Mineral Manag. Serv., 1992. P. 177-181.
- 15. Shipilov E.V., Senin B.V., Yunov A. Yu. Sedimentary cover and basement of Chukchi sea from seismic data // Geotectonics. 1989. T. 23. № 5. C. 456-463.

САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И ИХ ОКСИДЫ ИЗ ХРОМИТИТОВ КЕМПИРСАЙСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ, КАЗАХСТАН)

Юричев А.Н., Карбовяк Е.В.

Томский государственный университет, Томск, juratur@sibmail.com

Кемпирсайский массив является крупнейшим массивом ультрамафитов на юге Урала. Он входит в состав южноуральского ультрамафитового пояса, который является продолжением мафитультрамафитового платиноносного пояса среднего и северного Урала, и является составной частью крупного Сакмарского аллохтона, представляющего собой реликт океанической коры раннепалеозойского возраста, шарьированного на восточную окраину Восточно-Европейского палеоконтинента в средне-, верхнепалеозойское время [2, 11].

Массив и его гигантские по масштабам хромитовые месторождения были и являются предметом многочисленных фундаментальных исследований. Современные представления о возрасте, строении, составе массива и его оруденении базируются на работах В.П. Логинова, Н.В. Павлова, Г.А. Соколова, И.И. Григорьевой, Г.Г. Кравченко, Г.Н. Савельевой и др. [5, 7-8, 10].

При изучении вещественного состава хромшинелидов и акцессорных сульфидов в средне и густовкрапленных хромититах, отобранных в карьере «Объединенный» Алмаз-Жемчужного хромитового месторождения Кемпирсайского ультрамафитового массива (Казахстан), авторами были диагностированы единичные мелкие (до 0.04 мм) проявления самородных металлов и их оксидов: самородный никель, самородная медь, самородное железо, аваруит (FeNi₃), кассетерит (SnO₂), монтепанит (CdO), цинкит (ZnO) (рис. 1).

Самородный никель отмечается в виде одиночных округлых каплевидных выделений с корродированными краями в интерстициях зерен хромшпинелидов. Размеры таких выделений не превышаю 0.04 мм. В химическом составе минерала постоянно отмечается примесь Fe (до 11 %) и Cu (до 5 %) (табл. 1).



Рис. 1. Минерализация самородных металлов и их оксидов в хромититах Кемпирсайского ультрамафитового массива (снимки в режиме BSE). CrSp – хромшпинелид; Rock – хлорит-серпентинитовый агрегат.

Самородные медь и железо формирует сгустковидные, неправильные или чешуйчатые (чаще) выделения размером до 0.03 мм непосредственно в зернах хромшпинелидов либо в интерстициях между ними (рис. 1, б-в). В химическом составе первого минерала постоянно отмечается примесь Fe (до 3.5 %), реже – Ni (до 1 %), а в составе второго – Cr (до 4.8 %) и Mn (до 0.5 %) (табл. 1).

Минерал	Образец	Ni	Cu	Fe	Mn	Zn	Sn	Cd	Cr	0	Сумма
Самородный никель	939/545-2.1	82.96	4.57	10.89	_	_	_	_	-	-	98.42
	939/545-2.4	83.67	4.83	10.86	_	_	_	_	-	-	99.36
Самородная медь	КМ 947/55-2.1	1.00	94.30	3.36	_	_	_	_	-	-	98.66
	3/1-21.1	_	98.67	0.45	_	_	_	_	_	-	99.12
Самородное железо	э-4/1	_	-	94.66	0.55	_	_	_	4.80	-	100.01
Аваруит	939/545-5.1	73.42	-	24.74	_	_	_	_	1.63	-	99.79
	939/545-5.2	74.35	-	24.17	_	_	_	_	1.39	-	99.90
	939/545-7.1	74.88	-	23.69	_	_	_	_	1.43	-	100.00
	939/545-7.2	74.86	-	23.53	_	_	_	_	1.61	-	100.00
Кассетерит	3/1-1.1	-	-	_	_	_	74.71	_	-	25.12	99.83
	3/1-1.2	_	_	_	_	_	75.82	_	-	23.96	99.78
Монтепонит	3/1-22.1	_	_	_	_	_	_	86.16	-	13.85	100.01
Цинкит	3/1-24.2	-	-	_	_	80.00	_	_	_	19.55	99.55

Таблица 1. Химический состав самородных металлов и их оксидов в хромититах Кемпирсайского ультрамафитового массива, вес. %.

Примечание. Анализы выполнены 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), оператор Е.В. Карбовяк. Для исследования использованы образцы хромититов из личной коллекции профессора Томского государственного университета Чернышова А.И.

В качестве металлического твердого раствора Fe и Ni в интерстициях хромшпинелидов диагностированы нередкие округлые и неправильные проявления аваруита, размером до 0.04 мм (рис. 1, г). Химический состав выявленных аваруитов близок стехиометрическому, а также химическим составам данного минерала из ультрамафитового массива г. Солдатской (п-ов Камчатский мыс, Восточная Камчатка) [6] и океанических перидотитов Срединно-Океанического хребта (Атлантический океан) [1]. Однако отличается от последних постоянным присутствием в химическом составе Cr (до 1.7 %), который, очевидно, входит в состав минерала, «загрязняя» его, в виде тонкодисперсной механической примеси (табл. 1).

Оксиды Sn, Cd и Zn диагностированы в хромититах Кемпирсайского массива предположительно впервые (?). Они отмечены в виде редких мелких (до 0.005 мм) округлых или неправильных по форме обособлений, заполняющих пустотки и каверны внутри преимущественно трещиноватых, раздробленных зерен хромшпинелидов (рис. 1, д-е). Их химические составы характеризуются относительной «чистотой» (отсутствием примесей других компонентов) и несколько отклоняются от стехиометрических (табл. 1).

Концентрирование выявленной минерализации, очевидно, связано с ее мобилизацией в процессе серпентинизации и преобразовании первичных силикатов, прежде всего оливина, а также находящихся с ними в парагенезисе сульфидов и шпинелей при восстановительных условиях [3-4, 9]. Образование металлов авторы связывают с тенденцией Ni и подчиненного Fe высвобождаться из кремнекислородных связей первичного оливина, а Cu и Zn – из связей сульфидов и хромшпинелидов и переходить в форму свободных элементов. Очевидно, что наряду с восстановлением самородных металлов из первичных силикатов, сульфидов или хромшпинелидов, возможен привнос части элементов (Cd, Sn) самими серпентинизирующими растворами.

Последующая судьба данных металлов, очевидно, определялась их концентрированием совместно с иными компонентами, не участвующими в главном процессе кристаллизации, и последующем их отложении из высоконасыщенных надкритических флюидов.

- 1. Базылев Б. А. Развитие аваруитсодержащей минеральной ассоциации в перидотитах из зоны разлома 15°20′ (Атлантический океан) как одно из проявлений океанического метаморфизма // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 3-4. С. 279-293.
- 2. Дистлер В.В., Крячко В.В., Юдовская М.А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология и геофизика. 2003. Т. 45. № 1. С. 44-74.
- 3. Жмодик С.М., Агафонов Л.В. Шэндит и другие минералы никеля из хромититов офиолитовой ассоциации юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 5. С. 712-721.
- Леснов Ф.П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2015. 240 с.
- Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского массива на Южном Урале // Хромиты СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1940. С. 5-199.
- Новаков Р.М., Москалева С.В., Иванов В.В., Паламарь С.В. Пентландиты и аваруиты гипербазитового массива горы Солдатской (п-ов Камчатский мыс, Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2014. № 2. С. 137-146.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И. Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР. М.: Наука, 1974. Т. 1. С. 168-220.
- 8. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты в Кемпирсайском плутоне. М.: Наука, 1968. 197 с.
- 9. Рамдор П. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при серпентинизации (с некоторыми данными по новым и недостаточно изученным минералам) // Геология рудных месторождений. 1967. № 2. С. 32-43.
- 10. Савельева Г.Н., Савельев А.А. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурновещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57-75.
- 11. Melher F., Stumpfl E.F., Distler V.V. Chromite deposits of the Kempirsai massif, southern Urals, Kazakhstan // Inst. Mining Metall. 1994. V. 103. P. 107-120.

КАМПЕЛИТ – НОВЫЙ ФОСФАТ Mg, Ва И Sc ИЗ КОВДОРСКОЙ ФОСКОРИТ-КАРБОНАТИТОВОЙ ТРУБКИ

Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А., Паникоровский Т.Л. ФИЦ КНЦ РАН

Скандий как стратегический редкоземельный металл находит всё более широкое применение в электронике, оптической, автомобильной и авиационной промышленности. В России одним из крупных его источников является Ковдорское месторождение магнетита, апатита и бадделеита [1, 2]. Основным концентратором скандия является бадделеит, который включает этот металл по схеме $2Zr^{4+} \leftrightarrow Sc^{3+}Nb^{5+}$ [3]. Содержание ниобия и скандия в бадделеите последовательно возрастает от краевой части трубки, сложенной (апатит)-форстеритовыми фоскоритами, к промежуточной зоне бескарбонатных существенно магнетитовых фоскоритов и, далее, к осевой зоне карбонатсодержащих фоскоритов и карбонатитов (рис. 1). Состав сосуществующего гидроксилапатита изменяется в том же направлении по схеме Ca²⁺ \leftrightarrow (Ba, Sr)²⁺ [3], причём с глубиной количество бария заметно увеличивается.



Рис. 1. Изменение содержание ниобия и скандия в бадделеите, а также встречаемость апобадделеитового пирохлора на горизонте -100 м Ковдорской фоскорит-карбонатитовой трубки. Звёздочка – место находки кампелита.

При гидротермальном изменении Sc-Nb-содержащего бадделеита и Ва-содержащего гидроксилапатита происходит образование цирконолита (концентратор Zr), минералов группы пирохлора (концентраторы Nb) и скандиевых фосфатов (концентраторы скандия) ёнаита, $CaMgSc(PO_4)_2(OH) \cdot 4H_2O$, и кампелита, $Ba_3Mg_{1.5}Sc_4(PO_4)_6(OH)_3 \cdot 4H_2O$ по схематическим реакциям [4]:

> 12Bdy' + 6Dol + 4Ap +25H₂O + 2CO₂ \rightarrow 6Jnn+ 3Pcl + 14Cal и 16Bdy' + 3Dol + 4Ap + 9H₂O + 9CO₂ + 5O₂ + 6Ba²⁺ \rightarrow 2Kam + 4Pcl + 15Cal,

где Ар – гидроксилапатит; Bdy' – Sc-Nb минал бадделеита, Sc_{0.5}Nb_{0.5}O₂; Cal – кальцит, Dol – доломит; Jnn – ёнаит; Kam – кампелит, Pcl – пирохлор, Ca,NbO₇.

В отличие от сравнительно широко распространённого ёнаита [5], кампелит чрезвычайно редок и пока обнаружен в одной единственной пустоте в кальцито-магнетитовых фоскоритах на горизонте –100 м (см. рис. 1), где он в виде двух хрупких серебристо-белых сферолитов (до 1.5 мм в диаметре), сложенных его бесцветными пластинчатыми кристаллами (рис. 2), нарастает на хорошо образованные оранжевые кристаллы квинтинита-2Н в ассоциации с кальцитом, бобьеритом, пиритом и квинтинитом-3R [4]. Сами фоскориты, помимо кальцита (около 15 об. %) и магнетита (около



Рис. 2. Сферолит кампелита (1) и кристаллы кваинтинита-3R (2) и пирита (3) на квинтините-2H (4) в пустоте кальцито-магнетитового фоскорита.

80 об. %) с экссолюционными включениями шпинели и ильменита, содержит второстепенные форстерит и гидроксилапатит, а также акцессорные бадделеит (частично замещён гидроксинатропирохлором, микролитом и цирконолитом), стронцианит, баритокальцит, анкилит-(Се), пирротин с экссолюционными ламелями кобальтпентландита, сфалерит, пирит и валлериит.

Средний состав кампелита по данным микрозондового анализа (Cameca MS-46, ГИ КНЦ РАН) включает (мас. %): MgO 4.79, $Al_2O_3 0.45$, $P_2O_5 31.66$, $K_2O 0.34$, $Sc_2O_3 16.17$, $Mn_2O_3 1.62$, $Fe_2O_3 1.38$, SrO 3.44 и BaO 29.81. Содержание воды, определённое по структурным данным, составляет 7.12 мас. %. Эмпирическая формула минерала, рассчитанная на основе 6 атомов фосфора в формуле, имеет вид: $(Ba_{2.62}Sr_{0.45}K_{0.10}Ca_{0.06})_{\Sigma 3.23}Mg_{1.60}Mn_{0.28}(Sc_{3.15}Fe^{3+}_{0.23}Al_{0.12})_{\Sigma 3.50}$ (PO₄)₆(OH)_{2.61} · 4.01H₂O. При этом, содержание Sc в минерале линейно уменьшается при увеличении содержания Mg и K вследствие изоморфизма по схеме Sc³⁺ + $\Box \leftrightarrow K^+ + Mg^{2+}$. Поэтому упрощённая формула кампелита может



Рис. 3. Кристаллическая структура кампелита.

быть записана как $Ba_{3+0.5x}Mg_{1+x}Mn_{0-0.5}Sc_{4-x}(PO_4)_6(OH)_3 \cdot 4H_2O$, что полностью подтверждается данными рентгеноструктурного анализа.

Монокристальный рентгеноструктурный анализ кампелита был проведён при помощи дифрактометра Bruker Kappa APEX DUO с микрофокусным CuKa источником излучения IµS (диаметр 0.11 мм) и плоским ПЗС-детектором, при 0.6 mA и 45 kV. Кристаллическая структура минерала решена прямыми методами при помощи программного пакета ShelX и уточнена до R₁ = 0.092 (R_{int} = 0.0830) для 2620 независимых рефлексов с F₀ > 4 σ (F₀). Заселённость катионных позиций была определена из факторов рассеяния с учётом результатов микрозондового анализа.

Кристаллическая структура кампелита (рис. 3) относится к новому структурному типу минералов и неорганических соединений. Она имеет слоистый мотив, основанный на чередовании электронейтральных блоков [MgBa₂Sc₄(PO₄)₆], параллельных плоскости (001). Каждый из этих блоков, в свою очередь, образован двумя Mg-Sc-PO₄ слоями, между которыми «зажат» зигзагообразный Ba-PO₄-слой. Межслоевое пространство (\approx 3 Å) занято слабозаселёнными позициями Ba и Mn, координированными гидроксильными группами и молекулами воды. В результате, кристаллохимическая формула кампелита может быть записана в виде (Ba_{2.50}Sr_{0.34})_{Σ2.84}Mg_{1.36}Mn_{0.42}(Sc_{3.26}Fe³⁺_{0.40} Al_{0.20})_{Σ3.86}(PO₄)₆(OH)_{2.82}(H₂O)_{4.00}, который хорошо соотносится с эмпирической формулой минерала.

Минерал назван в честь известного советского и российского горного инженера Феликса Борисовича Кампеля (1935 г.р., рис. 4) за его вклад в разработку технологий добычи и обогащения комплексных бадделеит-апатит-магнетитовых руд Ковдорского месторождения и утвержден КНМН ММА под номером 2016–084.



Рис. 4. Ф.Б. Кампель (Ковдор, 2001 г.).

Изучение минерала проводилось в рамках проекта РНФ 16-17-10173.

- 1. Kalashnikov A.O., Konopleva N.G., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu. Rare Earth Deposits of the Murmansk Region, Russia—A Review // Economic Geology, 2016. V. 111. P. 1529-1559.
- Kalashnikov A.O., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Sokharev V.A., Konopleva N.G., Mikhailova J.A., Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu. Scandium of the Kovdor baddeleyite–apatite–magnetite deposit (Murmansk Region, Russia): Mineralogy, spatial distribution, and potential resource // Ore Geology Reviews. 2016. V. 72. P. 532-537.
- Ivanyuk G.Yu., Kalashnikov A.O., Pakhomovsky Ya.A., Mikhailova J.A., Yakovenchuk V.N., Konopleva N.G., Sokharev V.A., Bazai A.V., Goryainov P.M. Economic minerals of the Kovdor baddeleyite-apatite-magnetite deposit, Russia: mineralogy, spatial distribution, and ore processing optimization // Ore Geology Reviews. 2016. V. 77. P. 279-311.
- Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Panikorovskii T.L., Britvin S.N., Krivovichev S.V., Shilovskikh V.V., Bocharov V.N. Kampelite, Ba₃Mg_{1.5}Sc₄(PO₄)₆ (OH)₃·4H₂O, a new very complex Ba-Sc phosphate mineral from the Kovdor phoscorite-carbonatite complex (Kola Peninsula, Russia) // Mineralogy and Petrology. 2017. V. 112. P. 111-121. DOI 10.1007/s00710-017-0515-1
- 5. Ivanyuk G.Yu, Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A. Kovdor. Laplandia Minerals, Apatity, 2002. 326 p.

УНИКАЛЬНАЯ АРСЕНАТНО-ФОСФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КЕСТЁРСКОГО ОЛОВОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЯКУТИЯ)

Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А., Коноплёва Н.Г., Паникоровский Т.Л., Базай А.В., Кривовичев С.В.

ФИЦ КНЦ РАН

С момента открытия в 1937 г. П.П. Епифановым Кестёрского оловорудного месторождения [1] оно привлекает внимание учёных своей необычайно разнообразной фосфатной минерализацией [2-7]. При этом, вплоть до недавнего времени многие находки даже не были надёжно диагностированы, и так и остаются в списке минералов месторождения под названиями «неизвестный фосфат», «фосфат белого цвета», «фосфат зеленый», «Си-фосфат синий», «фосфат желтый». Тем не менее, с развитием методов локального минералогического и рентгеноструктурного анализов эти пробелы начинают восполняться, – к тому же, как оказалось, некоторые редкие фосфаты обладают интересными функциональными свойствами, в частности, ионной проводимостью.

В ходе изучения современными методами образцов, отобранных первыми тремя авторами в 1987 г. из крупного (5 м в диаметре) кварцево-фосфатного гнезда в грейзенизированных касситеритсодержащих гранодиоритах Кестёрского месторождения (рис. 1), были достоверно установлены амблигонит, аугелит, арсенолит, артурит, гидроксилапатит, лазулит, либетенит, метаторбернит, оливенит, псевдомалахит, самплеит, фторапатит, а также четыре новых фосфата: епифановит, батагаит, Na-аналог батагаита и Mg-Zn аналог гопеита (табл. 1).



Рис. 1. Фосфатная минерализация Кестёрского месторождения (по М.В. Кокунину [4]).

Это гнездо было сложено колломорфными агрегатами (до 30 см в диаметре) светло-серого карбонатсодержащего фторапатита (штаффелита) и кавернозными сегрегациями молочно-белого кварца (до 10 см). Многочисленные трещины и пустоты во фторапатите и кварце были покрыты тёмно-зелеными кристаллами (до 4 мм в длину) и сферолитами (до 5 мм в диаметре) мышьяковистого псевдомалахита и самплеита (рис. 2 а), друзами бледно-зелёных призматических кристаллов либетенита (до 7 мм в длину, рис. 2 б), травяно-зелёными радиально-лучистыми агрегатами артурита (до 5 мм в диаметре, рис. 2 б), таблитчатых зёрен оливенита (до 3 мм, рис. 2 в) и метаторбернита (рис. 2 г), а также обособленными сегрегациями самородной меди (до 3 мм в диаметре, рис. 2 д).

Бирюзово-голубые таблитчатые кристаллы епифановита (до 50 мкм в длину, рис. 2 е) нарастают на вышеперечисленные минералы меди в тесной ассоциации с бесцветными кубооктаэдрами



Рис. 2. Редкие фосфаты, арсенаты и ассоциирующие минералы Кестёрского месторождения: 1 – фторапатит (штаффелит), 2 – псевдомалахит, 3 – самплеит, 4 – медь, 5 – епифановит, 6 – Na-аналог батагаита, 7 – либетенит, 8 – артурит, 9 – оливенит, 10 – мусковит-2*M*, 11 – метаторбернит; 12 – арсенолит, 13 – батагаит, 14 – Mg-Zn-аналог гопеита, 15 – гидроксилапатит.

арсенолита (до 1 мм в диаметре), квадратными зеленоватыми пластинками тоберморита (до 1 мм в диаметре), льдисто-серыми уплощенно-призматическими кристаллами батагаита (рис. 2 ж) и гопеитоподобного Mg-Zn фосфата (до 2 мм в длину, рис. 2 з), а также бледно-зелёными радиальнолучистыми агрегатами Na-аналога батагаита (до 3 мм в диаметре).

Минерал	Формула	Параметры элементарной ячейки			
Епифановит	NaCaCu ₅ (PO ₄) ₄ [AsO ₂ (OH) ₂]·7H ₂ O	<i>a</i> =9.69, <i>b</i> =9.74, <i>c</i> =9.96Å, <i>β</i> =102.2°, <i>V</i> =918.7Å ³ , <i>Z</i> =2			
Батагаит	$CaZn_2(Zn,Cu)_6(PO_4)_4(PO_3(OH))_3 \cdot 12H_2O$	<i>a</i> =8.43, <i>b</i> =12.83, <i>c</i> =14.69 Å, β=98.5°, <i>V</i> =1571.1 Å ³ , <i>Z</i> =2			
Самплеит	NaCaCu ₅ (PO ₄) ₄ Cl·5H ₂ O	a=9.70 b=19.14, c=9.73Å, α=γ=90°, β=90.01°, V=1805.5Å ³ , Z=4			
Метаторбернит	$Cu(UO_2)_2(PO_4)_2$ ·8H2O	<i>a</i> =6.98, <i>c</i> =8.65 Å, <i>V</i> =421.3 Å ³ , <i>Z</i> =2			
Либетенит	Cu ₂ PO ₄ (OH)	<i>a</i> =8.06, <i>b</i> =8.38, <i>c</i> =5.88 Å, <i>V</i> =404.3Å ³ , <i>Z</i> =4			
Оливенит	Cu ₂ AsO ₄ (OH)	a = 8.58, b = 8.21, c = 5.93 Å, $\beta = 90.1^{\circ}, V = 417.6$ Å ³ , Z=4			
Mg-аналог гопеита	$MgZn_2(PO_4)_2$ ·4 H_2O	<i>a</i> = 10.63, <i>b</i> = 18.37, <i>c</i> = 5.02Å, <i>V</i> = 980.3 Å ³			

Последовательность кристаллизации рассматриваемых минералов (медь \rightarrow псевдомалахит \rightarrow либетенит \rightarrow самплеит \rightarrow епифановит \rightarrow батагаит Na-аналог батагаита \rightarrow арсенолит) при низкотемпературной переработке первичных рудных минералов окисляющими гидротермальными растворами свидетельствует о закономерной смене ионного состава минералообразующих растворов по мере их взаимодействия со фторапатитом и осаждения новообразованных фаз: Cu \rightarrow CuP \rightarrow CaCuPAs \rightarrow CuAs \rightarrow As. Для воспроизводства условий образования фосфатов меди произведён синтез самплеита, либетенита и елисеевита золь-гель методом.

Исследования выполнялись в рамках гранта РНФ 14-17-00071.

- 1. Смирнов С.С., Дубовик М.М., Епифанов П.П. Минералогический очерк Яна-Адычанского района // Тр. Ин-та геол. наук, сер. минер. 1941. Т. 9. Вып. 46.
- Соболева В.Н. Матер. к минералогии месторождения Кёстер из бассейна реки Яны // Матер. по геологии Северо-Востока СССР. 1949. Вып. 6.
- 3. Киселёв А.И. Серебро-цинксодержащий станнин из месторождения Арга-Ыннах-Хайской интрузии в бассейне р. Яна // Матер. по геол. и пол. иск. Северо-Востока СССР. 1948. № 3. С. 113.
- 4. Кокунин М.В. Редкие минералы забытого месторождения // Отечественная геология. 2011. №1. С. 72-82.
- 5. Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А., Коноплёва Н.Г., Паникоровский Т.Л., Михайлова Ю.А., Бочаров В.Н., Кривовичев С.В., Иванюк Г.Ю. Епифановит NaCaCu₅(PO₄)₄[AsO₂(OH)₂]·7H₂O новый минерал из месторождения Кестёр (Саха-Якутия, Россия) // ЗРМО. 2017. № 3. С. 30-39.
- 6. Паникоровский Т.Л., Кривовичев С.В., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю. Кристаллическая структура епифановита // ЗРМО. 2017. № 3. С. 39-50.
- 7. Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A., Konopleva N.G., Panikorovskii T.L., Bazai A.V., Mikhailova Ju.A., Bocharov V.N., Ivanyuk G.Yu., Krivovichev S.V. Batagayite, CaZn₂(Zn,Cu)₆(PO₄)₄(PO₃(OH))₃·12H₂O, a new phosphate mineral from Këster tin deposit (Yakutia, Russia): characterization and crystal structure // Mineral. Petrol. 2017. Doi: 10.1007/s00710-017-0551-x.

СИНТЕЗ АНАЛОГОВ ИВАНЮКИТА-Na-*T* и ИВАНЮКИТА-Na-*C* ИЗ СЫРЬЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Яничева Н.Ю.¹, Селиванова Е.А.², Пахомовский Я.А.², Иванюк Г.Ю.², Николаев А.И.³, Яковенчук В.Н.²

¹ Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, Апатиты, mage13@bk.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

³ Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты

Титаносиликаты группы иванюкита и их синтетические аналоги (SIV) являются высокоэффективными ионообменными материалами, способными включать в свою структуру одно-, двух- и трехвалентные катионы металлов, включая ¹³⁷Cs и ⁹⁰Sr и могут быть использованы в качестве сорбентов данных радионуклидов из растворов сложного солевого состава с последующим получением устойчивой титанатной керамики [1, 7, 9]namely, layered hydrazinium titanate LHT-9, (N 2 H 5.Taким образом, актуальная проблема переработки жидких радиоактивных отходов (ЖРО), накопленных на предприятиях атомной энергетики и военно-промышленного комплекса, может быть решена с помощью синтетических аналогов иванюкита, получение которых возможно из сырья и отходов горнодобывающих предприятий Мурманской области. Впервые синтез иванюкитоподобного титаносиликата тригональной модификации, Na₄[(TiO)₄(SiO₄)₃]·6H₂O, был осуществлен из раствора Na₄TiO₆, смешанного с силикатом натрия [8]. В 2012 г. в ИХТРЭМС КНЦ РАН был разработан способ гидротермального синтеза SIV на основе сульфата титанила и аммония, получаемого при сернокислотной переработке апатит-титанит-нефелиновых руд хибинских месторождений [2]. Целью настоящей работы являлась разработка технологии синтеза аналогов иванюкита-Na-T (SIV-T) и иванюкита-Na-C (SIV-C) гидротермальным способом с использованием в качестве исходных компонентов недорогих реагентов и прекурсоров на основе минерального сырья Кольского полуострова.

Материалы и методы исследования

В качестве прекурсоров для синтеза SIV использовали четыреххлористый титан TiCl₄ (о.с.ч., TУ 6-09-2118-77), производимый по хлорной технологии из лопарита [3] на Соликамском магниевом заводе (АО «СМЗ», г. Соликамск). В качестве реагентов использовали: гидроксид калия (Fisher Chemical), гидроксид натрия (ч.д.а.), пероксид водорода (осч 8-4), силикат натрия 5-водн. (имп.).

Синтез SIV осуществлён в 0.04-7.5 литровых автоклавах фирмы Parr Instrument и собственного производства (ЦНМ КНЦ РАН, ИХТРЭМС КНЦ РАН). Синтетические образцы изучены методами рентгенофазового анализа (УРС-1, ГИ КНЦ РАН; Bruker D2 Phaser, СПбГУ), сканирующей электронной микроскопии (Leo-1450/Quantax, ГИ КНЦ РАН), анализа поверхности (TriStar II 3020). При обработке дифрактограмм применяли компьютерную программу OriginPro 8.0.

Методика эксперимента

Синтез осуществляли с использованием хлоридного раствора пероксокомплексов Ti(IV), полученного добавлением TiCl₄ к раствору пероксида водорода [5]. В качестве кремнийсодержащего реагента был использован коллективный раствор силиката натрия и гидроксидов натрия и калия. Смешение реагентов осуществлялось посредством приливания титансодержащего раствора к кремнийсодержащему при непрерывном перемешивании. Далее производилась выдержка полученной титанокремниевой композиции в автоклаве без перемешивания при температуре, в течение заданного времени. Объём автоклавов составлял от 0.04 до 7.5 л, степень заполнения – 50-70%. Образовавшуюся твердую фазу отделяли от раствора фильтрованием под вакуумом, промывали 5-кратным объёмом дистиллированной воды и высушивали при температуре 65 °C. Состав конечного титаносиликатного продукта определяется исходным соотношением компонентов, а также температурой (авЯничева Н.Ю. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.105



Рис. 1. Принципиальная технологическая схема получения SIV на основе продуктов хлорной переработки ловозёрского лопарита (TiCl₄).

тогенным давлением) и кинетикой гидротермального синтеза. Разработанная в ходе данного исследования технологическая схема синтеза SIV из сырья Мурманской области представлена на рис. 1.

Результаты

В ходе проведенного исследования SIV-Т и SIV-С были получены в виде белых кристаллических порошков, в которых размер отдельных частиц составляет несколько микрон. Установлено, что данные соединения могут представлять собой продукты различной морфологической формы (рис. 2). На рис. 2 видно, что SIV может быть образованы плоскими частицами размером до 2 мкм, срастающимися в агломераты (морфологический тип D – dust-like , рис. 2 a, б), а также крупными агрегатами (морфологический тип P – porcelain-like, рис. 2 в, г), состоящими из плоских частиц размером меньше 150 нм, размер таких агрегатов может составлять более 1 см [7]. При этом SIV_p обладает более развитой поверхностью и вдвое большим диаметром макропор, его поровая система является однородной и преимущественно представлена крупными мезопорами, что обусловливает лучшую кинетику сорбции различных катионов именно на SIV_p, достаточно прочные агрегаты которого, возможно, могут быть использованы в динамическом режиме сорбции без предварительного гранулирования.

Рентгеноструктурное изучение продуктов, полученных в ходе гидротермального синтеза SIV-С из одной и той же исходной композиции в течение 1-36 ч, показало, что хорошо раскристаллизованный SIV-С формируется за 12 и более часов (продукты 1-5, рис. 3). При меньшем времени синтеза значительная часть титана ещё находится в составе (полу)аморфных продуктов, а более длительная выдержка SIV-С в автоклаве его структурного состояния существенно не изменяет.

Важно отметить, что соотношение между Na, K и Si в составе раствора, оставшегося после первого синтеза, полностью удовлетворяет условию проведения следующего синтеза SIV-T и SIV-C с добавлением только титановой составляющей. Нами установлено, что возможно, по крайней мере, двухразовое повторное использование остаточного Na-K-Si-раствора без существенного изменения качества получаемых соединений. Кроме того, подобно своим природным аналогам [6], SIV-T



Рис. 2. Внешний вид SIV_D (а) и SIV_P (в) и увеличенное изображение частиц, их слагающих, во вторичных электронах (б и г соответственно) [7].



Рис. 3. Дифрактограммы SIV-*C*, синтезированного за 3 (1), 6 (2), 12 (3), 24 (4) и 36 часов (5).

и SIV-С обратимо трансформируются друг в друга при (де)протонировании без изменения обменных свойств. Стоит также отметить, что получение SIV-Т возможно с использованием меньшего количества воды (по сравнению с SIV-С), и сопровождается образованием более концентрированного фильтрата, что необходимо для обеспечения более эффективного его использования в обороте с доукреплением только титансодержащим реагентом. Таким образом, технологию производства SIV целесообразно организовать на основе получения SIV-Т.

Благодарности

Авторы выражают глубокую благодарность д.т.н. Л.Г. Герасимовой, д.т.н. М.В. Масловой (ИХТРЭМС КНЦ РАН) за ценные рекомендации по вопросам синтеза титаносиликатов и обсуждение полученных результатов, к.т.н. И.Р. Елизаровой, А.И. Князевой, В.Н. Коровину (ИХТРЭМС КНЦ РАН), к.г.-м.н. Е.С. Житовой (СПбГУ) за помощь в исследованиях. Исследования проводились при финансовой поддержке программы Фонда содействия развитию малых форм предприятий в научно-технической сфере.

- 1. Бритвин С.Н. Применение титансодержащих сорбентов для очистки жидких радиоактивных отходов с последующей консервацией радионуклидов в титанатных керамиках типа SYNROC / С.Н. Бритвин, Л.Г. Герасимова, Г.Ю. Иванюк [и др.] // Химическая технология. 2015. № 4. С. 229-238.
- 2. Пат. 2467953 Российская Федерация, МПК С01G 23/00, С22В 3/08. Способ переработки титансодержащего концентрата / Л.Г. Герасимова, А.И. Николаев, М.В. Маслова [и др.]; заявитель и патентообладатель Ин-т химии и технологии редких элементов и минер. сырья КНЦ РАН. – № 2011127614 ; заявл. 05.07.2011; опубл. 27.11.2012. Бюл. № 33.
- 3. Мельников Д.В. Соликамский магниевый завод стартовая площадка инноваций в россии / Д.Л. Мельников, А.В. Чуб, Д.В. Дробот // Вестник МИТХТ. 2013. Т. 8. № 3. С. 49-57.
- 4. Тюкавкина В.В. Получение аморфного кремнезема из шлаков цветной металлургии и его использование для магнезиальных вяжущих / В.В. Тюкавкина, А.Г. Касиков, Б.И. Гуревич, Е.А. Майорова // Химическая технология. 2014. № 3. С. 167-172.
- 5. Пат. 2625118 РФ, МПК С01G 23/00, С01В 33/32, С30В 29/34, В01Ј 20/10, 20/02, 20/30 (2006.01). Способ получения модифицированного титаносиликата фармакосидеритового типа / Н.Ю. Яничева, Я.Ю. Ганичева, А.Г. Касиков [и др.]; заявитель и патентообладатель Ин-т химии и технологии редких элементов и минер. сырья КНЦ РАН. № 2016121043/05; заявл. 27.05.2016; опубл. 11.07.2017. Бюл. № 20.
- 6. Яничева Н.Ю. Кристаллохимия обменных форм иванюкита / Н.Ю. Яничева, Т.Л. Паникоровский // Тр. Кольского научного центра. Химия и материаловедение. 2017. Вып. 1. С. 242-248.
- Яничева Н.Ю. Синтез и применение титаносиликатных сорбентов группы иванюкита для очистки жидких радиоактивных отходов: автореф. дис. ... канд. техн. наук : 05.17.01 / Н.Ю. Яничева. Апатиты. Изд-во ФГБУН КНЦ РАН. 2017. 23 с.
- Dadachov M.S. Synthesis and crystal structure of Na₄TiO₄(SiO₄)₃·6H₂O, a rhombohedrally distorted sodium titanium silicate pharmacosiderite analogue / M.S. Dadachov, W.T.A. Harrison // J. Solid State Chem. 1997. V. 134. P. 409-415.
- Yakovenchuk V.N. Ivanyukite-Group Minerals: Crystal Structure and Cation-Exchange Properties / V.N. Yakovenchuk, E.A. Selivanova, S.V. Krivovichev [et al] // Minerals as Advanced Materials II ; edited by S.V. Krivovichev. – Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2012. P. 205-211.

Секция 3. ГЕОЭКОЛОГИЯ И ОХРАНА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

СОДЕРЖАНИЕ ЛИГНИНА И ЦЕЛЛЮЛОЗЫ В ОПАДЕ И ПОДСТИЛКЕ НЕНАРУШЕННЫХ И ПОДВЕРЖЕННЫХ ТЕХНОГЕННОМУ ЗАГРЯЗНЕНИЮ СЕВЕРОТАЕЖНЫХ СОСНОВЫХ ЛЕСОВ

Артемкина Н.А.

Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, Anamumы, artemkina@inep.ksc.ru

Опад является важным, специфическим компонентом лесных экосистем. Разложение растительного опада является одним из основных процессов, регулирующих круговорот углерода и элементов питания и формирование органогенного горизонта в бореальных лесах [3]. Фенольные соединения играют немаловажную роль в почвенных процессах [5]. Отдельно следует выделить существенную роль лигнина – трёхмерного полимера фенольной природы. Будучи устойчивым к разложению компонентом, лигнин влияет на скорость разложения опада и, следовательно, затрагивает механизмы взаимодействия с организмами почвы и преобразования питательных веществ [4]. Содержание лигнина и целлюлозы в химическом составе лесного опада, прежде всего, зависит от разновидности растений, но и климатические, и экологические факторы также могут привести к значительным качественным и количественным изменениям в опаде и подстилке [1, 7].

Процесс деструкции растительного опада в бореальной зоне подразделяется на две основные стадии [4]:

 Начальную стадию, когда на процесс разложения наибольшее влияние оказывают концентрация водорастворимых компонентов, содержание основных элементов питания и климатические условия.



Рис. 1. Схема расположения площадок отбора проб.

2. Поздние стадии, когда определяющим темпы деструкции становится содержание лигнина.

Согласно данным ранее проведенных исследований, загрязнение среды выбросами медеплавильного завода в 3–5 раз уменьшает скорость деструкции чистой целлюлозы, резко увеличивая при этом ее пространственную вариабельность [2]. Кроме того установлено накопление лигнина в хвое *Pinus sylvestris* в условиях промышленного загрязнения [8].

Определение химического состава для различных видов растений может помочь в выявлении механизмов, управляющих скоростью разложения активного опада и подстилки в некоторых северных экосистемах (ненарушенных или подверженных техногенному загрязнению).

Наше исследование было направлено на определение концентраций лигнина и целлюлозы, а также показателя лигнин/целлюлоза в опаде и подстилке ненарушенных и подверженных техногенному загрязнению северотаежных сосновых лесов.

Исследования проводили в северотаежных лесах Кольского полуострова, подверженных и не подверженных промышленному воздушному загрязнению выбросами медно-никелевого комбината «Североникель». В частности в сосняках по градиенту загрязнения (на разных стадиях их техногенной трансформации) (рис. 1). Главная лесообразующая порода на выбранных площадках *Pinus sylvestris* L. Фоновые леса представлены сосняком кустарничково-зеленомошным (110 км от комбината). Леса, подверженные воздушному загрязнению, представлены дефолиирующими лесами (сосняк кустарничковый (31 км)) и сосновым редколесьем (10 км). Учитывая пространственную гетерогенность биогеоценозов, изучение проводили в их отдельных структурных частях – межкроновых парцеллах, отличающихся друг от друга составом, структурой, свойствами своих компонентов, спецификой их связей и материально-энергетического обмена.

В представленный период происходила существенная эмиссия тяжелых металлов комбинатом «Североникель». Эмиссия металлов в течение 1980-ых и 1990-ых составляла 3000-8000 тникеля и 1000-6000 тонн меди ежегодно [6]. Эксперимент продлился в течение 2 лет (с сентября 1997 до октября 1999 г.) с использованием пакетного метода. В пакеты из фильтроткани закладывали различные виды опада преобладающих сосудистых видов растений (*Pinus sylvestris*, *Betula pubescens*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Vaccinium myrtillus* и *Empetrum hermaphroditum*) и образцы коричневых частей мхов (главным образом, *Pleurozium schreberi*), а также суммарную лесную подстилку. Пробы растительного материала (по 10 г каждая) помещали в межкроновые пространства в трех повторностях. Ежегодно в октябре отбирались пробы на анализ содержания основных компонентов.

В лаборатории образцы высушивали, затем каждый образец измельчали и просеивали через сито 1 мм. Содержание лигнина и целлюлозы определяли путем обработки пробы 72%-ной серной кислотой, после предварительного кипячения в растворе цетилтриметиламмония бромида в 0.5 М H₂SO₄ [9].

Динамика содержания лигнина

По уровню исходного содержания лигнина в растительном опаде можно предложить следующий ряд для фоновых условий: кора сосны (47.9-55.3%) > листья вороники (34.4-43.5%) > подстилка (29.3-36.8%) > древесина сосны (27.6-30.9%) > листья берёзы (23.3-26.0%) > хвоя сосны (18.2-21.4%) > мхи (19.0%) > листья черники (13.4-15.6%) > листья брусники (12.6-15.4%). При приближении к источнику загрязнения нашли накопление лигнина в исходных образцах листьев берёзы, вороники, подстилки и снижение его содержания в листьях брусники, черники, хвое сосны. Во мхах начальная концентрация остается неизменной. В древесине и коре сосны определённых тенденций в изменении количества лигнина в зависимости от интенсивности загрязнения не выявлено.

После прохождения двухгодичного деструкционного цикла максимальные концентрации лигнина характерны для всех видов опада, за исключением древесины, коры и хвои сосны, трансформирующихся на площадке около источника загрязнения. Количество лигнина в деструкционном цикле у древесины и коры сосны, листьев вороники, мхов и подстилки практически не изменяется. Значительное накопление лигнина для некоторых растений отмечено в первый год разложения опада за счет вымывания водорастворимых и легкогидролизуемых веществ, затем содержание лигнина относительно стабилизируется. Наибольшие концентрации лигнина за двухлетний период трансформации опада формируются в коре сосны и листьях брусники (49.1-56.0 и 50.5-56.2 % соответственно). Далееследуетрядубывания: листья черники (50.5-56.2 %) > листья берёзы (48.0-52.9 %) > листья вороники (41.6-50.5 %) > подстилка (30.8-40.6 %) > хвоя сосны (28.2-37.4 %) > мхи (18.2-23.5 %).

Динамика содержания целлюлозы

По уровню исходного содержания целлюлозы в растительном опаде можно предложить следующий ряд для фоновых условий: древесина сосны (42.5-49.0%) > мхи (28.2%) > хвоя сосны (24.3-26.0%) > кора сосны (19.4-23.4%) > подстилка (14.4-18.7%) > листья брусники (12.7-15.4%) > листья черники (11.6-13.1%) > листья берёзы (12.5-13.7%) > листья вороники (10.9-12.7%). При приближении к источнику загрязнения нашли накопление целлюлозы в исходных образцах хвои и древесины сосны, листьев вороники, подстилки и снижение её содержания в коре сосны, листьях берёзы, брусники, черники. Во мхах начальная концентрация остается неизменной.

После прохождения двухгодичного деструкционного цикла максимальные концентрации целлюлозы характерны для древесины сосны, трансформирующейся на площадке около источника загрязнения, а также для *Pleurozium schreberi* в фоновых и дефолиирующих лесах. Количество целлюлозы в деструкционном цикле у коры сосны и подстилки достоверно не изменяется (p > 0.05). Значительное накопление целлюлозы для хвои ели, листьев берёзы, брусники, вороники и черники



Рис. 2. Концентрации лигнина (%) и целлюлозы (%), показатель лигнин/целлюлоза.

зафиксировано в первый год разложения опада за счет вымывания водорастворимых и легкогидролизуемых веществ, затем содержание целлюлозы уменьшается. Особенно ярко эта картина выражена на стадии дефолиирующих лесов.

По концентрации целлюлозы за двухлетний период трансформации опада можно сформировать следующий ряд: древесина сосны (41.3-50.0%) > мхи (27.9-30.3%) > хвоя сосны (21.5-26.5%) > кора сосны (22.9-25.1%) > листья брусники (18.6-19.9%) > листья черники (14.4-18.2%) > подстилка (13.8-19.7%) > листья берёзы (13.2-14.7%) > листья вороники (12.5-15.3%).

Показатель отношения лигнин/целлюлоза (в значительной степени определяет в дальнейшем скорость разложения опада в первой фазе) (рис. 2) уменьшается в порядке: листья вороники (2.8-3.9) > листья берёзы (1.7-3.8) > листья черники (1.1-3.8) > листья брусники (1.0-3.0) > подстилка (1.7-2.8) > кора сосны (2.0-2.7) > хвоя сосны (0.7-1.7) > мхи (0.6-0.8) > древесина сосны (0.6-0.7). С увеличением техногенной нагрузки происходит увеличение показателя лигнин/целлюлоза (начальное) в коре сосны, листьях вороники и в подстилке, в то же время показатель уменьшается в древесине и хвое сосны, листьях черники. Во мхах и листьях брусники начальная концентрация остается неизменной.

В ходе проведенного двухлетнего полевого эксперимента происходит стабилизация содержания лигнина на уровне 40-50% за счет вымывания легкогидролизуемых веществ практически во всех видах опада, кроме древесины и коры сосны, содержание лигнина в которых не изменяется. При приближении к источнику загрязнения происходит накопление лигнина в разлагающемся опаде большинства исследованных видов. Концентрация целлюлозы накапливается в первый год трансформации опада, и только на второй год содержание целлюлозы начинает снижаться в большинстве видов опада (исключение составляют, как и в случае с лигнином древесина и кора сосны) на всех площадках различной степени загрязнения. Несмотря на то, что показатели лигнин/целлюлоза наименьшие у мхов и древесины сосны скорость потери массы у этих видов опада может быть ниже, чем у других видов, т.к. в этих случаях лигнин и другие малорастворимые фенольные соединения маскируют целлюлозу и делают её более стойкой к микробному разложению.

- 1. Артемкина Н.А., Лукина Н.В., Орлова М.А. Пространственное варьирование содержания вторичных метаболитов, углерода и азота в подстилках северотаежных ельников // Лесоведение. 2018. № 1. С. 37-47.
- 2. Воробейчик Е.Л., Пищулин П.Г. Влияние деревьев на скорость деструкции целлюлозы в почвах в условиях промышленного загрязнения // Почвоведение. 2011. № 5. С. 597-610.
- 3. Горбачева Т.Т., Лукина Н.В., Артемкина Н.А. Динамика содержания полифенолов при разложении опада и подстилки в ельниках зеленомошных Кольского полуострова // Лесоведение. 2006. № 3. С. 15-23.
- 4. Berg B. Foliar Litter Decomposition: A Conceptual Model with Focus on Pine (Pinus) Litter—A Genus with Global Distribution // ISRN Forestry. 2014. V. 2014. Article ID 838169. 22 pages.
- 5. Hättenschwiler S., Vitousek P.M. The role of polyphenols in terrestrial ecosystem nutrient cycling // Trends in Ecology and Evolution. 2000. V.15. № 6. P. 238-243.
- 6. Kozlov M.V., BarcanV. Environmental contamination in the central part of the Kola Peninsula: history, documentation, and perception // Ambio. 2000. V. 29. P. 512-517.
- Lukina N.V., Orlova M.A., Steinnes E., Artemkina N.A., Gorbacheva T.T., Smirnov V.E., Belova E.A. Massloss rates from decomposition of plant residues in spruce forests near the northern tree line subject to strong air pollution // Environmental Science and Pollution Research. 2017. V. 24. N 24. P. 19874-19887.
- Lukjanova A., Mandre M. Effects of Alkalization of the Environment on the Anatomy of Scots Pine (Pinus sylvestris) Needles // Water Air and Soil Pollution. 2010. V. 206. P. 13-22.
- 9. Rowland A.P., Roberts J.D. Lignin and cellulose fractionation in decomposition studies using acid-detergent fibre methods // Communications in Soil Science and Plant Analysis. 1994. V. 25. № 3-4. P. 269-277.

СОСТАВ И СТРУКТУРА МАКРОЗООБЕНТОСА МАЛЫХ ОЗЕР В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО КОМБИНАТА

Валькова С.А.

Институт проблем промышленной экологии Севера, обособленное подразделение КНЦ РАН, Anamumы, valkova@inep.ksc.ru

Комбинат «Североникель» Кольской ГМК-крупнейшее предприятие горно-металлургического комплекса Мурманской области, являющееся главным источником загрязнения поверхностных вод региона тяжелыми металлами [1].

Многолетняя антропогенная нагрузка предприятия на пресноводные экосистемы привела к серьезным преобразованиям их структуры и накоплению значительных количеств загрязняющих веществ в донных отложениях и на территории водосбора. Основными источниками поступления тяжелых металлов в водоемы вблизи комбината «Североникель» являются процессы аэротехногенного загрязнения, подземный и поверхностные стоки, ремобилизация металлов из донных отложений.

Большинство гидробиологических исследований в зоне влияния комбината «Североникель» посвящены крупнейшему водоему Мурманской области – озеру Имандра (в частности, губе Монче), также имеются сведения о макрозообентосе оз. Нюд-явр [2, 9, 10, 6, 1]. Сведения о составе и структуре макрозообентоса малых водоемов в зоне влияния комбината «Североникель» отсутствуют.

Озеро Нюд-явр является самым крупным внутренним водоемом Мончегорского района с площадью водосбора 90.54 км², занимает впадину с заболоченными берегами к северу от окружающих его сопок Монче-тундры, и располагается непосредственно между городом Мончегорск и промплощадкой АО «Кольская ГМК». Водоем разделен дамбой на северную и южную части. Южная часть представляет собой технологический отстойник, который служит приемником сильнозагрязненных сточных вод предприятия, из него по трубам перетока частично очищенные воды поступают в северную часть водоема. На водосборной площади оз. Нюд-явр расположены озера Кумужье, Сопчъявр, Травяное и Пыслысчимъявр.

В 2016-17 гг. проводилось изучение состава и структуры макрозообентоса озер Нюд-явр, Кумужье, Сопчъявр, Травяное и Пыслысчимъявр, также исследованы сообщества макрозообентоса, развивающиеся в районе труб перетока, связывающих отстойник и основную часть акватории оз. Нюд-явр.

Отбор и анализ проб зообентоса проводили согласно ГОСТ 17.1.3.07-82, с использованием рекомендованных стандартных методик [5, 8]. Пробы донных отложений из глубоководной зоны водоемов отбирали с помощью дночерпателя Экмана-Берджа с площадью захвата грунта 290 см², на литорали отбирали качественные пробы с помощью гидробиологического сачка-скребка Сарбера. Отборы качественных и количественных проб зообентоса были проведены в конце гидробиологического лета (август) во всех выбранных озерах, на каждом водоеме отобрано по 3 пробы из глубоководной части и зоны литорали.

Гидрохимическая характеристика исследованных водоемов

В природном состоянии реакция среды водоемов Кольского полуострова нейтральная [1]. Придонные слои воды исследованных озер, за исключением оз. Нюд-явр имели нейтральную реакцию (табл. 1). Поступление слабо очищенных сильнощелочных сточных вод в северную часть оз. Нюд-явр привело к повышению рН придонных слоев воды и смещению реакции среды в сторону щелочной.

Насыщение растворенным кислородом регистрировалось в диапазоне от 10 до 70%. В июле и августе с повышением температуры воды и усилением интенсивности поглощения кислорода донными отложениями содержание кислорода не превышало 4 мг/дм³.

Минерализация вод озер находилась в диапазоне от 47.2 до 65.9 мг/дм³, что выше значений, характерных для природных поверхностных вод Кольского полуострова (20-30 мг/дм³). По соотношению главных ионов воды исследованных водоемов относятся к сульфатно-гидрокарбонатному (оз. Кумужье, Травяное), сульфатному (оз. Пыслысчимъявр), гидрокарбонатно-сульфатному (оз. Сопчъявр) и хлоридно-сульфатному (оз. Нюд-явр). В природном состоянии поверхностные воды региона относятся к классу гидрокарбонатов [1].

По содержанию биогенных элементов озера характеризуются как олиготрофные. Во всех исследуемых водоемах отмечаются повышенные концентрации никеля и меди в воде, что обусловлено влиянием аэротехногенных выбросов комбината «Североникель». Таким образом, по основным гидрохимическим показателям, среди исследованных водоемов озеро Кумужье можно характеризовать как наименее подверженный антропогенной трансформации водоем.

Показатели	оз. Кумужье	оз. Травяное	оз. Пыслысчимъявр	оз. Сопчъявр	оз. Нюдъявр (сев. часть)	
рН, ед.	7.0-7.0	6. 7-7 .2	<u>6.7</u> 6.6-6.8	7. <u>0-7.3</u>	<u>9.0</u> 8.3-10.2	
Кислород, мг/дм ³	3. <u>4.1</u> 3. <u>1-5</u> .3	<u>4.9</u> 1.1-8.7	4. <u>4-9</u> .4	3. <u>9-6</u> .3	2. <u>2-6</u> .7	
N _{общ} , мкг/дм ³	$\frac{133}{55-252}$	<u>270</u> 198-396	$\frac{183}{145-241}$	<u>233</u> 171-348	$\frac{610}{178-1280}$	
Р _{общ} , мкг/дм ³	<u>12</u> 5-21	<u>16</u> 13-21	<u>6</u> 4-7	<u>12</u> 6-21	2 <u>45</u> 2 <u>1-8</u> 3	
Органическое вещество, мг/дм ³	2. <u>4-3</u> .5	4.7-8.2	4 <u>.5</u> 4.2-4.8	2. <u>2-2</u> .5	4 <u>.8</u> 4 <u>.0</u> -5.2	
Минерализация, мг/дм ³	<u>69</u> 30-145	<u>57</u> 54-60	$\frac{50}{46-57}$	<u>86</u> 46-150	<u>1932</u> 902-3777	
Na ⁺ , мг/дм ³	<u>2.5</u> 1.3-4.7	4. 0-6 .1	1. <u>7-2</u> .1	$\frac{18.1}{7.8-34.2}$	<u>660</u> 277-1360	
Си, мкг/дм ³	<u>15</u> 10-22	<u>164</u> 131-218	<u>81</u> 61-92	<u>39</u> 18-63	<u>112</u> 82-168	
Ni, мкг/дм ³	$\frac{109}{48-206}$	<u>189</u> 121-253	$\frac{267}{209-320}$	$\frac{341}{214-590}$	$\frac{220}{165-296}$	
Со, мкг/дм ³	0.4-8.4	2. <u>6-5</u> .7	$\frac{31}{22-38}$	<u>7.8</u> 3.5-14.5	3. <u>7-4</u> .9	

Таблица. 1. Гидрохимические показатели исследованных водоемов. (придонные слои воды, в числителе – среднее за 2015-2017 гг., в знаменателе – *min* – *max*).

Характеристика сообществ макрозообентоса

Концентрация тяжелых металлов в воде и донных отложениях – лимитирующие факторы для большинства бентосных беспозвоночных. В токсической среде резко сокращается видовое разнообразие, как всех донных беспозвоночных, так и относительно устойчивых к тяжелым металлам видов. Из всех систематических групп в воде с высокими концентрациями Ni и Cu обнаруживались лишь нематоды, хирономиды, полужесткокрылые, ручейники и вислокрылки. Среди личинок хирономид наиболее устойчивы к действию тяжелых металлов представители сем. Orthocladiinae (*Psectrocladius, Cricotopus*), они являются частыми обитателями загрязненных водоемов и водотоков [12]. Ручейники, обнаруженные в наиболее загрязненных водоемах, принадлежат к семействам Polycentropodidae и Rhyacophilidae. Мизиды, бокоплавы, нимфы поденок и веснянок, пиявки и моллюски чувствительны к тяжелым металлам, в водоемах с высокой токсической нагрузкой, как правило, не встречаются [4, 11].

Для исследованных малых водоемов характерен обедненный видовой состав макрозообентоса и крайне низкие уровни численности и биомассы донных беспозвоночных. Основу бентосной фауны большинства исследованных водоемов составляли хирономиды, другие группы беспозвоночных были малочисленны. В озере Сопчъявр макрозообентос был представлен только единичными экземплярами хиромид рода Psectrocladius, в озере Травяном отмечены немногочисленные хирономиды родов *Polypedilum (Pentapedilum)* и Procladius. В озере Пыслысчимъявр, которое расположено в непосредственной близости от Мончегорской площадки Кольской ГМК донные организмы не обнаружены. В донных отложениях глубоководной зоны озера Нюд-явр. единично отмечены только личинки широко распространенных в пресноводных водоемах субарктической зоны, устойчивых к загрязнению тяжелыми металлами хирономид вида *Procladius (Holotanypus) choreus gr.* Значительно выше разнообразие бентосной фауны, развивающиеся в районе труб перетока, связывающих отстойник и основную часть акватории озера. Здесь зарегистрированы хирономиды родов Psectrocladius, Glyptotendipes, Procladius, Cricotopus и Orthocladius, доминировали в составе сообществ личинки Psectrocladius, субдоминантом были приуроченные преимущественно к водноосоковыми сообществами представители рода Cricotopus. Также встречались хищники – водные клопы гребляки (*Sigara sp.*) и клопы-водомерки (*Gerris sp.*).

В составе макрозообентоса озера Кумужье зарегистрированы 4 таксономические группы беспозвоночных ранга семейств и отрядов: ручейники *Polycentropus flavomaculatus* Pictet, 1834, хирономиды *Procladius (Holotanypus) choreus gr.,* преобладающие в составе хирономидных сообществ, *Chironomus sp., Polypedilum (Pentapedilum) sp.,* личинки двукрылых сем. Rhagionidae и Dolihopodidae и амфиподы *Gammarus lacustris* Sars, 1863. По составу макрозообентоса озеро Кумужье наиболее близко к водоемам незагрязненных районов северотаежной зоны Мурманской области [6].

Таким образом, сообщества макрозообентоса исследованных водных объектов развиваются в условиях токсификации, что обуславливает обедненный видовой состав и низкий уровень численности и биомассы донной фауны. Наиболее близки к естественно-природному состоянию бентосные сообщества оз. Кумужье.

Трофический статус всех исследованных водных объектов оценивается как олиготрофный, что в значительной степени обусловлено воздействием на водоемы аэротехногенных выбросов металлургического комбината, способствующих процессам «олиготрофизации» вод в результате общего замедления биопродкуционных процессов в токсической среде. Степень загрязненности вод по ГОСТ 17.1.3.07-82 озер Травяное и Сопчъявр оценивается как «очень грязные»; озеро Нюд-явр – «грязные», озеро Кумужье – «умеренно-загрязненные».

- 1. Антропогенные модификации экосистемы озера Имандра /под ред. Т.И. Моисеенко/ М.: Наука. 2002. 403 с.
- 2. Антропогенные преобразования водных экосистем Кольского Севера / Т.И. Моисеенко, В.А. Яковлев. Л.: Наука. 1990. 219 с.
- Валькова С.А., Кашулин Н.А., Даувальтер В.А., Сандимиров С.С. Структура и динамика сообществ зообентоса оз. Большая Имандра в зоне влияния медно-никелевого комбината // Тр. КНЦ РАН 3/2012 (10). Прикладная экология Севера. Изд-во КНЦ РАН. 2012. Вып. 2. С. 22-39.
- Горкин И.Н. Рыбы и бентос как индикаторы загрязнений речных и эстуарных экосистем лососевых рек тяжелыми металлами // Экологические аспекты химического и радиоактивнго загрязнения водной среды. Москва. 1983. С. 68-79.
- 5. Методическое руководство по биотестированию воды. РД 118-0290. Москва. 1991. 48 с.
- 6. Пресноводный зообентос северной Фенноскандии (разнообразие, структура и антропогенная динамика) /В.А. Яковлев/. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2005. Ч. 1. 161 с.
- 7. Пресноводный планктон в токсичной среде / Л.П. Брагинский, И.М. Величко, Е.П. Щербань/. Киев. Изд-во: Наукова Дум. 1987. 180 с.
- 8. Руководство по гидробиологическому мониторингу пресноводных экосистем. С.-Пб. Гидрометеоиздат. 1992. 320 с.
- 9. Яковлев В.А. Воздействие тяжелых металлов на пресноводный зообентос: Ч. 1. Бионакопление // Экологическая химия. 2002 а. № 11(1). С. 27-39.
- 10. Яковлев В.А. Воздействие тяжелых металлов на пресноводный зообентос: Ч. 2. Последствия для сообществ // Экологическая химия. 2002 б. № 11(2). С. 117-132.
- 11. Biological Indicatorsof Freshwater Pollution and Envirinment management / J.M. Hellawell. London-New York. 1986. 546 p.
- 12. Pinder L.C.V. Biology of freshwater Chironomidae // Ann. Rev. Entomol. 1986. V. 31. P. 1-23.

ШЛАКИ КОМБИНАТА «ПЕЧЕНГАНИКЕЛЬ» В РЕШЕНИИ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Горбачева Т.Т.¹, Иванова Л.А.², Макаров Д.В.³

¹ ФИЦ Кольский Научный Центр РАН, podzol_gorby@mail.ru

² Полярно-альпийский ботанический сад-институт Кольского Научного Центр им. Н.А. Аврорина; ³ Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ Кольский Научный Центр РАН

Активная эксплуатация минерально-сырьевой базы Мурманской области способствовала формированию на ее территории *техногенных месторождений*, к которым, согласно определению, относят *скопления вторичных минеральных ресурсов, образовавшихся в результате складирования отходов производства или потребления*. В отличие от естественных (геогенных) месторождений они характеризуются пониженным содержанием полезного компонента, поэтому их разработка зачастую признается экономически нецелесообразной. Одними из таких техногенных месторождений на территории Мурманской области являются отвалы шлаков плавильного цеха комбината «Печенганикель» АО «Кольская ГМК», формирование которых началось в 1945 г. В настоящее время в шлаковых отвалах накоплено более 45 млн.т. сырья [8]. Применение этих вторичных минеральных ресурсов весьма ограничено – только незначительное количество шлаков применяют в качестве заполнителя закладочных смесей на рудниках комбината и при отсыпке дорог.

Оценке экологической опасности шлаков «Печенганикеля» посвящен ряд работ [5, 7, 8]. Потенциальную токсичность шлаков связывают с их трансформацией под воздействием кислотообразующих компонентов атмосферных осадков и минерализованных шахтных вод, сбрасываемых на шлакоотвал. Эксперименты в динамическом режиме показали достаточно интенсивное выщелачивание цветных металлов и железа – как из шлаков текущего производства, так и из лежалых шлаков [8].

Следует подчеркнуть, что в целом по РФ металлургические шлаки и продукты их переработки находят широкое применение, в т.ч. для решения экологических задач [1], а именно:

(1) нейтрализации кислых шахтных вод при прекращении добычи руд;

(2) очистке грунтовых вод от токсичных загрязнителей;

(3) выработке твердеющих закладочных смесей при подземной отработке месторождений и закладке карьерных выемок;

(4) создание буферного или дренажного слоя при проведении рекультивационных работ;

(5) замене почвенного покрова или известковании почвогрунтов в биологическом этапе рекультивации.

Пионерами выбора путей переработки шлаков металлургических производств на территории Мурманской области явились сотрудники ИППЭС КНЦ РАН Зосин А.П. и Приймак Т.И. [3]. Авторами предложен метод получения геополимерных материалов на основе шлаков комбината «Печенганикель», которые могут быть применены в качестве сорбентов для очистки сточных вод от тяжелых металлов. Проведенные авторами исследования сорбции катионов никеля, кобальта, меди на шлакосиликатном сорбенте показали, что он обладает полифункциональными свойствами, обеспечивающими высокую сорбционную емкость в отношении катионов тяжелых металлов (никеля, меди, кобальта) на уровне 1.5-1.6 мг-экв/г [4].

При малых масштабах переработки отходов самым простым и малозатратным способом консервации техногенных месторождений является отведение их под самозарастание, однако этот способ оправдан только для техногенных субстратов с благоприятными эдафическими свойствами. Изза низкого содержания органического вещества отвалы техногенных отходов региона имеют неблагоприятные эдафические свойства, обусловливающие их низкий или несбалансированный питательный режим. Это связано с тем, что в процессе разработки месторождений Мурманской области никаких проектных решений относительно снятия плодородного и потенциально-плодородного слоев почвы с площади ведения горных работ с их последующим складированием не предусматривалось. Такой подход обусловлен маломощностью органогенных горизонтов в нативных почвах региона (менее 10 см, ГОСТ 17.4.3.02-85). Основным этапом при проведении рекультивации грунтов с низким питательным режимом является землевание с последующим созданием растительного покрова (дернины) из многолетних трав, устойчивых как к жестким климатическим условиям Крайнего Севера, так и продолжающейся аэротехногенной нагрузке. Однако это – дорогой и весьма трудозатратный способ, а изъятие плодородного слоя с других территорий переводит их в категорию нарушенных. В качестве альтернативы авторами данной работы предложен вариант биотехнологии, включающий в себя комбинацию двух методов:

- 1. Применение смешанного мелиоранта/почвозаменителя (вермикулит + шлак), обладающего удобрительным эффектом;
- 2. Посев толерантных видов растений.

Цель работы: оценка пригодности шлаков «Печенганикеля» для химической мелиорации/консервации, потенциально применимой как для тела отвала, так и территорий, прилегающих к отвалу.

Шлаки металлургических производств давно и весьма широко применяются в РФ. Так, из сталеплавильных шлаков производят шлако-известковые и шлако-фосфорные удобрения. В практике сельского хозяйства действует ТУ 14-11-240-88 «Шлак сталеплавильный для химической мелиорации и удобрения почв». Такой шлак содержит значительное количество оксида кальция при относительно меньшей доле оксида кремния и наличии микроэлементов в своем составе, что делает вполне привлекательным его использование для известкования кислых почв взамен извести. Однако применимость шлаков медно-никелевых производств ограничена их потенциальной токсичностью для растений. О токсичности шлаков, как правило, судят либо по результатам длительного выщелачивания, либо опытов по влиянию на материал шлака таких активных сред, как разбавленная серная кислота или органические экстрагенты.

Химический состав лежалых шлаков комбината «Печенганикель» следующий (%): $K_2O - 0.72$, $Fe_2O_3 - 10.03$, FeO - 26.55, CaO - 3.16, MgO - 10.39, $Na_2O - 1.12$, $Al_2O_3 - 6.81$, MnO - 0.13, $TiO_2 - 0.80$, $SiO_2 - 40.53$ [5]. Сопоставление состава шлаков текущего производства и лежалых шлаков по данным, приведенным в упомянутой работе, свидетельствует о том, что выраженной потери большинства элементов в шлаке при его длительном хранении (до 15 лет) в отвалах не наблюдается, однако имеет место незначительное выщелачивание Mg. Эта особенность шлаков в сочетании с наличием в их составе основных питательных элементов (K, Ca, Mg) и высоким содержанием Fe, Al, Si, являющихся типоморфными почвенными элементами, позволяют рассматривать шлаки как потенциальный химический мелиорант пролонгированного действия и возможный компонент субстрата – почвозаменителя.

Материалы и методы исследования

В 2012 г. были проведены лабораторные эксперименты по созданию растительного покрова на минеральных грунтах лежалых шлаков, отобранных на шлакоотвале комбината «Печенганикель». Пробоподготовка высушенных до воздушно-сухого состояния образцов шлаков проводилась по общепринятым методикам почвенных анализов, включающим рассев на сите 1 мм, определение гигроскопической влажности, экстракцию аммонийно-ацетатным буфером (pH=4.65, соотношение грунт: экстрагент 1:2.5). Содержание доступных форм элементов в вытяжке определяли методами атомно-эмиссионной и атомно-абсорбционной спектрометрии, pH – потенциометрическим методом, P – методом Ватанабэ по интенсивности синей окраски восстановленного фосфорномолибденового комплекса. Анализ шлаков проводился в пяти повторностях.

Оценка шлаков по их пригодности для рекультивации выполнена в соответствии с требованиями ГОСТ 17.5.1.03-86. «Охрана природы. Земли. Классификация вскрышных и вмещающих пород для биологической рекультивации» на основании следующих показателей: pH водной вытяжки, содержание подвижных форм Al, сумма фракций менее 0.01 мм.

По результатам анализов проведено сопоставление химического состава подвижных форм тяжелых металлов с требованиями ГН 2.1.7.2041-06. Указанные Гигиенические нормативы устанавливают санитарно-эпидемиологические требования, в том числе критерии безопасности и/или безвредности факторов среды обитания для человека.

Результаты и обсуждение

Гранулометрический состав шлаков

Доминирующее положение в составе шлаков занимают фракции 1.0-2.0 мм (более 38%) и 0.5-1 мм (более 26%). Доля самой тонкодисперсной фракции (<0.1 мм) не превышает 0.4 % [5]. В соответствии с ГОСТ 17.5.1.03-86 породы признаются пригодными в биологической рекультивации без улучшения физических свойств, если содержание фракции <0.01мм (глинистой) составляет от 10 до 75%. В.В. Миронов [6] установил предельный нижний уровень содержания глинистых фракций в песках, при котором возможно развитие древесных и кустарниковых пород, как величину в 4%. Шлаки «Печенганикеля» характеризуются очень низкой долей благоприятной для рекультивации фракции < 0.1 мм, что позволяет прогнозировать их слабую эффективность при применении без дополнительных кондиционеров.

Оценка влажности шлаков

По показателю гигроскопичности шлаки характеризуются низкими значениями, близкими к влажности завядания растений на техногенных землях Европейского Севера, лимитированной значениями 0.54-2.85% [9]. Отсюда шлаки могут быть признаны малопригодными для биологической рекультивации и нуждающимися в обязательном кондиционировании водоудерживающими материалами, поскольку их влажность не превышает 3.4% [5].

рН водной вытяжки

Шлаки цветной металлургии в процессе выщелачивания формируют кислые растворы за счет окисления остаточных количеств сульфидов тяжелых металлов, в частности, железа. Однако оливины и пироксены, присутствующие в шлаке, оказывают кислотонейтрализующее действие на состав раствора [10]. В наших исследованиях рост кислотности водной вытяжки из шлаков не отмечен. Как показывают результаты, многокомпонентный минеральный состав шлаков оказывает буферирующее действие на кислотность водной вытяжки с поддержанием pH на уровне 6.64 ± 0.02 при допустимых пределах варьирования 5.5-8.4 согласно требованиям ГОСТ 17.5.1.03-86.

Подвижные формы Al

В соответствии с ГОСТ 17.5.1.03-86 признание техногенного субстрата пригодным к биологической рекультивации возможно при содержании подвижных форм Al не выше 0-30 мг/кг. Вариабельность содержания подвижных форм алюминия в шлаке 35±6 мг/кг, т.е. в целом укладывается в допустимые пределы.

Питательный статус шлака как химического мелиоранта

Валовое содержание химических элементов в лежалых шлаках Печенганикеля приведено выше. Содержание подвижных форм, определенное нами в ходе анализа шлаков, следующее (мг/кг): K – 8.4 ± 0.3; Mg – 167 ± 5; Ca – 39 ± 7; P – 3.9 ± 0.6; Mn – 1.3 ± 0.3; Fe – 616 ± 21; Cu – 5.6 ± 0.3; Zn – 0.8 ± 0.1; Ni – 18 ± 1.7. Наличие подвижных форм Cu и Ni незначительно превышает ПДК (с учетом кларка). Доля подвижных форм по отношению к валовому содержанию по всем элементам весьма низкая, что позволяет предположить пролонгированное действие шлаков как химического мелиоранта, даже при применении в опытах такого высоко активного экстрагента, как аммонийно-ацетатный буфер. Для целей рекультивации и консервации шлакоотвалов это является обнадеживающим обстоятельством.

Выводы: Шлак медно-никелевого производства комбината «Печенганикель» имеет благоприятные характеристики для его использования в биологической рекультивации отвалов как компонента смешанного химического мелиоранта при условии добавок к нему водоудерживающих материалов, повышающих его влагоемкость.

- 1. Антонинова Н.Ю., Шубина Л.А. Использование техногенных отходов ГМК в природоохранных целях на предприятиях ГМК // Экология и промышленность России. 2015. №10. С. 38-41.
- 2. ГОСТ 17.5.1.03-86. «Земли. Классификация вскрышных и вмещающих пород для биологической рекультивации».
- 3. Зосин А.П., Приймак Т.И. Адсорбционно-активные материалы на основе твердеющих минеральных дисперсий в управлении движением отходами переработки горнорудного сырья. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. 249 с.
- 4. Зосин А.П., Приймак Т.И., Кошкина Л.Б., Маслобоев В.А. Адсорбенты на основе магнезиальножелезистных шлаков цветной металлургии для очистки технологических стоков от катионов цветных металлов // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2008. Т. 11. № 3. С. 502-505.
- 5. Макаров Д.В., Потапов Д.С., Потапов С.С., Светлов А.В. Исследование экологической опасности и потенциальной возможности извлечения полезных компонентов из гранулированных шлаков комбината «Печенганикель» ОАО «Кольская ГМК» // Экология промышленного производства. 2013. № 2 (82). С. 54-58.
- 6. Миронов В.В. Экология хвойных пород при искусственном лесовозобновлении. М.: Лесная промышленность, 1977. 232 с.
- 7. Паршина М.В. Влияние процессов гипергенной метаморфизации техногенных массивов на степень их экологической опасности для окружающей среды // Зап. Горного института. 2009. Т. 180. С. 33-35.
- Потапов Д.С., Светлов А.В., Потапов С.С., Меньшиков Ю.П., Нестеров Д.П., Макаров Д.В. Экспериментальное моделирование процессов выветривания разновозрастных шлаков медно-никелевого производства // Минералогия техногенеза. 2013. С. 38-49.
- Федорец Н.Г., Соколов А.И., Шильцова Г.В., Германова Н.И., Крышень А.М, Антипина Г.С. Начальные стадии формирования биогеоценозов на техногенных землях Европейского Севера. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1999. 74 с.
- Jambor J.L. Mine-waste mineralogy and mineralogical perspectives of acid-base accounting. In: Jambor J.L., Blowes D.W., Ritchie A.I.M. (Eds.) Environmental Aspects of Mine Wastes: Mineralogical Association of Canada, 2003.V. 31. P. 117-145.

ШЛАКИ КОМБИНАТА «ПЕЧЕНГАНИКЕЛЬ» ДЛЯ СОЗДАНИЯ СУБСТРАТОВ – ПОЧВОЗАМЕНИТЕЛЕЙ (РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ ПО СОЗДАНИЮ ИСКУССТВЕННЫХ ФИТОЦЕНОЗОВ)

Горбачева Т.Т.¹, Иванова Л.А.², Макаров Д.В.³

¹ ФИЦ КНЦ РАН, podzol_gorby@mail.ru

² Полярно-альпийский ботанический сад-институт им. Н.А. Аврорина КНЦ РАН ³ Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН

Металлургические шлаки и продукты их переработки находят широкое применение в экономике России, в т.ч. в таких направлениях улучшения экологической обстановки в регионах с высокоразвитым промышленным сектором [1], как:

(1) нейтрализация кислых шахтных вод при прекращении добычи руд;

(2) очистка грунтовых вод от токсичных загрязнителей;

(3) выработка твердеющих закладочных смесей при подземной отработке месторождений и закладке карьерных выемок;

(4) создание буферного или дренажного слоя при проведении рекультивационных работ;

(5) замена почвенного покрова или известкование почвогрунтов в биологическом этапе рекультивации.

Нами предложено новое направление использования в регионе металлургических шлаков медно-никелевого производства – химическая мелиорация и создание субстратов-почвозаменителей. Стандартные подходы к рекультивации земель, разработанные в целом для РФ, на Севере зачастую оказываются нерезультативными. Землевание как традиционный метод восстановления растительного покрова является малоэффективным в условиях действующего производства из-за быстрой деградации почвенного слоя, нанесенного на нарушенную территорию. В работе [2] авторами проведена оценка шлаков комбината «Печенганикель» по их пригодности для рекультивации в соответствии с требованиями ГОСТ 17.5.1.03-86 «Охрана природы Земли. Классификация вскрышных и вмещающих пород для биологической рекультивации». По результатам работы подтверждена возможность использования шлаков как компонентов смешанного химического мелиоранта. При этом отмечен уровень биодоступности питательных элементов в составе шлаков, приемлемый для создания растительного покрова. Однако ограничивающим фактором внедрения шлаков в практику рекультивации нарушенных землях Европейского Севера [6].

Качество, долговечность и устойчивость искусственно создаваемых посевных фитоценозов во многом зависят не только от качества семян/травосмеси, но и от условий, обеспечивающих их быстрое дружное прорастание, дальнейший интенсивный рост и развитие всходов. Поэтому первая фаза жизненного цикла злаковых растений при формировании растительного покрова является самой важной. В фазу прорастания семян и появления всходов происходит переход семян из состояния покоя к активной жизнедеятельности, начинающийся с их набухания и заканчивающийся появлением всходов. Фаза прорастания включает семь подфаз, которые проходят только при определенных условиях аэрации и в определенном диапазоне температур (от 1-3 до $10 \,^{\circ}$ C) [5]. Тригерным механизмом начала прорастания семян является влажность субстрата, поэтому в период прорастания семян и появления всходов она не должна оставаться ограничивающим фактором.

Помимо высокой влагоемкости, субстрат должен быть воздухоемким – защищающим ростки от перепадов температур; легким – не препятствующим росту проростков, а также стерильным (свободным от патогенной микрофлоры, губительной для молодых всходов). Ограничивающим фактором прорастания семян является pH водной вытяжки, отсюда следует избегать как ее высокой кислотности (ниже 3.5), так и высокой щелочности (выше 8.0). Поэтому крайне важно, чтобы при взаимодействии материала, применяемого для создания почвоподобного субстрата, с водой в растворе создавалась буферная система, обеспечивающая поддержание pH на оптимальном уровне. В ходе выполнения работы авторами продолжено апробирование ранее разработанных методов создания растительного покрова на основе вермикулитового субстрата, отвечающего всем приведенным выше требованиям.

Благодаря уникальным свойствам (стерильность, высокая влаго- и воздухоемкость, буферность (поддержание pH на уровне 7.0-7.5), способность с катионо- и анионообмену) вермикулит выполняет функции биологически активного почвоподобного материала. Его применение позволяет получать в короткие сроки (до 14 дней) высококачественную растительную дернину с заданным видовым составом и плотностью травостоя [3]. Субстрат производится из вермикулитового концентрата Ковдорского месторождения по инновационной запатентованной технологии [7]. Вермикулит широко применяют либо в как компонент почвосмесей, либо как основу для выращивания любых видов растений гидропонным способом. Субстраты на основе вермикулита используют для посева семян, черенкования, выращивания рассады, многолетнего культивирования овощных и декоративных растений, транспортировки и хранения сельскохозяйственной продукции (клубней, луковиц, корневищ), защиты растений от заморозков. Единственным серьезным ограничением широкого применения вермикулитового сырья для целей рекультивации является необходимость его термоактивации и отсюда относительно высокая цена. Одним из возможных направлений повышения эффективности применения инновационных технологий является поиск добавок, позволяющих снизить дозы внесения вермикулита без существенного снижения качества формирующегося растительного покрова. В качестве такой добавки предлагается использовать шлаки комбината «Печенганикель».

Целью данной работы являлся выбор допустимых соотношений «шлаки медно-никелевого производства: водоудерживающий компонент (вермикулит)» для создания растительного покрова (искусственного фитоценоза).

Материалы и методы исследования

По результатам проведенного нами исследования [2] сделано предположение, что шлаки в сочетании с вермикулитом, обладающим высокой водоудерживающей способностью, могут найти применение не только как химический мелиорант, но и как субстрат-почвозаменитель при создании травяного покрова на нарушенных территориях. В 2012 г. были проведены лабораторные опыты по созданию растительного покрова на минеральных грунтах лежалых шлаков, отобранных на шлакоотвале комбината «Печенганикель». В работе в качестве водоудерживающей добавки использовали мелкодисперсный термоактивированный вермикулит марки Випон-2. Основные характеристики материала: размер гранул – 2-5 мм, влагоемкость – 5 мл/г, пористость – 98 %, насыпная масса – 350-399 кг/м³ [1]. Вермикулитовые субстраты способны удерживать влагу в течение от 1 до 4 недель в зависимости от температуры окружающего воздуха. Это способствует сокращению поливов и расхода поливной воды.

Экспериментальные исследования проводились в апреле 2012 г. в лабораторных условиях. Растения выращивали в круглых пластиковых емкостях высотой 4.7 см с посевной площадью поверхности 0.95 дм², объемом 0.45 дм³. На дно сосуда производили послойную укладку шлаков и вермикулита. Схема лабораторных опытов представлена в таблице 1. Все слои увлажняли водой из расчета 10 л/м².

В качестве ценозообразователей использовали травосмесь из 4 видов злаковых растений: пырей сизый (*Agropyron intermedium* (Host.) Beauv.), овсяница красная (*Festuca rubra* L.), райграс пастбищный (*Lolium perenne* L.), тимофеевка луговая (*Phleum pratense* L.), взятые в соотношении 1:1:2:2 (по массе). Семена трав были приобретены в розничной торговле.

Емкости с растениями размещали стационарно, эксперимент проводили при естественном освещении. Интенсивность освещения в период проведения опытов в среднем составляла в пасмурные дни 6, в солнечные – 20 Клк, температура воздуха в помещении – 18-22 °С, влажность воздуха – 60 %.

Статистическая обработка полученных результатов проводилась методами описательной статистики и однофакторного дисперсионного анализа.

Результаты и обсуждение

Параметры сформированного фитоценоза приведены в таблице 1. Опыты по каждому варианту проводились в пяти повторностях.

			Дата		Средние значения					
Вариант	Субстрат	кладки опыта	сладки опыта вления первых сходов / %*		па высота травостоя, см		роективное окрытие, %	ная биомасса, г	мощность ернины, см	
		3aI	IIOIII B	мас	13.04	17.04		зеле		
1	шлаки (1 см) + вермикулит (1 см)	06.04	10.04/10	12.04	5.7	13.1	100	15.3	2.0	
2	шлаки (2 см) + вермикулит (1см)	06.04	10.04/10	12.04	5.5	13.9	100	15.7	3.0	
3	шлаки (3 см) + вермикулит (1 см)	06.04	10.04/20	12.04	5.4	12.4	100	16.2	4.0	
4	вермикулит (1см) (контроль)	06.04	10.04/30	12.04	7.6	12.5	100	12.3	1.0	

Таблица 1. Влияние состава субстрата на параметры посевного фитоценоза.

Примечание: * - относительное число проростков, %

Появление первых всходов

Независимо от варианта опыта появление первых зеленых всходов растений отмечено на 4-й день от начала эксперимента, массовых всходов – на 6-й день. Более стремительное появление проростков наблюдалось в контрольном варианте (вермикулит без добавки шлаков). Уровень прорастания семян в контроле составил 30%, в то время как в вариантах с применением шлака – от 10 до 20% в зависимости от толщины слоя шлака.

Длина надземной части растений на ранней стадии развития была больше у растений в контрольном варианте: на 9-й день она достигла 7.6 см., а в вариантах со шлаком не превысила уровень 5.4-5.7 см.

Проективное покрытие

На 13 день сформированный травостой во всех вариантах имел 100% проективное покрытие и хорошо развитую корневую систему. Корни растений полностью освоили субстраты и сформировали плотную травяную дернину (рис. 1).



Рис. 1. Освоение двухслойного почвозаменителя корневой системой растений, вариант 3, верхний слой – вермикулит Випон-2; нижний – шлаки (3 см).
Мощность дернины зависела от состава субстрата: наибольшая мощность дернины (4 см) отмечена в варианте 3, где слой шлака имел максимальную в опытах толщину 3 см. Минимальная мощность дернины отмечена в контрольном варианте (монослой вермикулита). Вероятно, биодоступность питательных элементов в шлаке выше, чем в термовермикулите, что и сказалось на росте и развитии растений. К концу эксперимента высота растений во всех вариантах опыта сравнялась, а в варианте 1 и 2 даже несколько превысила этот показатель в контроле. Все это отразилось и на накоплении зеленой массы – она была существенно выше в вариантах с применением шлаков.

Выводы

В краткосрочном лабораторном опыте показано положительное влияние шлаков комбината «Печенганикеля» на накопление биомассы растительного покрова, что связано с наличием биодоступных форм питательных элементов в их составе;

Использование шлака с добавкой термовермикулита как водоудерживающего агента способствует ускоренному формированию качественных искусственных посевных фитоценозов даже в случае преобладания шлаков в составе смеси (3:1 по мощности слоя).

Планируется проведение оценки пролонгированности действия комплексного мелиоранта/ почвозаменителя при имитации аэротехногеной нагрузки в лабораторных условиях, а также подтверждение устойчивости фитоценоза при применении мелиоранта в полевом опыте.

- 1. Антонинова Н.Ю., Шубина Л.А. Использование техногенных отходов ГМК в природоохранных целях на предприятиях ГМК // Экология и промышленность России. 2015. № 10. С. 38-41.
- Горбачева Т.Т., Иванова Л.А., Макаров Д.В. Шлаки «Печенганикеля» в решении экологических задач // XIV Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия, посвященная 100-летию со дня рождения д. г.-м.н. Козлова Е.К. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2018 (данный сборник).
- 3. Иванова Л.А., Котельников В.А. Перспективы гидропонного выращивания растений в Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2006. 106 с.
- 4. Иванова Л.А., Котельников В.А. Полезная модель «Трубчатая наклонная печь для обжига вспучивающихся материалов»: Пат. № 55110, заявка № 2006105085, зарегестрировано в Госреестре полезных моделей РФ 27 июля 2006 г. № 21.
- Обручева Н.В. Различная регуляция выхода семян из физиологического покоя и их прорастания // Физико-химические механизмы адаптации растений к антропогенному загрязнению в условиях Крайнего Севера: Годичное собрание общества физиологов растений России. Тезисы международной конференции. Апатиты. 2009. С. 248-250.
- 6. Федорец Н.Г., Соколов А.И., Шильцова Г.В., Германова Н.И., Крышень А.М, Антипина Г.С. Начальные стадии формирования биогеоценозов на техногенных землях Европейского Севера. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1999. 74 с.
- Kotelnikov V.A., Ivanova L.A. (en) Method for biologically recultivating industrial wastelands. Pub. No.: WO/2011/084079. International Application No.:PCT/RU2010/000001. Publication Date: 14.07.2011. International Filing Date: 11.01.2010. IPC: A01B 79/02 (2006.01), A01G 1/00 (2006.01), A01G 31/00 (2006.01).

ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОРСКОЙ ТУРИЗМ КАК ФАКТОР УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ РУССКОЙ АРКТИКИ

Грушенко Э.Б

Институт экономических проблем им. Г.П. Лузина КНЦ РАН, Мурманск, grushenko.eduard@mail.ru

В соответствии со Стратегией развития Арктической зоны РФ до 2020 г. предусмотрено: «развитие арктического туризма и расширение экологически безопасных видов туристской деятельности в Арктике, совершенствование нормативно-правового обеспечения в сфере туризма, создание системы его финансовой поддержки на принципах государственно-частного партнёрства, содействие формированию региональных туристических кластеров, продвижение арктического туризма на национальном и международном рынках» [7].

Даже при слабом развитии инфраструктуры туризма в полярных широтах наблюдается устойчивый рост интереса к путешествиям в Арктику. Увеличение числа зарубежных туристов в Западной Арктике связано с проведением исследований в рамках научных экспедиций, с посещением труднодоступных, но уникальных по природным особенностям районов. Глобальное потепление с тающим морским льдом открывает больше арктических вод для круизных судов. Необходимо отметить, что проблемы развития туризма в Русской Арктике, обусловленные высокой стоимостью транспортных услуг, отсутствием соответствующей инфраструктуры, институциональными ограничениями передвижения (пограничный и таможенный контроль), а также с недостаточно высоким уровнем жизни населения в РФ, не позволяют рассчитывать на массовый высокоширотный арктический туризм в ближайшей перспективе.

Следует иметь в виду, что туризм в Русской Арктике имеет свою региональную специфику, связанную с особыми природно-климатическими условиями и необходимостью обеспечения надежной безопасности пребывания здесь туристов. Кроме этого, для арктических особо охраняемых природных территорий (ООПТ) вопрос доступности собственно территории представляется весьма важным, и составляющая морского либо воздушного путешествия в высокоширотную Арктику для туристов играет большую роль. Всё это усложняет организацию и проведение работ туристских компаний и не способствует повышению их экономической эффективности.

В целом можно отметить, что все действующие в Арктике туристские компании заинтересованы в том, чтобы присутствие человека в ранимой природе Арктики оказывало минимальное воздействие на природную среду, и природа оставалась бы в естественном состоянии, благоприятном для жизни животных, сохранившихся в этих диких для человека местах [3].

При разработке перспективных мероприятий, направленных на повышение привлекательности ООПТ высокоширотных западно-арктических архипелагов для целей развития туризма, следует исходить из особенностей географического расположения этих территорий. Прежде всего, следует учитывать отдалённость территории, островное морское расположение, суровые климатические условия и явно выраженную сезонность, что не позволяет говорить о возможности круглогодичного её посещения. Отдалённость территории от крупных транспортных узлов и приоритет использования морского транспорта для достижения островных территорий определяют большие расходы на организацию морских круизов, которые преобладают в арктическом туристском бизнесе.

Высокая стоимость морских круизов в зависимости от туроператора, класса судна, комфортности кают и длительности путешествия объективно сдерживает развитие арктического туризма для многих социальных групп населения внутри России. Стоимость туров для русских групп в Арктике в условиях обвальной девальвации рубля в целом представляется достаточно высокой, рассчитанной на сегмент людей с уровнем доходов выше среднего. Путешествия в Русскую Арктику должны стать доступны туристам с различным уровнем доходов. Чтобы улучшить транспортную доступность и снизить цены на путешествие, необходимо развивать конкуренцию в логистике и в транспортном обслуживании.

В целом же, позитивно оценивая имеющиеся возможности развития арктического туристского бизнеса в регионах Российской Арктики необходимо подчеркнуть, что возможности имеющегося ресурсного потенциала ООПТ используются далеко ещё не в полной мере. Актуальнейшей проблемой в практической деятельности организации турпотоков остаётся учёт оптимальной ёмкости ООПТ для принятия определённого количества туристов со всего мира с позиций экологии. Очень важно не навредить природе, не уничтожить уникальные природные и культурные объекты, учитывая не всегда высокий уровень экологического воспитания и культуры какой-то части туристов. Поэтому администрациями ООПТ вполне обоснованно вводятся разного рода ограничения, регламентируется количество и поведение туристов и паломников. Особого внимания требует посещение импактных районов, горячих экологических точек в Арктике, обеспечение безопасности и сохранение здоровья всех туристов. Баланс экономики и экологии в сфере арктического туризма не менее важен, чем в других отраслях [4].

Основными перспективными центрами арктического туризма в высоких широтах становятся архипелаг Шпицберген и национальный парк «Русская Арктика», организованный на архипелагах Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и Новая Земля. Архипелаги Шпицберген и ЗФИ могут стать одной из точек роста российского арктического туризма как геополитического фактора усиления присутствия России в Западной Арктике.

В настоящий период идет процесс организации национального парка «Русская Арктика», учрежденного в 2009 г. В состав парка включены северная часть архипелага Новая Земля, федеральный природный заказник «Земля Франца-Иосифа». Это самая северная и самая крупная морская особо охраняемая территория в Арктике, 85% архипелага покрыто ледниками. В августе 2016 г. территория национального парка «Русская Арктика» была расширена на 7.4 млн. га. Расширение произошло за счет федерального заказника «Архипелаг Земля Франца-Иосифа» площадью 1.6 млн. га и участка внутренних морских вод и территориального моря России площадью 5.8 млн. га. Таким образом, национальный парк «Русская Арктика» стал самой большой в России ООПТ– площадью 8.8 млн. га. [5]. Это также самый крупный сухопутный национальный парк и морской природный резерват в России. Расширение парка будет способствовать сохранению арктических редких видов животных и птиц, внесенных в Красные книги России и мира, а также их местообитаний.

На территории парка располагаются крупнейшие в Северном полушарии птичьи базары, лежбища моржей, обитают белые медведи, грендландский кит, тюлени и нерпы. Парк создаётся для сохранения уникальной природы Арктики. Основным видом доставки туристов является морской круизный туризм, который является одной из стратегических задач развития национального парка.

В связи с созданием национального парка, ледокольные круизы на Северный полюс выполняются из Мурманска в последнее время в основном через 3ФИ, с заходом на Новую Землю. В летний сезон 2015 г. на территорию национального парка «Русская Арктика» выполнено 11 круизов. Из них – 7 круизов на Северный полюс на атомном ледоколе «50 лет Победы» (является визитной карточкой арктического туризма, так как это – эксклюзивный российский турпродукт) с заходом на 3ФИ. Один из таких круизов на макушку планеты выкупили почти на 100 % китайские туристы [1]. Общий туристский поток в национальный парк «Русская Арктика» составил в 2015 г. 1225 человек, что является рекордом посещаемости за всю историю круизов [5, 6]. В 2015 г. на архипелаге ЗФИ был открыт пограничный морской пункт пропуска для иностранных туристов в тестовом режиме, что позволяет упростить погранично-таможенные процедуры и сократить на трое суток путь круизных рейсов по транзитному маршруту от Шпицбергена на ЗФИ без захода судов в Мурманск или Архангельск. В 2015 г. Ростуризм и компания «Посейдон Экспедишн» впервые организовали три экспедиционных круизных тура для иностранных туристов (500 чел.) с посещением архипелагов Шпицберген и ЗФИ. Стоимость круиза составляет от 7 до 14 тыс. \$.

В 2017 г. посетило 1 142 туриста [6]. Рост по сравнению с 2016 г. составил 20% (табл. 1). В этом году в «Русскую Арктику» заходили круизные суда, следовавшие по трём маршрутам: 6 – из Мурманска к Северному полюсу на атомном ледоколе «50 лет Победы»; 3 – на теплоходе «Sea Spirit» по маршруту Шпицберген – Земля Франца-Иосифа. Два рейса на судне «Академик Шокальский» выполнены впервые в современной истории по всей протяженности Северного морского пути (Мурманск-Анадырь). Национальный состав пассажиров составил: 26 %— китайские туристы, нем-

цев — 17 %. Россиян — всего 6 %. Было два круиза с туристами из Франции. Стоимость участия в круизе на атомном ледоколе «50 лет Победы» составляет от 27 до 40 тыс. \$, в среднем на борту около 120 пассажиров [5, 6], всегда практически отмечается полная заполняемость судна.

Арктические круизы проходят в основном по территории архипелага ЗФИ, чуть реже посещается север Новой Земли. Туристы осматривают птичьи базары и наблюдают за арктическими животными на скале Рубини, в бухте Тихая, на островах Чампа и Рудольфа. Высадки с судна осуществляются на специальных резиновых моторных лодках типа «Зодиак» или с помощью вертолета. Массу впечатлений у путешественников оставляет высадка на остров Хейса, окруженный плавающими айсбергами и льдами. Вокруг бродят белые медведи, а на льдинах лежат огромные моржи – настоящая полярная экзотика. Необходимо отметить, что в круизах большое внимание уделяется бережному отношению к природе Арктики при организации высадок туристов на острова. Сохранение уникального ландшафтно-геологического и историко-культурного наследия национального парка стоит в центре внимания организаторов ледокольных круизов. Гости национального парка приняли участие в уборке мусора в бухте Тихая (остров Гукера), которая теперь полностью очищена от техногенного мусора. На каждом туристе национальный парк зарабатывает около 50 евро [5]. Этот доход может быть инвестирован в природоохранные проекты и в развитие инфраструктуры. «Русская Арктика» является главным оператором масштабной федеральной программы очистки Арктики от отходов, оставшихся со времени активной хозяйственной, научной и военной деятельности СССР на этих территориях.

	2014	2015	2016	2017
Количество круизов	6	11	9	11
Количество круизных туристов, чел.	738	1225	954	1142

Таблица 1. Морские круизы в национальный парк «Русская Арктика [6].

Упрощение логистики, например, использование авиации позволит удешевить поездку в национальный парк и увеличить туристский поток. Создание многофункциональных арктических комплексов с вертолетными площадками в «Русской Арктике», которые могут посетить туристы и ученые, способно существенно снизить цену туров [2]. Так, в районе самой северной погранзаставы в мире - на острове Александры ЗФИ создаются объекты инфраструктуры оборонного значения, в том числе строится военный аэродром, который в перспективе можно использовать для организации авиатуров. Разрабатывается программа стационарного пребывания туристов на острове Александры, рассчитанная на 3-5 дней.

Специалисты национального парка рассчитывают на дальнейший рост полярного туризма. Создание постоянного пограничного пункта пропуска, организация экологических троп, музейных экспозиций, мини-гостиниц, смотровых площадок и визит-центров в национальном парке «Русская Арктика» будет способствовать увеличению заходов круизных судов, устойчивому развитию экологического туризма и росту туристского потока на первом этапе до 5-7 тыс. человек в год. В обозримом будущем количество туристов, посещающих национальный парк «Русская Арктика», может достичь 40-50 тыс. человек в год. Архипелаг Шпицберген ежегодно принимает около 76 тыс. туристов, из них примерно 30 % готовы также посетить соседние российские заповедные территории: Новую Землю и ЗФИ [5]. Это практически нетронутые человеком территории со своим уникальным природным ландшафтом.

До недавнего времени на арктических островах практически отсутствовала какая - либо инфраструктура для развития массового туризма. Однако вскоре в национальном парке появятся четыре опорных пункта, в состав которых войдут визит - центры (три на ЗФИ и один на Новой Земле) и другие экологически безопасные инфраструктурные объекты. Предполагается построить смотровые площадки, туристские экологические тропы, информационные щиты и мини-гостиницы.

В национальном парке «Русская Арктика» создается первая экологическая тропа в бухте Тихая острова Гукера архипелага ЗФИ. Экологическая тропа поможет сохранить хрупкую экосистему бухты и упорядочить поток туристов. Вдоль тропы появится экспозиция самого северного музея в мире - музея под открытым небом «Живая история Арктики» на базе бывшей полярной станции. Создание интерактивной экспозиции нового визит-центра связано с планами национального парка по расширению комплекса туристских услуг в бухте Тихой. В последние годы уровень и перечень услуг для посетителей бухты значительно возросли. Здесь появилась сеть благоустроенных троп, туристская навигация, самая северная в мире почта и сувенирная лавка. Потребность в визит–центре назрела в связи с тем, что здесь одновременно высаживаются около 110 человек [6].

- 1. «Атомфлот» доставит на Северный полюс китайских туристов [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.mvestnik.ru/shwpgn.asp?pid=2015071012 (дата обращения: 20.01.2017).
- 2. Глава национального парка «Русская Арктика» о туризме и летающих пингвинах [Электронный ресурс]. Режим доступа: https://lenta.ru/articles/2017/07/06/arctica/ (дата обращения: 20.09.2017).
- Кузнецов В.С. Взгляд практика на состояние и перспективы развития туризма в западном секторе Российской Арктики // Арктический туризм в России / Отв. редактор издания Ю.Ф. Лукин, редактор Е.А. Шепелев, составитель справочника по регионам Н.К. Харлампьева. - Архангельск — Санкт-Петербург, 2016. С.42-57
- 4. Лукин Ю.Ф. Арктический туризм: рейтинг регионов, возможности и угрозы. [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://narfu.ru/upload/iblock/274/09-_-lukin.pdf (дата обращения: 18.09.2017).
- 5. Сайт информационного агенства Арктика-Инфо [Электронный ресурс]. Режим доступа:http://www. arctic-info.ru/ (дата обращения: 12.01.2018).
- 6. Сайт национального парка «Русская Арктика» [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www. arctic-info.ru/ (дата обращения: 20.01.2018).
- 7. Стратегия развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2020 года [Электронный ресурс]. Режим доступа: https://minec.gov-murman.ru/ activities/strat_plan/arkticzone/ (дата обращения: 21.08.2017).

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР ОЛЕНЕГОРСКОГО РАЙОНА МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ

Даувальтер В.А.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Anamumы, vladimir@inep.ksc.ru

Поверхностные воды Арктики – ресурс, во многом определяющий экономическое и социальное развитие России, важнейшая составляющая энергетики и ресурсо-перерабатывающих технологий, источник питьевой воды и продовольствия. В озерах Арктической зоны, на фоне загрязнения окружающей среды и климата, наблюдаются нарушения продукционных процессов гидробионтов, уменьшение видового разнообразия. Исследование экологического состояния водоемов Арктического региона имеет важное научное и прикладное значение в связи с глобальными изменениями климата и загрязнением, усиливающимися в последние десятилетия.

С целью оценки экологического состояния водных объектов Оленегорского района Мурманской области, находящихся в зоне влияния промышленной деятельности горно-металлургических предприятий, Институтом проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН проведены гидрохимические и гидробиологические исследования, в том числе и донных отложений (ДО) озер (рис. 1). Отбор проб ДО производился отборником колонок гравитационного типа из наиболее глубоких частей исследуемых озер, где происходит непрерывное осаждение тончайших частиц, являющихся активными сорбентами загрязняющих веществ. При отборе соблюдалась ненарушенность отобранных колонок. Колонки ДО послойно разделялись на слои по 1 см. Методика отбора и химического анализа проб ДО подробно описана ранее [1, 2]. Верхний поверхностный слой (0-1 см) характеризует современную нагрузку веществ на озеро, а глубокая часть колонки (обычно между 20 и 30 см) отражает природные фоновые концентрации, т.к. средние скорости осадконакопления в озерах Мурманской области довольно постоянны и находятся в пределах 0.7-1.6 мм/год [4], поэтому слои на глубине 20-30 см образовались более 200 лет тому назад, до начала индустриального освоения региона.

В поверхностных слоях ДО исследуемых водоемов отмечается довольно значительное увеличение концентраций Cu, Ni, Co, Zn (рис. 2), как это было отмечено в водоемах в зоне влияния атмосферных выбросов комбината «Североникель» [3], находящегося на расстоянии около 30 км от исследуемой территории. Коэффициенты загрязнения (C_f – отношение концентрации элемента в поверхностном 1-см слое ДО к содержанию этого элемента в самой нижней части колонки, определяемого как фоновое [5]) для Cu находятся в диапазоне от 3.5 до 19.6 раза, для Ni – от 4.6 до 37.2 раза, для Co – до 7.6 раза, для Zn – до 2.5 раза (табл. 1). Отмечено довольно значительное превышение фоновых концентраций халькофильных элементов: для Cd – от 1.5 до 12.1 раза, для Pb – от 3.0 до 11.6 раза, для As – от 3.4 до 14.8 раза, для Hg – от 2.1 до 7.0 раза. Поэтому эти чрезвычайно токсичные в повышенных концентрациях элементы можно отметить в качестве основных загрязняющих элементов, наряду с Ni и Cu.

Наибольшее значение степени загрязнения (C_d), рассчитанной как сумма коэффициентов загрязнения восьми ТМ и металлоида (Cu, Ni, Co, Zn, Cd, Pb, Hg и As), отмечено в оз. Старое, расположенном в 9 км на юг от г. Оленегорск. На западном берегу оз. Старое расположены отвалы Оленегорского горно-обогатительного комбината ОАО «Олкон», стоки с которых, возможно, вносят значительный вклад в загрязнение озера. На втором месте по степени загрязнения стоит губа Куреньга плеса Большая Имандра, долгое время загрязняемая стоками и выбросами комбината «Североникель», а также ОАО «Олкон». Пермусозеро, являющееся источником питьевого водоснабжения г. Оленегорска и ОАО «Олкон», также интенсивно загрязняется, о чем свидетельствуют высокие значения степени загрязнения. Остальные исследуемые озера характеризуются высокими значениями степени загрязнения (согласно классификации [5] $C_d > 32$), кроме оз. Круглое.



Рис. 1. Схема отбора проб на водоемах Оленегорского района. Пробы ДО обозначены синим пятиугольником.



Рис. 2. Вертикальное распределение тяжелых металлов в ДО исследуемых озер.

Таблица 1. Концентрации тяжелых металлов в поверхностных (0-1 см) и фоновых слоях
(вторая строка каждого озера) ДО, значения коэффициентов (C _f) и степени (C _d) загрязнения
исследуемых озер. Номера озер соответствуют номерам станций на рис. 1.

NºNº o3epa	Озеро	Слой, см	Cu	Ni	Zn	Со	Cd	Pb	As	Hg	C _d
pu		0-1	144	198	132	22	0.20	14.1	4.22	0.100	
4 Круглое	9-10	41	43	54	16	0.05	4.7	1.24	0.021		
		C _f	3.5	4.6	2.5	1.4	4.2	3.0	3.4	4.8	27.3
		0-1	260	1525	116	28	0.58	14.9	10.86	0.079	
5	Б. Имандра,	16-17	25	49	154	15	0.20	2.2	2.32	0.025	
	r you reypendia	C _f	10.4	31.1	0.8	1.8	3.0	6.8	4.7	3.2	61.6
	ГИнонаро	0-1	314	1521	92	27	0.71	13.4	16.04	0.098	
6	губа Куреньга,	17-18	32	55	128	13	0.16	3.5	2.86	0.047	
	станция Печа	C _f	9.8	27.5	0.7	2.0	4.4	3.9	5.6	2.1	56.0
		0-1	505	1060	144	99	1.59	30.3	13.4	0.087	
7	Старое	21-22	26	29	70	13	0.13	3.9	0.91	0.017	
	C _f	19.6	37.2	2.1	7.6	12.1	7.7	14.8	5.1	106.1	
		0-1	266	444	75	21	0.47	13.1	4.56	0.040	
8	Кахозеро	17-18	31	48	82	10	0.13	1.5	0.56	0.031	
		C _f	8.5	9.2	0.9	2.0	3.5	8.9	8.1	1.3	42.4
		0-1	151	286	154	29	0.33	21.8	4.42	0.160	
9	Пермусозеро-1	20-21	13	20	100	10	0.12	2.9	0.82	0.023	
		C _f	11.2	14.6	1.5	3.0	2.9	7.5	5.4	7.0	53.1
		0-1	197	264	219	25	0.58	25.2	8.04	0.290	
10	Пермусозеро-2	21-22	16	30	160	22	0.21	3.9	0.96	0.049	
		C _f	12.3	8.8	1.4	1.2	2.8	6.5	8.4	5.9	47.3
		0-1	266	444	75	21	0.47	13.1	3.98	0.160	
11	Колозеро	17-18	31	48	82	10	0.13	1.5	0.86	0.030	
		C _f	8.5	9.2	0.9	2.0	3.5	8.9	4.6	5.3	43.0
	Колозоро	0-1	246	404	119	38	0.22	24.6	9.03	0.117	
12	Колозеро,	16-17	54	74	207	25	0.15	2.1	1.07	0.028	
губа	губа	C _f	4.6	5.5	0.6	1.5	1.5	11.6	8.4	4.2	38.0

- 1. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во Мурманского гос. техн. унта. 2012. 242 с.
- 2. Даувальтер В.А. Закономерности осадконакопления в водных объектах Европейской субарктики (природоохранные аспекты проблемы) // Автореф. дис. д.г.н. Апатиты: КНЦ РАН. 1999. 52 с.
- 3. Даувальтер В.А., Даувальтер М.В., Кашулин Н.А., Сандимиров С.С. Химический состав донных отложений озер в зоне влияния атмосферных выбросов комбината «Североникель» // Геохимия. 2010. № 11. С. 1224-1229.
- 4. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Денисов Д.Б. Тенденции изменения содержания тяжелых металлов в донных отложениях озер Севера Фенноскандии в последние столетия // Тр. Карельского научного центра РАН. 2015. № 9. С. 62-75.
- 5. Håkanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control a sedimentological approach // Water Res. 1980. V. 14. P. 975-1001.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ПОЛУОСТРОВА РЫБАЧИЙ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ

Даувальтер В.А.¹, Терентьев П.М.¹, Денисов Д.Б.¹, Удачин В.Н.², Филиппова К.А.², Борисов А.П.³

¹ Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, vladimir@inep.ksc.ru ² Институт минералогии УрО РАН, Миасс

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Как известно, водоемы служат коллекторами всех видов загрязнения. Донные отложения (ДО) водоемов накапливают «сведения» о потоках элементов в биосфере в историческом срезе [1]. Они являются важным источником информации о климатических, геохимических, экологических условиях, существовавших на водосборе и в самом водоеме, позволяют оценить современное экологическое состояние воздушной и водной сред окружающей территории. Исследование химического состава толщи ДО позволяет восстановить историю условий формирования озер, базируясь на определении фоновых значений содержания различных элементов в ДО и изменений их поступления в течение длительного периода времени. Особую научную значимость они приобретают, когда известна скорость осадконакопления, что позволяет реконструировать хронологию процессов, происходящих на водосборе и в самом озере [3, 4].

В рамках проекта «Коларктик» для изучения экологического состояния озер и изучения изменений интенсивности антропогенной нагрузки на приграничную территорию между Россией, Нор-



Рис. 1. Схема расположения исследуемых озер.

Даувальтер В.А. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.112



Рис. 2. Вертикальное распределение элементов в датируемых ДО оз. Рыбачий-1.

вегией и Финляндией в ноябре 2015 г. были проведены исследования по вертикальному распределению концентраций элементов в ДО 5 озер п-ова Рыбачий (рис. 1). Комбинат «Печенганикель» является ближайшим крупным источником загрязнения и располагается от исследуемых озер на расстоянии 50-70 км, поэтому разумно ожидать увеличения содержаний тяжелых металлов (TM) в поверхностных слоях ДО, хотя ранее проведенными исследования было установлено, что ареал интенсивного загрязнения ограничивается радиусом 40 км вокруг комбината [1].

Колонки ДО на исследуемых водоемах взяты в наиболее глубоких местах отборником колонок ДО открытого гравитационного типа (внутренний диаметр 44 мм) с автоматически закрывающейся диафрагмой. Длина колонок ДО составляла от 10 до 38 см, в зависимости от условий их формирования и физико-химических особенностей. Колонки ДО были разделены на слои по 0.5 см, помещены в полиэтиленовые контейнеры и отправлены в лабораторию для анализа, где они хранились при температуре 4°C до анализа. Определение содержания элементов (Ni, Cu, Co, Zn, Cd, Pb, Hg, Mn, Fe, Ca, Mg, Na, K, Al, Cr, P, Sr) проводились в ИППЭС КНЦ РАН методом атомноабсорбционной спектрометрии (AAS) после обработки проб концентрированной HNO₃ в тефлоновых бомбах при температуре 140°C и в ИМ УрО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, Agilent 7700х) после обработки проб смесью HF+HCl+HNO₃ в системе микроволновой подготовки Berghof. Подробно методика определения содержания элементов описана ранее [1, 2, 5].

Анализ содержания радионуклидов и расчет средних скоростей осадконакопления был выполнен для оз. Рыбачий-1 в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского (ГЕ-ОХИ РАН). Определение активности радионуклидов ¹³⁷Cs и ²¹⁰Pb в пробах ДО проводили на низкофоновом гамма-спектрометре Canberra Industries с полупроводниковым детектором на основе особо чистого германия с активным диаметром 70 мм и толщиной 25 мм. Рассчитанные величины абсолютных скоростей осадконакопления в оз. Рыбачий-1 по ¹³⁷Cs и ²¹⁰Pb составили соответственно 0.14 ± 0.03 и 0.15 ± 0.03 см/год. Учитывая среднюю скорость осадконакопления 0.14 см/год были построены графики вертикального распределения элементов в датируемых ДО оз. Рыбачий-1 по результатам определений в ИППЭС КНЦ РАН (AAS) и в ИМ УрО РАН (ICP-MS) (рис. 2). Совпадение результатов, полученных в двух лабораториях и использующих различное аналитическое оборудование, говорит о высококачественной работе обеих лабораторий, несмотря на некоторое различие в способах пробоподготовки к анализам.

На комбинате «Печенганикель» перерабатываются медно-никелевые сульфидные руды, представленные такими минералами, как пентландит (Fe,Ni)₉S₈, халькопирит CuFeS₂, кобальтин (Co,Ni) AsS, никелин NiAs, галенит PbS, сфалерит ZnS, хромит FeCr,O4, минералами платиновой группы (арсениды, теллуриды, селениды) и другими [6]. Поэтому в выбросах комбината, помимо соединений S, Ni и Cu, присутствуют и сопутствующие им TM и металлоид (Co, Zn, Pb, Cr, Cd, Hg, As), Fe, Se, Te, а также петрогенные щелочные и щелочноземельные металлы и другие элементы в составе производственной пыли комбината. В поверхностных слоях ДО исследуемых водоемов отмечается довольно значительное увеличение концентраций Cu, Ni, Co, As по направлению к поверхности ДО (рис. 2), датируемое 1980-ми годами, что, вероятно, связано с атмосферными выбросами комбината «Печенганикель». Начало загрязнения высокотоксичными халькофильными элементами Рb и Нд датируется также 80-ми годами прошлого столетия. Впервые для озер Мурманской области зафиксировано увеличение содержания Sn, Bi и Sb в поверхностных слоях ДО (от 17 до 50 раз относительно фоновых содержаний), что, вероятно, связано с выбросами комбината, а также снижение содержания U начиная с 1970-х гг. более чем в 6 раз, что, можно предположить, связано с прекращением испытаний ядерного оружия на Новой Земле (рис. 2). Значительное увеличение содержания большинства ТМ в ДО исследуемых озер в 1980-е гг. связано, скорее всего, с началом переработки норильской руды и интенсивным ростом медно-никелевого производства на комбинате «Печенганикель» в 70-80-е гг. XX в.

Озеро,	Слой,	Cu	Ni	Zn	Co	Cd	Pb	As	Hg	С.
глубина	СМ								0	⁻ d
	0-0.5	278	117	126	35.5	0.485	85.1	5.40	0.644	
Рыбачий-1 10 м	29-30	34.2	20.6	62.8	3.67	0.229	5.62	1.35	0.028	
	C _f	8.1	5.7	2.0	9.7	2.1	15.1	4.0	23.0	69.7
	0-0.5	131	112	188	12.1	0.202	36.4	7.58	0.462	
Рыбачий-2	31-32	40.1	18.2	38.4	4.42	0.153	6.59	1.39	0.104	
15 м	C _f	3.3	6.1	4.9	2.7	1.3	5.5	5.5	4.4	33.8
	0-0.5	132	108.2	420	11.1	0.705	80.9	5.40	0.290	
Рыбачий-3	37-38	34.3	20.4	61.0	9.12	0.205	5.20	1.76	0.035	
20 м	C _f	3.8	5.3	6.9	1.2	3.4	15.6	3.1	8.3	47.6
	0-0.5	94.9	135	136	21.0	0.568	50.3	5.50	0.105	
Рыбачий-4	11-12	32.7	69.8	70.4	16.9	0.022	11.0	10.5	0.009	
6 м	C _f	2.9	1.9	1.9	1.2	25.8	4.6	0.5	11.7	50.6
Рыбачий-5	0-0.5	41.8	60.0	76.2	5.00	0.237	15.3	1.91	0.060	
	9-10	16.0	35.0	48.4	3.06	0.086	8.96	1.25	0.026	
2 м	C_{f}	2.6	1.7	1.6	1.6	2.7	1.7	1.5	2.3	15.8

Таблица 1. Концентрации тяжелых металлов (результаты ИППЭС КНЦ РАН) в поверхностных (0-1 см) и фоновых слоях (вторая строка каждого озера) ДО, значения коэффициентов (Cf) и степени (Cd) загрязнения озер полуострова Рыбачий.

Наибольшее значение степени загрязнения (C_d), рассчитанное как сумма коэффициентов загрязнения (C_f – отношение концентрации элемента в поверхностном 1-см слое ДО к содержанию этого элемента в самой нижней части колонки, определяемого как фоновое [7]) восьми ТМ (Cu, Ni, Co, Zn, Cd, Pb, Hg и As), отмечено в оз. Рыбачий-1 (табл. 1). Это озеро характеризуется высокими значениями коэффициента загрязнения Hg, Pb, Co, Cu. Остальные исследуемые озера характеризуются высокими значениями степени загрязнения (согласно классификации [7] $C_d>32$), кроме оз. Рыбачий-5, но и в этом озере значение C_d находится на границе между умеренным и значительным загрязнением. Практически во всех исследуемых озерах (кроме оз. Рыбачий-5) высокие и значительные величины коэффициента загрязнения имеют глобальные загрязняющие TM Hg и Pb, а также Ni и Cu, выбрасываемые комбинатом «Печенганикель».

- 1. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во МГТУ. 2012. 242 с.
- 2. Даувальтер В.А. Закономерности осадконакопления в водных объектах Европейской субарктики (природоохранные аспекты проблемы) // Автореф. дис. д.г.н. Апатиты: КНЦ РАН. 1999. 52 с.
- 3. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Денисов Д.Б. Тенденции изменения содержания тяжелых металлов в донных отложениях озер Севера Фенноскандии в последние столетия // Тр. Карельского научного центра РАН. 2015. № 9. С. 62-75. (3).
- 4. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Ильяшук Б.П., Каган Л.Я., Ильяшук Е.А. Палеоэкологическая реконструкция антропогенной нагрузки // Докл. АН. 2000. Т. 370. № 1. С. 115-118.
- 5. Удачин В.Н., Аминов П.Г., Филиппова К.А. Геохимия горнопромышленного техногенеза Южного Урала. Екатеринбург. Изд-во: РИО УрО РАН. 2014. 252 с.
- Gregurek D., Melcher F., Pavlov V.A., Reimann C., Stumpf E.F. Mineralogy and mineral chemistry of snow filter residues in the vicinity of the nickel-copper processing industry, Kola Peninsula, NW Russia // Miner. Petrol. 1999. V. 65. P. 87-111.
- Håkanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control a sedimentological approach // Water Res. 1980. V. 14. P. 975-1001.

АККУМУЛЯЦИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ И ОРГАНАХ И ТКАНЯХ СИГА (*COREGONUS LAVARETUS*) ОЗЕРА ИМАНДРА

Даувальтер В.А., Терентьев П.М.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Anamumы, vladimir@inep.ksc.ru

Озеро Имандра расположено на крайнем северо-западе Европейской территории России, в Мурманской области (рис. 1). Котловина озера находится в глубокой тектонической депрессии, которая простирается с севера на юг от Кольского залива Баренцева моря до Кандалакшского залива Белого моря [1]. Эта депрессия делит Мурманскую область на две части: западную – материковую, и восточную – полуостровную. Озеро Имандра – самый крупный водоем в Мурманской области и одно из крупнейших в Заполярье: длина озера – 109 км, средняя ширина – 3.19 км, площадь с островами – 880.4 км², объем воды – 10.86 км³. Общая площадь водосбора озера составляет 12300 км².

Наличие уникальных месторождений полезных ископаемых и удобное расположение на пути основных транспортных магистралей привели к развитию мощного индустриального комплекса на территории водосбора, что вызвало высокую антропогенную нагрузку на озеро [1]. Среди основных производств выделяются следующие: горнодобывающая промышленность (ОАО «Апатит»), металлургическая промышленность (ОАО «Североникель»), железорудное производство (ОАО «Олкон»), энергетический комплекс (Кольская АЭС, Апатитская ТЭЦ, каскад Нивских ГЭС), а также муниципальные стоки населенных пунктов, расположенных на водосборе озера.

С целью оценки современного экологического состояния оз. Имандра и установления закономерностей аккумуляции и биогеохимического распределения металлов в экосистеме оз. Имандра (Ni, Cu, Zn, Mn, Al, Sr, Hg) проведены исследования химического состава воды, донных отложений (ДО) и органов и тканей сига (Coregonus lavaretus). Отбор проб ДО производился отборником колонок гравитационного типа. Колонки ДО послойно разделялись на слои по 1 см. Отлов рыбы проводился набором жаберных сетей с различными размерами ячеи. Методика отбора и химического анализа проб ДО и органов и тканей сига подробно описана ранее [1-3]. Содержание металлов определялось методом атомной абсорбции. Для оценки интенсивности накопления металлов в органах и тканях сига рассчитывались величины коэффициента биологического накопления как отношение среднего содержания элемента в органе (в мкг/г в пересчете на сухой вес) к средней концентрации элемента в поверхностном (0-1 см) слое ДО оз. Имандра (также в мкг/г) (КБН_{по}) и к средней концентрации элемента в воде в мкг/л (КБН_{ВОЛА}). Озеро условно было разбито на пять акваторий, в различной степени подверженных антропогенному влиянию, - северная (влияние стоков ОАО «Олкон» и комбината «Североникель»), центральная и южная (влияние стоков ОАО «Апатит») части Большой Имандры, Йокостровская Имандра (транзит загрязняющих веществ из Большой Имандры) и Бабинская Имандра (условно фоновая акватория). По этим акваториям были рассчитаны средние содержания металлов в воде, ДО, органах и тканях сига за последние десять лет. В общем итоге было проанализировано проб воды и донных отложений с 30 станций и около 150 экземпляров сигов.

Наиболее загрязненной акваторией озера является Большая Имандра, принимающая промышленные стоки медно-никелевого и апатитонефелинового производств (табл. 1). Концентрации Ni и Cu в поверхностных слоях ДО в десятки и сотни раз превышают фоновые значения. В Большой Имандре наблюдается также наибольшее содержание других тяжелых металлов – Zn (стоки комбината «Североникель»), Mn (стоки ОАО «Олкон»), а также Hg, поступающей в озеро не только со стоками медно-никелевого производства, но и в результате апатитонефелинового производства, о чем было сказано ранее [4]. Повышенные содержания Al и Sr в поверхностных слоях ДО в южной части Большой Имандры связаны с поступлением сточных вод ОАО «Апатит» [5]. В направлении стоковых течений в озере в плесе Йокостровская Имандра происходит уменьшение содержания исследуемых металлов, а в плесе Бабинская Имандра содержания металлов ненамного превышают или равны фоновым содержаниям, поэтому этот плес и принят условно фоновым, хотя влияние аэротехногенного загрязнения прослеживается и на этой акватории озера [6].

Таблица 1. Среднее содержания	металлов (мкг/г сух.	. веса) в поверхностном	и (0-1 см) слое ДО,
воде, органах и	и тканях сига различн	ных плесов оз. Имандра	a.

Плес	Объект	Ni	Cu	Zn	Mn	Al	Sr	Hg
Большая Имандра	ДО	1523	287	104	28487	21361	286	0.089
	вода	6	4	1	22	29	54	Н.О.
	мышцы	1.03	0.88	22	2.5	4.0	22.09	0.180
	печень	1.6	35.4	266	7.3	10.5	2.8	0.390
Север	почки	10.2	9.8	198	4.6	11.3	4.3	0.710
	жабры	2.1	2.5	397	30	14.8	210	0.330
	скелет	7.4	3.7	147	58.4	9.3	1199	0.160
	ДО	1860	370	131	10000	53500	1475	0.242
	вода	9	5	1	23	29	39	н.о.
	мышцы	0.52	1.15	15.5	1.07	0.77	4.73	0.140
Большая Имандра	печень	1.01	58.13	153	7.5	4.5	1.4	0.180
Lomp	почки	6.8	6.0	114	2.9	8.5	5.6	0.220
	жабры	1.8	1.8	337	13.8	5.5	124	0.150
	скелет	2.2	0.4	105	40.5	2.6	577	0.030
	ДО	989	299	339	5600	48800	1980	0.267
	вода	6	4	1	14	86	74	н.о.
	мышцы	0.69	0.80	23	1.74	2.58	14.2	0.150
Большая Имандра	печень	1.6	41.9	204	9.0	8.0	12.2	0.150
	почки	4.3	8.1	178	4.9	10.7	11.6	0.250
	жабры	2.8	2.7	411	29	101	210	0.110
	скелет	2.9	0.8	152	41	5.5	859	0.070
	ДО	766	203	101	11700	25000	609	0.154
	вода	5.25	3	1	13	26	60	н.о.
	мышцы	0.82	0.75	19.1	1.94	2.54	13.9	0.185
Иокостровская Иманлра	печень	1.6	32	244	8.8	9.68	6.5	0.450
1 mangpa	почки	6.1	7.4	223	4.9	26.1	9.6	0.545
	жабры	2.2	2.2	446	20.0	20.2	159	0.205
	скелет	5.6	2.4	146	40	7.92	668	0.155
	ДО	212	118	108	7600	23300	66	0.097
	вода	2	3	1	2.5	20	48	н.о.
	мышцы	0.79	0.80	20.8	1.95	5.08	14.4	0.215
Бабинская	печень	1.32	47	230	8.77	7.71	2.27	0.430
- Internet Apre	почки	4.74	8.13	278	4.83	41	6.62	0.630
	жабры	2.1	2.1	388	16.2	24.8	126	0.130
	скелет	5.5	2.1	148	24.6	5.4	529	0.070

Тяжелые металлы способны накапливаться в живых организмах в более высоких концентрациях, чем в окружающей среде. Содержание металлов в тканях рыб отражает динамику этих элементов в среде обитания и может быть использовано для мониторинга загрязнения окружающей среды, а также быть одним из показателей, раскрывающих причины наблюдаемых аномальных состояний отдельных особей и популяции в целом в условиях загрязнения водоема [7]. Количество металлов в органах и тканях рыб является переменной величиной, находящейся в тесной взаимосвязи с геохимическими условиями среды обитания, с генеративным и пластическим обменом и другими факторами [8]. Поглощение и аккумуляция тяжелых металлов рыбами зависит от химических и физических процессов в водоеме (в воде и на поверхности ДО). Сезонные изменения влияют на количество и доступность металлов.

По способности к аккумуляции Ni органы и ткани сига оз. Имандра располагаются в следующем порядке (табл. 1): почка > скелет > жабры > печень > мышцы. Несмотря на высокое содержание Ni в воде и ДО оз. Имандра, содержание этого тяжелого металла в органах и тканях сигов невысокое (табл. 1). Ранее [8] также было отмечено, что наибольшей аккумулирующей способностью по отношению к Ni обладает почка рыб. Значения коэффициентов биологического накопления находятся в таком же порядке, что и их содержания в органах и тканях сигов (табл. 2).

Орган	Показатель	Ni	Cu	Zn	Mn	Al	Sr	Hg
	КБНдо	0.0013	0.0039	0.16	0.00019	0.00012	0.066	1.3
мышцы	КБН _{вода}	180	230	20000	240	110	250	_
печень	КБНдо	0.0023	0.19	1.8	0.00090	0.00029	0.012	2.6
	КБН _{вода}	320	11500	220000	1100	270	82	_
ношко	КБНдо	0.0090	0.037	1.6	0.00048	0.00074	0.028	4.0
ПОЧКа	КБН _{вода}	1300	2200	199000	600	770	140	_
	КБНдо	0.0036	0.010	3.1	0.0023	0.00095	0.62	1.5
жаоры	КБН _{вода}	490	630	396000	2400	780	3000	_
скелет	КБНдо	0.0085	0.0092	1.1	0.0040	0.00023	2.8	0.78
	КБН _{вода}	1200	540	140000	4050	210	14200	-

Таблица 2. Средние значения коэффициентов биологического накопления металлов в органах и тканях сига оз. Имандра по отношению к их содержанию в воде (КБН_{вода}) и ДО (КБН_{до}).

Медь содержится в наибольших количествах в печени (табл. 1), что было отмечено в [8]. По содержанию Си органы сига оз. Имандра располагаются в следующем порядке (табл. 1): печень > почка > жабры > скелет > мышцы. Содержание Си в печени сигов более, чем на порядок больше, чем Ni. Значения КБН_{до} для Си располагаются в том же порядке, что и содержание в органах и тканях сигов (табл. 2), причем эти значения намного больше, чем для Ni (за исключением скелета).

Уровень накопления Zn в органах и тканях сигов оз. Имандра довольно высокий, несмотря на относительно низкое содержание этого тяжелого металла в воде и ДО озера. По концентрации Zn органы сига оз. Имандра располагаются в следующем порядке (табл. 1): жабры > печень > почка > скелет > мышцы. Подобный порядок аккумуляции Zn в органах и тканях сига оз. Имандра был отмечен ранее [1], но содержание этого металла в органах сига в последние годы снижается. Значения КБН_{до} для Zn больше 1 практически для всех органов (кроме мышц), а значения КБН_{вода} исчисляются сотнями тысяч, что говорит о значительном накоплении в органах и тканях сигов этого эссенциального элемента.

По аккумуляции Mn органы сига оз. Имандра располагаются в следующем порядке (табл. 1): скелет > жабры > печень > почка > мышцы. Наибольшее количество Mn в скелете, жабрах и мышцах сигов накопилось на севере Большой Имандры, куда длительное время поступали стоки железорудного производства с ОАО «Олкон», где отмечаются максимальные содержания сопутствующего этому производству Mn в воде и ДО. Значения коэффициента корреляции содержания Mn в скелете и воде и ДО достигает достоверной величины и равно 0.82. Эта закономерность в оз. Имандра отмечена ранее [1]. Коэффициенты биологического накопления Mn в организме сигов невысокие и минимальны среди всех исследуемых металлов и располагаются в том же порядке среди органов, что и их аккумуляция (табл. 2).

По содержанию Al органы сига оз. Имандра располагаются в следующем порядке (табл. 1): жабры > почка > печень > скелет > мышцы. Отмечена высокая степень зависимости содержания Al

в жабрах от концентрации в воде (r = 0.95), что было отмечено ранее [8], и связывается с процессами его осаждения на жабрах при фильтрации воды. Наибольшее содержание Al в жабрах сига обнаружено в южной части Большой Имандры, куда поступают стоки апатитонефелинового производства, содержащие высокие концентрации Al (табл. 1). Коэффициенты биологического накопления Al в организме сигов невысокие и минимальны среди всех исследуемых металлов (наряду с Mn) и располагаются в том же порядке среди органов, что и их аккумуляция (табл. 2).

Участие Sr в обменных процессах в костной ткани приводит к интенсивной аккумуляции этого металла в скелете рыб, в том числе и сига [1, 8]. По способности к аккумуляции Sr органы и ткани сига оз. Имандра располагаются в следующем порядке (табл. 1): скелет > жабры > мышцы > почка > печень. Со стоками апатитонефелинового производства в южную часть Большой Имандры Sr в больших количествах поступает в воду и ДО. Обладая большой биофильностью Sr характеризуется высокой величиной КБН_{ло} в скелете сигов – 2.8 (табл. 2.)

Ввиду крайне низких содержаний в воде, загрязнение Нg можно выявить преимущественно на основе изучения ее содержания в ДО и рыбах. По концентрации Hg органы сига оз. Имандра располагаются в следующем порядке (табл. 1): почка > печень > жабры > мышцы > скелет. Подобная закономерность была отмечена ранее в Умбозере [9]. Значения КБН_{до} по Hg (табл. 2) практически для всех органов выше единицы (кроме скелета), что говорит о высокой аккумуляционной способности этого токсичного металла.

- 1. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Лукин А.А. и др. (Под ред. Моисеенко Т.И.) Антропогенные модификации экосистемы озера Имандра. М.: Наука. 2002. 487 с.
- 2. Даувальтер В.А. Закономерности осадконакопления в водных объектах Европейской субарктики (природоохранные аспекты проблемы) // Автореф. дис. д.г.н. Апатиты: КНЦ РАН. 1999. 52 с.
- 3. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во Мурманского гос. техн. унта. 2012. 242 с.
- 4. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Ртуть в донных отложениях озера Имандра в зоне влияния стоков разработки апатитонефелиновых месторождений // Тр. Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2014. № 11. С. 70-75.
- 5. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Реконструкция накопления элементов в озере Имандра как отражение динамики качества воды // Тр. Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2016. № 13. С. 218-221.
- Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Современное экологическое состояние озера Имандра // Север и Арктика в новой парадигме мирового развития. Лузинские чтения 2016. Апатиты: ИЭП КНЦ РАН. 2016. С. 197-204.
- 7. Кашулин Н.А., Даувальтер В.А., Кашулина Т.Г и др. Антропогенные изменения лотических экосистем Мурманской области. Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2005. 234 с.
- 8. Моисеенко Т.И. Влияние геохимических факторов водной среды на биоаккумуляцию металлов в организме рыб // Геохимия. 2015. № 3. С. 222-233.
- 9. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Халькофильные элементы (Hg, Cd, Pb, As) в озере Умбозеро, Мурманская область // Водные ресурсы. 2010. Т. 37. № 4. С. 461-476.

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ В ОЦЕНКЕ КАЧЕСТВА ВОД ОЗЕРНО-РЕЧНОЙ СИСТЕМЫ ПАЗ

Денисов Д.Б., Косова А.Л.

ИППЭС КНЦ РАН, Anamumы, proffessuir@gmail.com

Введение

Исследования пресноводных альгоценозов являются неотъемлемой составляющей комплексного экологического мониторинга водоемов. Диатомовые водоросли являются доминирующей по численности, продуктивности и таксономическому разнообразию группой водорослей в арктических внутренних водах. Их высокая чувствительность ко всем изменениям окружающей среды позволяет с высокой точностью определять экологическое состояние водоемов, степень антропогенной трансформации и регистрировать ответные реакции водных экосистем на климатические изменения. Показатели, рассчитываемые по диатомовым водорослям, входит в международные системы биоиндикации (Водная рамочная директива – WFD), которые активно разрабатываются в настоящее время. Большие перспективы открываются при использовании комплексов диатомовых водорослей поверхностных донных отложений (ДО) озер как интегрального показателя современного состояния среды. Это особенно актуально для арктической зоны, где оценка качества вод по традиционным гидробиологическим и гидрохимическим показателям может быть затруднена в силу практической невозможности синхронизировать время отбора проб в различных участках акватории или в различных водоемах. В рамках реализации международных мониторинговых программ (TEC Kolarctic) в период с 2011 по 2016 гг. были исследованы сообщества диатомовых водорослей водосборного бассейна озерно-речной системы Паз (Патсойоки), расположенного на территории трех стран – России, Финляндии и Норвегии [6].

Материалы и методы

Река Паз – самая крупная река на севере Фенноскандии – в настоящее время представляет собой озерно-речную систему в результате зарегулирования стока каскадом водохранилищ семи Пазских ГЭС; длина реки составляет 167 км, площадь водосбора – 20890 км². Сама река, а также во-



Рис. 1. Карта-схема района работ.

доемы, расположенные в пределах ее водосборной территории, в различной степени подвержены промышленному загрязнению в результате деятельности горно-металлургической промышленности Печенгского района, а также эвтрофированию стоками населенных пунктов и сельскохозяйственных объектов.

Материалом для исследований послужили диатомовые водоросли планктона и литорального перифитона плесовых участков озерно-речной системы Паз (Скрюккебукта, Ваггатем, Раякоски и оз. Куэтсъярви), а также 23 озера на территории водосбора на территории России, Финляндии и Норвегии (за исключением оз. Инари). Для 10 водоемов были изучены диатомовые комплексы поверхностных и сформировавшихся до начала промышленного освоения региона слоев ДО. Отбор и анализ проб осуществлялся по стандартным общепринятым методикам, по схеме, принятой в ИП-ПЭС КНЦ РАН, описанной ранее [3,4]. Для оценки качества среды использовались показатели таксономического разнообразия, экологическая структура сообществ и индекс сапробности [1]. Химический анализ проб воды и ДО был выполнен в аналитической лаборатории ИППЭС КНЦ РАН. Для анализа влияния тяжелых металлов на структуру диатомовых комплексов ДО были рассчитаны коэффициенты загрязнения тяжелыми металлами [2].

Результаты и обсуждение

В различных участках р. Паз структура сообществ, видовой состав и численные характеристики диатомового планктона характеризуется существенными различиями. Всего было обнаружено 97 таксонов диатомей рангом ниже рода. В заливе Рускебукта в 2012 г. было зафиксировано массовое развитие *Urosolenia eriensis* (Smith) Round & Crawf., что свидетельствует о развитии процессов эвтрофикации этого участка акватории. *U. eriensis* – типичный бентосный вид, и ее переход к планктонному существованию также указывает на эвтрофикацию, что согласуется с результатами гидрохимического анализа – для залива Русскебукта характеры самые высокие для реки Пасвик концентрации биогенных веществ, в первую очередь азота (до 458 мгкN/л) и фосфора (до 75 мкгР/л).

Сотрудниками заповедника «Пасвик» в августе 2012 г. были обнаружены не типичные массивные обрастания каменистого субстрата на мелководье в районе стока водохранилища Янискоски. Было установлено, что они сформированы колониями диатомовой водоросли *Didymosphenia geminata* (Lyngb.) Schmidt, клетки которой в колонии растут на длинных полисахаридных стебельках, что придает обрастаниям бежево-светло-коричневый цвет. Для р. Паз впервые было зафиксировано явление, известное как «Brown plague: Didymo», представляющее собой существенную проблему для текучих вод с холодноводными условиями по всему миру в течение последних лет [5].

Структура колоний *D. geminata*, ассоциированных с другими диатомовыми водорослями, обуславливает образование плотных слизистых водорослевых матов на каменистом субстрате, плотно покрывающем дно. При этом, массовое развитие этого вида не требует большого количества биогенных элементов или повышенных температур воды. Этот вид является широко распространенным, однако явления массового развития регистрируются только в последние десятилетия, причем там, где не были известны до этого. В ходе образования плотных колоний, происходит нарушение естественных местообитаний типичных субарктических гидробионтов, включая бентос и ихтиофауну. Изменяются не только потенциальные нерестилища, но и трофические цепи, что определяется трансформацией бентосных сообществ. Массовое развитие *D. geminata*, несомненно, представляет определенную угрозу для функционирования экосистемы р. Паз. Очевидно, следует рассматривать факт развития той водоросли как свидетельство глобальных климатических изменений, проявляющихся не только в росте среднелетних температур, но и изменениях в гидролого-геохимических характеристиках водосборной площади, обуславливающих изменения в режиме обеспеченности биогенными элементами вод реки.

В 23 озерах, расположенных в различных участках водосбора р Паз было обнаружено 246 таксонов диатомовых водорослей рангом ниже рода, включая планктон, перифитон и поверхностный слой ДО. Исследованные озера характеризуются как индивидуальными гидролого-геохимическими особенностями, так и степенью антропогенной нагрузки, что определило различия в видовом разнообразии и структуре диатомей. Так, индекс разнообразия Шеннона-Уивера изменялся в диапазоне от 1.50 до 3.51 бит/экз. Доминировали виды, характерные для низко минерализованных, олиготрофных водоемов, с нейтральной или слабокислой реакцией. Индекс сапробности (*S*), рассчитанный по показателям диатомового перифитона позволяет отнести воды большинство озер к альфа-олигосапробной зоне [1].

Диатомовые водоросли планктона разнотипных озер водосборного бассейна реки Паз характеризуется высоким видовым богатством, неодинаковым для каждого водного объекта. Наибольшее количество видов (до 160 таксонов рангом ниже рода) характерно для озер, где сочетаются различные условия для развития водорослей, включая проточные, мелководные и глубоководные участки. Самыми бедными в таксономическом отношении оказались норвежские озера на территории Ярфьорда (менее 40 таксонов).

Наиболее резкие отличия видового состава характерны для водоемов, находящихся под воздействием антропогенных факторов, что в определенной степени согласуется с гидрохимическими данными: большинство озер на территории РФ оказались более богаты биогенными элементами (N_{ofut} 175 мкг/л, P_{ofut} 6.2 мкг/л), чем норвежские (N_{ofut} 118 мкг/л, P_{ofut} 2.9 мкг/л) и финские (N_{ofut} 128 мкг/л, P_{ofut} 3.0 мкг/л), при этом озера Ярфьорда (Норвегия) резко отличаются повышенным содержанием хлоридов и сульфатов, обусловленным влиянием моря. Литоральные сообщества диатомей характеризуются обилием типичных субарктических видов, предпочитающих олиготрофные условия и pH \leq 7.0: *Brachysira brebissonii* R.Ross (до), *B. vitrea* (Grun.) R.Ross in Hartley (до 16 %), *B. zellensis* (Grun.) Round & Mann (до 6 %), *Brachysira styriaca* (Grun.) R.Ross (до 22 %), *Denticula tenuis var. tenuis* Kütz. (до 8 %), *Frustulia rhomboides* (Ehrb.) De Toni (до 19 %). Род Eunotia отличается наибольшим богатством таксонов (рис. 2). Очевидно, это объясняется связью многих исследованных водоемов с заболоченными территориями, так как многие виды рода Eunotia активно развиваются в болотах. Индекс Шеннона варьировал в диапазоне от 1.50 до 3.51 бит/экз.

Диатомовые сообщества перифитона озера Куэтсъярви резко отличаются от других изученных водоемов обилием представителей родов Fragilaria, Staurosirella и Staurosira, предпочитающих воды, обогащенные биогенными элементами: *Fragilaria capucina* Desm., *Staurosira construens* (Ehrb.) Hust., *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) Will. & Round, Fragilaria capucina, *Staurosira venter* (Ehrb.) Cleve & Möll.

Диатомовые комплексы ДО предоставляют интегральную информацию о состоянии водосборной территории р. Паз. В настоящее время видовое разнообразие диатомей изученных озер во многом определяется интенсивностью антропогенной нагрузки, что подтверждает зависимость ин-



Рис. 2. Таксономический спектр диатомового перифитона разнотипных озер водосбора реки Паз.



Рис. 3. Зависимость индекса видового разнообразия Шеннона-Уивера (Н') диатомовых комплексов ДО от коэффициента загрязнения медью (Си): а) – поверхностные слои, б) – «доиндустриальные» слои.

декса Н' от коэффициента загрязнения медью – приоритетного загрязнителя исследованного района (рис. 3, а). При этом «доиндустриальные» диатомовые комплексы такой зависимости не обнаруживают (рис. 3, б). В озерах с высокими коэффициентами загрязнения по Cu, Ni и Cd отмечается резкая смена доминирующих видов на фоне общего уменьшение видового богатства и таксономического разнообразия.

Заключение

Денисов Д.Б., Косова А.Л.

Диатомовые водоросли водосборной территории озерно-речной системы Паз характеризуются значительным таксономическим разнообразием и составляют доминирующий комплекс видов в планктоне и перифитоне. Альгоценозы целого ряда исследованных водоемов развиваются в условиях трофической и токсической нагрузки, что отражается на численных показателях структуры сообществ. Так, в эвтрофируемых заливах реки Паз (Рускебукта) наблюдались экстремально высокие для арктических вод значения биомассы фитопланктона, обусловленные массовым развитием *Urosolenia eriensis*. В реке Паз зафиксировано явление «Didymo» – бурное разрастание диатомового перифитона (*Didymosphenia geminata*), причиной чего может быть изменение гидроголо-геохимических условий формирования качества вод на фоне глобальных изменений климатической системы Арктики. Разнотипные озера исследованной водосборной территории отличаются значительной вариабельностью условий обитания, что обуславливает значительное таксономическое разнообразие диатомей. Индекс Шеннона-Уивера (H²) может быть использован в качестве интегрального показателя загрязнения тяжелыми металлами. Показано, что степень загрязнения озер приоритетными загрязнителями определяет видовое разнообразие диатомей.

- 1. Баринова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: PiliesStudio. 2006. 498 с.
- 2. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Мурманский гос. техн. ун-т. 2012. 242 с.
- 3. Денисов Д.Б. Экологические особенности водорослевых сообществ разнотипных субарктических водоемов // Вестник КНЦ РАН. №1. 2010. С. 48-55.
- 4. Денисов Д.Б., Кашулин Н.А., Даувальтер В.А. Диатомовые комплексы донных отложений озера Имандра в зоне влияния подогретых вод Кольской АЭС // Тр. Карельского научного центра РАН. 2015. № 9. серия «Лимнология». С 10-24.7. Диатомовый анализ. 1949. Л.: кн. 1. 240 с.; кн. 2. 238 с.
- 5. International Didymo Conference: new horizons in science and management (March, 12-13, 2013, Providence, Rhode, Island) / Hosted by the Invasive Species Action Network and the Northeast Aquatic Nuisance Species Panel Fiscal management provided by the Northeast Aquatic Nuisance Species Council. 2013, 44 p.
- Ylikörkkö, J, Christensen, G.N., Kashulin, N., Denisov, D., Andersen, H.J., Jelkänen, E. Environmental Challenges in the Joint Border Area // Reports 41. Centre for Economic Development, Transport and the Environment for Lapland. Juvenes Print. 2015. 165 p.

КИСЛОТОНЕЙТРАЛИЗУЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВЕННЫХ ВОД СЕВЕРОТАЕЖНЫХ ЛЕСОВ ПРИ СНИЖЕНИИ АЭРОТЕХНОГЕННОЙ НАГРУЗКИ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫМ КОМБИНАТОМ

Ершов В.В., Исаева Л.Г., Иванова Е.А.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Anamumы, slavo91@gmail.com, isaeva@inep.ksc.ru, ivanova@inep.ksc.ru

Почва является важнейшим компонентом лесных экосистем и служит аккумулятором техногенных соединений элементов, вовлекаемых в биогеохимические циклы. Важной составляющей почвы является вода, заполняющая пространства между твердыми частицами. Химический состав почвенных вод позволяет получить информацию, как о доступности соединений элементов питания, так и о негативном воздействии поллютантов на лесные экосистемы. Важнейшим фактором почвообразования, внутрисистемных биогеохимических циклов и питания растительных сообществ является почвенная кислотность [4, 6]. Значимый вклад в кислотность почв и почвенных вод вносит древесный опад, который является крупнейшим источником органического вещества и элементов питания почвы [3]. Воздушное промышленное загрязнения является крупномасштабным фактором, оказывающим негативное воздействие на лесные экосистемы в зоне воздействия предприятий АО «Кольская ГМК». Загрязняющие вещества вызывают повреждения ассимилирующего аппарата хвойных древесных растений и дефолиацию деревьев не только в фенологические сроки, что содействует увеличению количества опада [2, 3, 7] и, соответственно, изменению кислотности почв и почвенных вод. Биохимический состав исходного растительного материала и характер опада (свежий, гумифицированный) заметно влияют на качественный состав мобильных соединений почвенного гумуса, присутствующих в почвенных водах. Повышению кислотности почвенных вод способствуют кислотные дожди, формирующиеся в результате выбросов в атмосферу соединений серы и других кислотообразующих агентов. Важнейшей почвенно-химической характеристикой является кислотно-основная буферность почвы, которую определяют, как способность почвы противостоять изменению рН при добавлении к почве кислоты или основания. Так как значения рН почвы измеряются в водной фазе, буферность экспериментально характеризуют как способность жидкой фазы почвы, находящейся в равновесии (или в контакте) с твердой фазой, противостоять изменению рН. В мировой литературе при оценке буферности почв к кислотам широко используются понятие и термин «кислотонейтрализующая способность (ANC) почвы» [5].

Цель данного исследования – оценить кислотонейтрализующую способность почвенных вод северотаженых лесов при снижении аэротехногенного загрязнения с учетом меж - и внутрибиогеоценотического варьирования.

Объекты и методы исследования

Объектами исследования послужили почвенные воды в ельниках кустарничковозеленомошных и сосняках кустарничково-лишайниковых на разных стадиях дигрессии.

Почвы на объектах исследования представлены Al-Fe-гумусовыми подзолами. Отбор проб почвенных вод выполнен на мониторинговой сети площадок ИППЭС КНЦ РАН. Пробные площади (ПП) находятся на разном удалении от источника загрязнения - комбината «Североникель»: 7-10 км – стадии соснового и елового техногенного редколесья, 28-31 км – дефолиирующие леса и более 100 км – фоновая территория. Каждая ПП оснащена лизиметрами гравитационного типа (12 шт. на ПП) расположенными на разной глубине в соответствии с генетическими горизонтами почв (А0, Е, Bhfa, BC/C) и с учетом микромозаичной структуры биогеоценоза (под кронами и между крон) [3]. Образцы вод фильтровались через бумажный фильтр «синяя лента». Металлы определяли методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии, анионы (нитраты и сульфаты) – методом ионообменной хроматографии. Для оценки способности почвенных вод к нейтрализации кислоты использовали показатель кислотонейтрализующей способности (ANC), рассчитываемый в мг-экв/л как разность между суммой доминирующих катионов (Ca²⁺ Mg²⁺ K⁺ + Na⁺ + NH₄⁺) и суммой анионов ми-

неральных кислот (SO₄²⁻⁺Cl⁻ + NO₃⁻) [8]. Согласно отчетности по площадке Мончегорск АО «Кольская ГМК» за 2012 г., компания в течение 8 лет соблюдает норматив предельно допустимых выбросов. Это способствовало снижению выбросов сульфатов по площадке Мончегорск за период 1990-2014 гг.: SO₂ (тыс.т/год) – с 232.5 до 33.5 (в 6.9 раза) (данные АО «Кольская ГМК»). Статистическая обработка данных проводилась с использованием программ Statistica 10 (анализ Манна-Уитни) и MS Excel (описательная статистика).

Результаты исследования

На фоновой территории показатель ANC в водах из всех горизонтов почв в подкроновых и межкроновых пространствах в еловых и сосновых лесах уменьшается с глубиной и имеет положительное значение (таблица 1), за исключением почвенных вод из BC горизонтов в межкроновых пространствах еловых лесов. Снижение показателя ANC с глубиной можно наблюдать в еловых и сосновых лесах в подкроновых и межкроновых пространствах, что связано со снижением концентраций низкомолекулярных алифатических органических кислот [1]. В еловых и сосновых лесах показатель ANC в водах подкроновых пространств достоверно выше (p < 0.05), чем в межкроновых пространствах, исключение составляют почвенные воды из BC горизонтов – значения показателя здесь достоверно не различимы.

Тип	Глубина	Еловые леса	Сосновые леса	Еловые леса	Сосновые леса	
состояния		Под кронам	ии деревьев	Между крон деревьев		
	4.0	0.68*	0.80	0.24	0.45	
	AU	0.05**	0.06	0.02	0.04	
Ф оч	EID	0.26	0.39	0.14	0.25	
ΨOH	$\mathbf{L} \perp \mathbf{D}$	0.04	0.02	0.02	0.02	
	DC	0.14	0.13	-0.001	0.15	
	BC	0.03	0.02	0.02	0.02	
	A0	0.03	0.30	0.35	0.21	
		0.03	0.02	0.02	0.01	
Стадия	E+B	-0.09	0.04	0.07	0.02	
дефолиации		0.03	0.02	0.01	0.01	
-	BC	-0.06	0.05	0.01	0.03	
		0.01	0.02	0.01	0.01	
	4.0	-0.15	0.07	-0.03	0.01	
	AU	0.02	0.03	0.01	0.02	
Редколесье	EID	-0.08	-0.07	-0.07	0.02	
	$\mathbf{L} \pm \mathbf{D}$	0.02	0.02	0.01	0.01	
	PC	-0.07	0.004	-0.07		
	BC	0.02	0.01	0.02		

Таблица 1. Значения показателя АNС (мг-экв/л) в почвенных водах еловых и сосновых лесов.

Примечание: * – среднее значение, ** – стандартная ошибка

Различия в значениях показателя ANC между фоновой территорией и дефолиирующими лесами – достоверны (p < 0.05), за исключением почвенных вод из BC горизонтов еловых лесов в межкроновых пространствах. В почвенных водах дефолиирующих еловых и сосновых лесов значение показателя ANC ниже, чем на фоновой территории, за исключением вод из E+B в межкроновых пространствах еловых лесов и вод из E+B горизонтов в подкроновых пространствах сосновых лесов (здесь различия не достоверны). В дефолиирующих лесах показатель ANC в водах из минеральных горизонтов в межкроновых пространствах еловых лесов достоверно выше, чем в подкроновых пространствах. Это может быть обусловлено интенсивным потоком кислотооборазующих веществ с осадками под кронами, а также увеличением количества растительного опада, вызванного дефолиацией хвойных деревьев. Показатель ANC имеет отрицательное значение только в еловых лесах под кронами деревьев в водах из минеральных горизонтов почв.

В еловом и сосновом *техногенном редколесье* значение показателя кислотонейтрализуещей способности в почвенных водах из всех горизонтов почв подкроновых и межкроновых пространств ниже, чем на фоновой территории. При увеличении техногенной нагрузки на еловые и сосновые леса происходит нивелирование внутрибиогеоценотических различий в показателе ANC.

Показатель ANC имеет отрицательное значение в еловых лесах в подкроновых и межкроновых пространствах и в сосновых лесах в подкроновых пространствах в водах из E+B горизонтов. Снижение показателя ANC в дефолиирующих и техногенных лесах связано, со снижением концентраций низкомолекулярных алифатических кислот и увеличением концентраций анионов минеральных кислот.

Заключение

В результате проведенных исследований установлена значительная внутри- и межбиогеоценотическая вариабельность показателя кислотонейтрализующей способности почвенных вод в ельниках и сосняках на разных стадиях техногенной дигрессии. При увеличении техногенной нагрузки на еловые и сосновые леса происходит снижение показателя ANC в дефолиирующих лесах и техногенных редколесьях, и нивелирование внутрибиогеоценотических различий в показателе ANC.

Исследование проводилось при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-35- 00170 мол а).

- 1. Артемкина Н.А, Горбачева Т.Т., Лукина Н.В. Низкомалекулярные органические кислоты в почвенных водах лесов Кольского полуострова // Лесоведение. 2008. № 6. С. 37-44.
- 2. Иванова Е.А., Лукина Н.В. Варьирование массы и фракционного состава древесного опада сосняков кустарничково-лишайниковых при аэротехногенном загрязнении // Лесоведение. 2017. № 5. С. 47-58.
- Лукина Н.В., Никонов В.В. Биогеохимические циклы в лесах Севера в условиях аэротехногенного загрязнения. Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1996. 216 с.
- 4. Орлов Д.С. Химия почв. М.: Изд-во МГУ. 1985. 376 с.
- Соколов Т.А., Толпешта И.И., Трофимов С.Я. Почвенная кислотность. Кислотно-основная буферность почв. Соединения алюминия в твердой фазе почвы и в почвенном растворе. Изд. 2-е, испр. и доп. Тула: Гриф и К. 2012. 124 с.
- 6. Сухарева Т.А. Пространственно-временная изменчивость кислотности почв северотаежных лесов при снижении техногенной нагрузки // Вест. Мурманского государственного технического университета, 2018. № 21. С. (в печати).
- Ярмишко В.Т., Лянгузова И.В. Многолетняя динамика параметров и состояния хвои Pinus sylvestris в условиях аэротехногенного загрязнения на Европейском Севере // Изв. С.-Петерб. лесотехн. акад. 2013. Вып. 203. С. 30-46.
- 8. Van Breemen N., Driscoll C. T., Mulder J. Acid deposition and internal proton sources in acidification of soils and waters // Nature. 1984. V. 307. P. 599-604.

ПУТИ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ДООЧИСТКИ СТОЧНЫХ КАРЬЕРНЫХ ВОД ОТ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЕДИНЕНИЙ АЗОТА В УСЛОВИЯХ КОЛЬСКОГО СЕВЕРА

Иванова Л.А.¹, Мязин В.А.^{2,3}, Корнейкова М.В.², Фокина Н.В.², Редькина В.В.², Евдокимова Г.А.² ¹ Полярно-альпийский ботанический сад-институт им. Н.А. Аврорина КНЦ РАН, Апатиты, ivanova_la@inbox.ru

² Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Anamumы, korneykova.maria@mail.ru ³ Санкт-Петербургский научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН, Санкт-Петербург, myazinv@mail.ru

В настоящее время наряду с физико-химическими и микробиологическими способами очистки карьерных сточных вод от разных видов загрязняющих веществ [1, 10, 16] перспективными признаются методы, основанные на использовании естественных процессов, происходящих в ландшафтных и водных экосистемах («constructed wetlands») [8, 9]. Мировой опыт их применения показывает, что искусственно создаваемые заболоченные территории в качестве сооружений доочистки стоков являются эффективными даже при низких температурах [13, 15, 14]. Несмотря на это, существующие трудности в их создании и функционировании, обусловленные климатическими особенностями, объемами и составом сточных вод, конкретными горно-химическими условиями предприятий, требуют индивидуального подхода.

Целью данной работы стала разработка и оптимизация биотехнологии доочистки сточных карьерных вод от соединений азота с использованием процессов фиторекультивации в природноклиматических условиях Мурманской области.

Объекты и методы исследования

Исследования проводили на пруду-отстойнике Кировогорского карьера АО «Олкон» (г. Оленегорск, Мурманская область). Данный промышленный объект собирает сточные воды с обширной территории открытого карьера, представляет собой копаный пруд, состоящий из двух секций, разделённых насыпной дамбой из песчано-гравийно-каменистого грунта. Грунтовые и талые воды, а также осадки поступают в узел сбора стоков, расположенный на дне карьера, откуда, с помощью насосов, по системе труб направляются в первую секцию пруда-отстойника. В ней, путём осаждения, происходит механическая очистка стоков – выпадение взвешенных минеральных частиц. Далее, проходя через дамбу, в ее фильтрующей толще вода подвергается частичной очистке за счёт фильтрации, адсорбции, осаждения и окислительно-восстановительных реакций. Доочистка карьерных вод от минеральных соединений азота методом фиторемедиации происходит во второй секции пруда-отстойника. Глубина в этой части пруда не более 2 м, он имеет высокую скорость потока и характеризуется часто меняющимся уровнем воды. Из второй секции вода через коллектор поступает в природный водоток – ручей.

Дно водоёма в основном крупнокаменистое и сильно захламлено топляком. Естественное зарастание пруда-отстойника и его прибрежной полосы растительностью протекает крайне медленно, она занимает незначительную часть поверхности объекта. Уровень pH воды варьирует в пределах от 7.6 в I-ой секции до 6.8 во II-ой секции и 6.6 в природном водотоке, а численность сапротрофных бактерий, использующих органические формы углерода, – от сотни клеток до тысячи в 1 мл воды; количество хемотрофных бактерий – нитрификаторов и денитрификаторов, получающих энергию в процессе трансформации неорганических соединений, достигает 25 и 950 кл/мл, соответственно [12].

В связи с использованием взрывчатых веществ при добыче железной руды в пруд-отстойник с карьерными водами ежемесячно поступает 5000-6000 кг нитратов, 30-50 кг нитритов и 60-80 кг аммонийного азота. Среднее содержание минеральных форм азота в воде на начало проведения исследований составляло: нитраты – 134.24±10.10 мг/л, нитриты – 0.75±0.18 мг/л, ион аммония – 1.26±0.30 мг/л. Содержание хлоридов, сульфатов и железа не превышало уровня ПДК.

Показатели качества воды анализировались в соответствии с действующей нормативно-

технической документацией в специализированных аккредитованных лабораториях ФГБУН ИП-ПЭС КНЦ РАН (г. Апатиты) и АО «Олкон» (г. Оленегорск). Полевые исследования включали геоботанические описания, фенологические наблюдения, биометрические измерения. Обработка данных выполнена с применением методов описательной статистики и специализированного программного обеспечения Microsoft Excel 2007.

Результаты исследований

За период с 2012 по 2017 гг. выполнена серия комплексных лабораторных и полевых опытнопромышленных экспериментов по разработке фитосистемы для доочистки сточных карьерных вод от минеральных соединений азота. Исследования проводились в два этапа. Первоначально был разработан и внедрен новый запатентованный способ доочистки сточных карьерных вод с помощью плавающего биоплато [2]. Опытным путем установлено, что для более быстрой и эффективной доочистки водоема от соединений азота площадь таких биоплато должна составлять не менее 40 % от общей площади очищаемого водоема [3]. Была доказана их жизнеспособность и возможность снижать соединения азота – в большей степени аммонийных и нитритных, в меньшей – нитратных форм. Так, концентрация ионов аммония в воде пруда-отстойника после увеличения площади покрытия биоплато до 26 % уменьшилась на 53-90 %, нитратного азота – на 15-20 % [12]. Однако дальнейшие наблюдения показали, что использование только плавающего биоплато позволяет проводить доочистку исключительно на глубоководных участках пруда-отстойника. При этом оказываются не задействованными прибрежная полоса, дамба, мелководье и заводи. Заболачивание этих участков помогло бы значительно увеличить площадь покрытия пруда растениями и ускорить восстановительную сукцессию на объекте.

В 2017 гг. были проведены эксперименты по модификации технологии плавающего биоплато в более эффективную фитоочистную болотоподобную экосистему, позволяющую максимально охватить территорию водного объекта. В основу разработки легла инновационная технология создания фитоматов, позволяющая формировать растительные сообщества разного типа.

Фитомат представляет собой пластиковый сетчатый мешок размером 0.5×0.8 м, в который помещается 12.5 л органо-минерально-растительной смеси, состоящей из древесных опилок и термовермикулита, взятых в соотношении 4:1 (по объему), и 50 г травосмеси. Данная многокомпонентная смесь позволяет формировать слой питательного грунта с уже помещённым в него набором семян, высотой до 10 см, площадью около 0.3-0.4 м². Для создания фитоматов применяли 2 вида субстратов-почвозаменителей – термовермикулит (размер гранул 2-5 мм, влагоёмкость – 5 мл/г, пористость – 98 %, насыпная масса – 350-399 кг/м³) [4, 5] и древесные опилки (свежие и подстилочные). Эти субстраты не являются источником вторичного загрязнения, обладают высокими воздухо- и влагоёмкостью, обеспечивают оптимальные условия для гарантированного и быстрого прорастания семян (на 5-7-й день, а массовое – на 10-13-й день), входящих в состав фитоматов, и интенсивного роста и развития растений на последующих стадиях онтогенеза, а также сорбционной способностью, усиливающей очищающую функцию создаваемой фитосистемы [11].

Главное назначение фитоматов – обеспечить возможность быстрого формирования высококачественных искусственных фитоценозов (растительных блоков) 3-х типов: 1) для задернения песчано-гравийных участков прибрежной полосы, откосов фильтрующих дамб и других наземных территорий, где отсутствуют естественные плодородные почвы, (фитозаградительные барьеры); 2) для заболачивания участков водоемов с глубиной менее 0.5 м в качестве пригодного для произрастания растений питательного органо-минерального слоя на дне); 3) для формирования сообществ на глубоководных (более 0.5 м) участках водоемов (в комплексе с плавающими биоплато).

Наряду с применением фитоматов был опробован метод искусственного заболачивания мелководных заводей путем максимального насыщения их растениями.

В качестве ценозообразователей испытание прошли 24 вида сосудистых растений: рогоз широколистный (Týpha latifólia L.), осоки (Carex sp.), пушица многоколосковая или узколистная (Eryophorum angustifolium Honck = E. polystachion L.), пушица Шейхцера (Erióphorum vaginatum

L.), вахта трёхлистная (Menyanthes trifoliáta L.), сабельник болотный (Cómarum palústre L.), белокрыльник болотный (Calla palustris L.), калужница болотная (Cómarum palústre L.), хвощ топяной (Equisetum fluviatile L.), хвощ болотный (Equisétum palustre L.), ива филиколистная (Salix phylicifolia L.), ива козья, (Sálix cáprea L.), сфагнум (Sphagnum sp.), ряска малая (Lemna minor L.), хвостник, или водяная сосенка (Hippuris L.), мать-и-мачеха (Tussilago farfara L.), лютик ползучий (Ranunculus repens L.), пырей сизый (Agropyron intermedium (Host.) Beauv.), пырей ползучий (Elytrigia repens (L.) Desv. ех Nevski), овсяница красная (Festuca rubra L.), тимофеевка луговая (Phleum pratense L.), волоснец песчаный (Léymus arenárius (L) Hochst.), горец Вейриха (Polygonum weyrichii Fr. Schmidt), змеевик живородящий (Bistorta vivipara (L.) Delarbre).

В ходе мониторинга содержания минеральных форм азота в воде пруда-отстойника после внедрения предлагаемой биотехнологии доочистки было отмечено снижение концентрации нитратов на 10-25% от исходного уровня. В период интенсивного снеготаяния в результате разбавления воды талыми водами содержание нитратов снижалась еще больше. В природном водотоке в июне-июле концентрация нитратов уменьшалась до значений, не превышающих или равных ПДК (45 мг/л), а в августе и сентябре (в связи с многочисленными поступлениями в водоем карьерных вод) отмечалось превышение ПДК на 30-50 %. В среднем за период наблюдения концентрация нитратов в воде II секции составляла 84.8±14.9 мг/л, что превышает установленное значение ПДК в 2 раза, а содержание ионов аммония и нитрит-ионов оставалось ниже значений ПДК. В ходе выполнения исследований установлено, что увеличение времени задержки воды в отстойнике и, как следствие, продолжительности контакта воды и растительности, приводит к заметному снижению концентрации нитрат-ионов. Изучение содержания нитрат-ионов в растениях выявило тенденцию к их накоплению в корнях растений, произрастающих на биоплато. В целом за весь период проведения исследований эффективность очистки карьерных вод была увеличена на 22 %.

Заключение

В результате многолетних исследований разработана научно-обоснованная малозатратная технология трансформирования техногенных водоёмов в природоподобную болотную экосистему для доочистки сточных карьерных вод от минеральных соединений азота. В ее основе использование фитоматов, позволяющих в ускоренном режиме создавать разные комбинации растительных блоков, аналогичных природному ландшафту для локального залужения прибрежных территорий и заболачивания глубоко- и мелководных частей водоёмов.

Предлагаемая очистная система базируется на природных механизмах с использованием местных видов высших растений и субстратов-почвозаменителей (термовермикулит и древесные опилки), не требует затрат энергии, химикатов и дефицитных в регионе почвенных ресурсов. Преобладание естественных экосистемных процессов в сформированных фитоценозах позволяет увеличивать эффективность доочистки карьерных вод, а использование доступных материалов – минимизировать затраты на создание и обслуживание. Предлагаемый комплексный подход к формированию природоподобных болотных экосистем для очистки сточных карьерных вод впервые осуществлён в практике действующих горнорудных предприятий в экстремальных условиях Арктической зоны РФ.

Работа выполнена при финансовой и технической поддержке АО «Олкон» (Оленегорский ГОК), г. Оленегорск в рамках договора № 27-3-2012 от «01» октября 2012.

- 1. Бирман Ю.А., Вурдова Н.Г. Инженерная защита окружающей среды. Очистка вод. Утилизация отходов. М.: Изд-во АСВ, 2002. 296 с.
- Евдокимова Г.А., Иванова Л.А., Мязин В.А. Устройство для биологической очистки сточных карьерных вод // Патент на изобретение № 2560631, заявка № 2014122204, приоритет изобретения 30 мая 2014
 г. Зарегистрировано в Государственном реестре изобретений Российской Федерации 22 июля 2015 г.
- 3. Евдокимова Г.А., Иванова Л.А., Мозгова Н.П., Мязин В.А., Фокина Н.В. Плавающие биоплато для очистки сточных карьерных вод от минеральных соединений азота в арктических условиях // Экология

и промышленность России. 2015. №9. Т. 19. С. 35-41.

- Иванова Л.А., Котельников В.А. Перспективы гидропонного выращивания растений в Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. 106 с.
- 5. Иванова Л.А., Иноземцева Е.С., Кременецкая М.В. Способ создания газонной дернины на органоминеральной основе: заявка 2011127457/13(040623) Российская Федерация; 04.07.2011.
- 6. Казмирук В.Д., Казмирук Т.Н. Очистка воды методами фитотехнологий // Водоочистка. 2015. № 5-6. С. 66-70.
- 7. Калайда М.Л., Борисова С.Д. Доочистка производственных сточных вод с помощью высших водных растений // Экология и промышленность России. 2010. № 3. С.33-35.
- 8. Нефедьева Е.Э., Сиволобова Н.О., Кравцов М.В., Шайхиев И.Г. Доочистка сточных вод с помощью фиторемедиации // Вестник технологического университета. 2017. № 10. Т. 20. С. 145-148.
- 9. Савичев О.Г. Биологическая очистка сточных вод с использованием болотных биогеоценозов // Изв. Томского политехнического университета. 2008. Т. 312. № 1. С. 69-74.
- 10. Хенце М., Армоэс П., Ля-Кур-Янсен Й., Арвин Э. Очистка сточных вод: пер. с англ. М.: Мир. 2006. 480 с.
- 11. Allison F.E. Decomposition of wood and bark sawdusts in soil, nitrogen requirements and effects on plants. USDA Cir. 1965. V. 1332. P. 1-56.
- 12. Evdokimova G.A., Ivanova L.A., Mozgova N.P., Myazin V.A., Fokina N.V. Floating bioplato for purification of waste quarry waters from mineral nitrogen compounds in the Arctic // Journal of Environmental Science and Health, Part A. 2016. V. 51. Iss.10. P. 833-838.
- 13. Jenssen P.P., Maehlum T. and Krogstad T. Potential use of Constructed Wetlands for Wastewater Treatment in Northern Environments // Water Science Techniques. 1993. V. 28. № 10. P. 149-157.
- 14. Johanna Nyquist, Maria Greger. A field study of constructed wetlands for preventing and treating acid mine drainage // Ecological engineering. 2009. V. 35. P. 630-642.
- Maehlum T., Jenssen P.D., Warner W.S. Cold-climate constructed wetlands // Water Science and Technology. 1995. V. 32. № 3. P. 95-101.
- Mattila K., Zaitsev G. & Langwaldt J. Biological removal of nutrients from mine waters (Biologinen ravinteiden poisto kaivosvedesta). Final report – loppuraportti. 2007. 99 p.

К ВОПРОСУ О КУЛЬТИВИРОВАНИИ ДЕКОРАТИВНО-ЦВЕТОЧНЫХ РАСТЕНИЙ В УСЛОВИЯХ АЭРОТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ ПРОИЗВОДСТВ НА КРАЙНЕМ СЕВЕРЕ

Иванова Л.А.¹, Кременецкая И.П.², Слуковская М.В.², Мосенз И.А.²

¹ Полярно-альпийский ботанический сад-институт им. Н.А. Аврорина КНЦ РАН, Апатиты, ivanova la@inbox.ru

² Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Anamumы, remen@chemy.kolasc.net

Развитие современной металлургической промышленности, характерной особенностью которой является высокий уровень эмиссии в атмосферу кислотообразующих веществ, в сочетании с природными лимитирующими факторами на Кольском Севере создает экстремальные условия для выживания растений [1, 2], препятствует проведению работ по ландшафтному проектированию и формированию экологически благополучной урбанизированной среды, требует поиска инновационных решений.

В 2011-2015 гг. сотрудниками КНЦ РАН была разработана, прошла комплексные опытнопромышленные испытания и предложена производству инновационная технология ускоренной реабилитации техногенных пустошей с помощью экранирующего слоя из различных мелиорантов – отходов горнопромышленного комплекса [3]. Эффективность таких работ во многом зависит и правильного подбора растений-ремедиантов.

Цель работы – разработать зональный ассортимент декоративно-цветочных растений для озеленения в условиях аэротехногенного воздействия медно-никелевых производств на Крайнем Севере.

Исследования проводились в период с 2016 по 2017 гг. на экспериментальном участке техногенной пустоши, расположенном в 0.7 км от границы промышленной зоны площадки Мончегорск АО «Кольская ГМК» (67°55.783'N, 32°51.535'E). Он имел ровную поверхность с органогенным горизонтом, который длительное время подвергался хроническому воздействию аэровыбросов, содержащих сернистый ангидрид и тяжелые металлы, кислых грунтовых вод и смывов с территории. Как показали исследования, использование здесь традиционных методов озеленения невозможно из-за неблагоприятных почвенных условий: актуальная кислотность грунта составляет pH 4.0, гидролитическая кислотность – 90 мг-экв/100 г; он характеризуется высокими значениями Ni, Zn, Fe, экстремально высокими – Сu и S и низкими – остальных питательных элементов [4].

Объектами исследования явились 23 вида многолетних травянистых растений, из которых все, за исключением 3-х (мшанка мшанковая (Sagina saginoides (L.) Karst.), смолка альпийская (Viscaria alpina Bemh.), осока черно-бурая (Carex atrofusca Schkuhr), представлены суккулентными растениями (джовибарба побегоносная (Jovibarba sobolifera (J. Sims) Opiz), молодило паутинистое (Sempervivum arachnoideum L.), м. кавказское (Sempervivum caucasicum Rupr. ex Boiss.), м. Питтона (Sempervivum pittonii Schott., Nym. et Kotshy), м. кровельное (Sempervivum tectorum L.), м. кровельное металлика (Sempervivum tectorum L. сv. Metallicum Giganteum), м. закавказское, (Sempervivum transcaucasicum Muirhead), очиток видный (Hylotelephium spectabile (Boreau) H. Ohba), о. едкий (Sedum acre L.), о. живучий (Sedum aizoon L.), клементсия Семенова (Clementsia semenovii (Regel et Herd.) Boriss.) и к. розовоцветковая (Clementsia rhodantha (A. Gay) Rose=Rhodiola rhodantha (A.Gray) H.Jacobsen), родиола розовая (Rhodiola rosea L.), р. цельнолистная (Rhodiola integrifolia Raf.), камнеломка маньчжурская (Saxifraga manchuriensis (Engl.) Кот), к. Арендса (Saxifraga × arendsii hort. – желтая), к. Арендса (Saxifraga × arendsii hort. – красная), к. теневая (Saxifraga umbrosa L.), к. лопатчатая (Saxifraga spathularis Brot.), примула маленькая (Primula minima L.).

В качестве мелиорантов для формирования экранирующего от техногенного грунта слоя были использованы сунгулитовые отходы [8]. Они были нанесены непосредственно на техногенный торфоподобный грунт слоем высотой 10 см.

Методы исследований

Посадку растений проводили методом рассады с использованием одиночных и групп (куртин) растений с сохранением корневого кома в 10 см слой мелиоранта из сунгулитовых отходов. Полевые исследования включали фенологические наблюдения за ростом и развитием растений (1 раз в месяц) [5]. Основными показателями, по которым оценивалась устойчивость декоративных растений к стрессовым факторам и пригодности для озеленения, были: декоративность, фаза развития и коэффициент размножения каждого вида, который определяли делением общего количества сформировавшихся за сезон деток или дочерних растений на число материнских растений тестового вида. Названия сосудистых растений даны в соответствии со сводкой С. К. Черепанова [6], суккулентных – Г. Якобсена [7]. Подкормку растений минеральными удобрениями осуществляли 1 раз за вегетационный период (сразу после схода снега) в количестве 35 г/м². Уход за посадками заключался в прополке сорняков и уборке мусора.

Результаты исследований

Подбор растений для проведения эксперимента осуществлялся согласно их биологическим и видовым характеристикам. Предпочтение отдавалось многолетним вечнозеленым растениямсуккулентам семейства Толстянковые (*Crassulaceae* J.St.-Hil.), отличающимся особенным строением и типом метаболизма (толстянковый или МОКТ-тип), имеющим высокие декоративные качества, низкие требования к факторам роста и развития, способным интенсивно размножаться на песчаных грунтах, каковыми являются промышленные отходы [9].

Наблюдения показали, что все высаженные растения быстро (в течение первых 2-х недель после посадки) прижились и на протяжении последующих трех месяцев (июль, август, сентябрь) интенсивно росли и развивались (табл. 1), о чем свидетельствовал их внешний вид и фаза развития растений. Все виды, за исключением родиолы розовой, молодила кавказского и Питтона, клементсии и осоки, в течение первого вегетационного периода дали многочисленное потомство. Коэффициент размножения у этих видов варьировал от 19 до 67. Шесть видов (очитки видный, едкий и живучий, клементсия, а также смолка и мшанка) процвели. При этом все высаженные особи смолки альпийской успели завязать полноценные семена. К концу вегетационного периода выпада растений не наблюдалось.

Практически все растения хорошо пережили зиму. В 2017 г. только несколько из них, из-за низких (не выше +5°C) июньских средних температур в регионе и избыточного весеннего увлажнения экспериментальной площадки, пострадали. Так, полностью погибло молодило металлика, частично повредились м. закавказское, м. кровельное, м. паутинистое. Однако при дальнейшем наблюдении отмечено, что практически все они постепенно восстановились и продолжили интенсивно расти и развиваться. Коэффициент размножения у большинства из этих видов не превышал 17. В то время как у более успешных культур - очитка едкого он равнялся 212, камнеломки красной – 167, к. маленькой – 232. В течение 2017 г. отмечен очень сильный рост таких травянистых видов как осока маленькая и мшанка мшанковая, последняя распространилась на 1/4 площади экспериментальной делянки и была частично удалена. Семена смолки, высыпавшись на поверхность отходов, проросли и образовали плотные куртины; их площадь, по сравнению с 2016 г., увеличилась, как минимум, в 2 раза. Из 22 выживших видов 14 обильно цвели (все очитки, большинство видов камнеломок и радиол, клементсия Семенова и к. розовоцветковая, а также смолка и мшанка), остальные растения находились в стадии вегетации, осока черно-бурая – кущения.

В процессе наблюдений за опытными растениями было отмечено гармоничное сочетание высоких декоративных качеств растений с интенсивным ростом, развитием и размножением, низкими требованиями к факторам роста, легкостью в уходе и быстро создаваемым декоративным эффектом, а также выявлен ряд достоинств, главные из которых: сохранение декоративности с ранней весны до поздней осени, продолжительное цветение. В течение одного сезона они успевают сформироваться во взрослое растение и образовать многочисленные дочерние растения, не требуют мощного слоя питательного грунта. Химическое воздействие аэротехногенных выбросов на надземную часть растений таких растений минимально (поллютанты не проникают в растение, т.к. с осадками мигрируют с поверхности органов вниз в грунт). Не требуется дополнительный полив растений в засушливый период.

	Вил	Коэффициент размножения, фаза развития					
	Did	2016 г.	2017 г.				
1	молодило закавказское	8. B	11. B				
2	молодило кавказское	1. B	8. B				
3	молодило паутинистое	19. B	17. B				
4	молодило Питтона	2. B	1. B				
5	молодило кровельное	13. B	3. B				
6	молодило металлика	3. B	погибло				
7	джовибарба побегоносная	19. B	11. B				
8	очиток видный	4.Ц	7. Ц				
9	очиток едкий	67. Ц	212. Ц				
10	очиток живучий	6. Ц	15. Ц				
11	клементсия Семенова	1.Ц	2. Ц				
12	клементсия розовоцветковая	6. B	3. Ц				
13	радиола розовая	1. B	2. Ц				
14	радиола цельнолистная	7. B	5. B				
15	камнеломка Арендса – желтая	54. B	112. Ц				
16	камнеломка теневая	3. B	4.B				
17	камнеломка Арендса – красная	37. B	167. Ц				
18	камнеломка маньчжурская	8. B	12. Ц				
19	камнеломка лопатчатая	3. B	8. Ц				
20	примула маленькая	21. B	232. Ц				
21	мшанка мшанковая	15. Ц	Ц. интенсивное самораспространение				
22	смолка альпийская	3. Ц. П	13. Ц. П				
23	осока черно-бурая	2. B	6. K				

Таблица 1. Результаты наблюдений за ростом и развитием растений в эксперименте 2016-2017 гг.

Примечание: В – вегетация, Ц – цветение, П – плодоношение, К – кущение.

Декоративные качества и биологические особенности этих видов позволяют успешно применять их на Крайнем Севере в условиях продолжающегося аэротехногенного воздействия при создании различных цветочных композиций.

Выводы

Разработан зональный озеленительный ассортимент декоративно-цветочных растений, включающий 22, преимущественно суккулентных вида, способных интенсивно расти и развиваться на местных минеральных промышленных отходах в зоне с повышенным уровнем промышленного загрязнения.

Среди главных достоинств растений, предлагаемых для ландшафтного озеленения, выделены: высокая декоративность, интенсивный рост и развитие, легкость в уходе, пластичность, высокая жизненность и быстро создаваемый декоративный эффект.

- 1. Душкова Д. О., Евсеев А. В. Анализ техногенного воздействия на геосистемы Европейского Севера России // Арктика и Север. Архангельск: ФГАОУ ВПО «Северный (Арктический) федеральный университет». № 4. 2011. С. 162-196.
- 2. Зюзин Ю. Л. Суровый лик Хибин. Мурманск: Рекламная полиграфия, 2006. 236 с.
- Иванова Л.А., Слуковская М.В., Марковская Е.Ф., Кременецкая И.П. Использование горнопромышленных отходов для реабилитации техногенно трансформированных почв Субарктики // Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы: Материалы четвертой научно-практической конференции. Петрозаводск. 30 сентября-2 октября 2015 г. Воронеж: Изд-во: Научная книга. 2015. С. 217-219.
- 4. Слуковская М.В., Иванова Л.А., Горбачева Т. Т., Дрогобужская С.В., Иноземцева Е.С., Марковская Е.Ф. Изменение свойств техногенно загрязненного грунта при использовании карбанатитового мелиоранта в зоне воздействия медно-никелевого комбината // Тр. Карельского научного центра РАН. №6. 2013. С.133-141.
- 5. Фенологические наблюдения (организация, проведение, обработка). Л.: Наука. 1982. 224 с.
- 6. Черепанов К.С. Сосудистые растения России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР). СПб.: Мир и семья. 1995. 992 с.
- 7. Jacobsen H. Das Sukkulentenlexikon. VEB Gustav Fischer Verlag. 1970. 589 s.
- Slukovskaya M.V., Ivanova L.A., Kremenetskaya I.P., Gorbacheva T.T., Drogobuzhskaya S.V., Lashchuk V.V., Markovskaya E.F. Rehabilitation of Industrial Barren in Arctic Region Using Mining Wastes. The Open Ecology Journal, 2018, 11:1-13. DOI: 10.2174/1874213001811010001 ISSN: 1874-2130.
- 9. Zanis M., Zimmer E.A., Chen Z.D., Savolainen V., Chase M.W. The earliest angiosperms: evidence from mitochondrial, plastid and nuclear genomes // Nature. 1999. V. 402. P. 404-407.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАГРЯЗНЁННОСТИ ПОЧВ ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ И СОСТОЯНИЯ ЭКОСИСТЕМ В ЛОКАЛЬНОЙ ЗОНЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ПРЕДПРИЯТИЯ

Кашулина Г.М., Литвинова Т.И., Коробейникова Н.М.

Полярно-альпийский ботанический сад-институт им. Н.А. Аврорина, Апатиты, galina.kashulina@gmail.com

Введение

Медно-никелевый комбинат «Североникель» (ныне площадка Мончегорск КГМК) на Кольском полуострове, является одним из крупнейших и длительно (более 70 лет) действующих источников выбросов SO_2 и тяжелых металлов (ТМ) на Севере Европы. Первые признаки повреждения растительности северотаежных экосистем в ближайших окрестностях комбината появились сразу же после начала функционирования этого предприятия. По мере увеличения мощностей предприятия зона повреждения экосистем постоянно увеличивалась и к середине 1990-х гг. территория уже в радиусе 15 км от источника выбросов была отнесена к зоне полного повреждения [6]. Однако эта оценка не совсем объективно отражала реальную ситуацию с состоянием экосистем в локальной зоне воздействия комбината «Североникель». Даже в период наивысшего объема выбросов в локальной зоне всегда имелись участки с хорошо сохранившейся растительностью. Одной из целей комплексного почвенно-геоботанического мониторинга, начатого в локальной зоне воздействия в



Рис. 1. Различное состояние экосистем в локальной зоне воздействия комбината «Североникель»: полное разрушение с интенсивной почвенной эрозией на пл. IV-1 (верхнее фото слева), умеренное повреждение на пл. V-2 (верхнее фото справа) и II-3 (нижнее фото справа), серьезное на пл. I-1 (нижнее фото слева).

2001 г. [1, 2, 5] была выявление причины столь широкого варьирования состояния экосистем в пределах локальной зоны: от умеренно поврежденных с выпадением только чувствительных компонентов – мхов и лишайников до техногенных пустошей с интенсивной эрозией почв. Факторами повреждения растений здесь могут быть: прямое токсическое воздействие повышенных концентраций SO₂ в воздухе [3], экстремально загрязнённые TM атмосферные осадки [5] и почвы [1]. Кроме того, дополнительными стресс-факторами для растений здесь могут быть также: обеднение почв важными питательными элементами [2] и нарушение водного режима экосистем в сторону иссушения [4]. Не смотря на сложность картины, комплексный характер мониторинговых исследований дает возможность выявить влияния некоторых из этих факторов на состояние экосистем в локальной зоне воздействия комбината «Североникель». В данной статье представлен сравнительный анализ пространственного распределения загрязнённости почв токсичными TM и состояния экосистем, проведенный на основе результатов комплексного почвенно-геоботанического мониторинга [1, 2, 5].

Материалы и методы

Площадки мониторинга располагались на разных элемента ландшафта на расстоянии 1-17 км от комбината «Североникель». Каждые 2-3 площадки (арабская цифра через дефис после номера катены) были организованы в геоморфологические или почвенные катены (I-V). Степень загрязнения почв оценивалась по содержанию ТМ в слое 0-3 см верхнего органогенного горизонта почв, который непосредственно контактирует с техногенным потоком и характеризуется высокой способностью аккумулировать ТМ. Отбор проб проводился в 2001, 2002 и с 2005 по 2011 гг. в 20-ых числах августа. Определение Ni, Cu, Co, Mn проводилось атомно-абсорбционным методом после разложения образца в конц. HNO₃. Одновременно на площадках велись наблюдения за химическим составом атмосферных осадков [5].

Состояние экосистем на площадках мониторинга оценивалось по 4-ём градациям: *умеренное* – отсутствуют только чувствительные компоненты (мхи и лишайники), основные компоненты экосистем угнетены, но их обилие сохраняется на фоновом уровне; *серьезное* – очень угнетенное состояние деревьев и кустарничков с существенным снижением их обилия; *сильное* – кустарнички отсутствуют или представлены единичными сильно угнетенными растениями, редкие выжившие угнетенные деревья, интенсивная почвенная эрозия; *полное* – представляют техногенные пустоши с отсутствием или единичными выжившими, очень угнетенными кустарничками и деревьями, а также интенсивной почвенной эрозией (рис. 1).

Результаты и обсуждение

Наличие экосистем, сохранивших обилие основных видов растений коренных экосистем на фоновом уровне (лесные горные экосистемы на пл. V-2 и V-3 и все низинные болотные экосистемы на пл. I-3, II-4, IV-3 и V-4), а также выживание отдельных древесных и кустарничковых растений на площадках с серьезным, сильным и даже полным повреждением экосистем (рис. 1) после 70 лет экстремального загрязнения (концентрации SO, в воздухе в период наивысшего объема выбросов в десятки тысяч раз превосходили фоновые показатели [3], а современные уровни концентраций Ni в верхнем органогенном горизонте почв превышают фоновые значения до 2000, Cu – до 700, приблизившись по концентрации к перерабатываемым рудам [1]) является удивительным фактом. Поскольку только на отдельных площадках корни растений находятся в этом экстремально загрязненном слое (в большинстве случаев растения увели корни в более глубокие, менее загрязненные слои почвы) концентрации ТМ в верхних слоях почв и состояние экосистем нельзя рассматривать как прично-следственные явления для условий локальной зоны. Однако, сопоставимость запасов ТМ в верхнем органогенном горизонте почв с их выпадением за весь период деятельности предприятия позволяют использовать их концентрации в качестве показателя кумулятивного техногенного воздействия на экосистемы [1]. И в этом аспекте сравнительный анализ распределения уровней загрязнения почв ТМ и состояние экосистем вполне правомерен.



Рис. 2. Медиана и минимум – максимум варьирование концентрации кислоторастворимой формы Ni в слое 0-3 см верхнего органогенного горизонта почв (A), а также общей концентрации Ni в талой снеговой воде (Б) на площадках мониторинга за 2005-2011 гг.

Для оценки влияния удаленности от источника выбросов на уровни концентраций ТМ в верхних слоях почв и состояние экосистем сравнивали площадки, расположенные на вершинах холмов и склонах (пл. I-1, II-1, III-2, IV-2 и V-2). Различия в расположении этих площадок в убывающем ряду по следующим показателям:

- расстояние (км): IV-2 (3, CC3)=V-2(3, B)>II-1(8, C)>III-2(8, CC3)>I-1(17, CCB);

- концентрации Ni в снеге (рис. 2Б): IV-2>II-1>III-2>V-2>I-1;

- концентрации Ni в почве (рис. 2А): IV-2>II-1>V-2>III-2>I-1;

– повреждение экосистемы: IV-2>>III-2>II-1>I-1>>V-2

свидетельствуют о том, что удаленность площадки от источника выбросов и уровень техногенной нагрузки на ней не всегда определяет уровень загрязнения верхних слоев почв TM и состояние экосистемы. Значительно меньшее повреждение экосистемы на пл. V-2 при высоких концентрациях Ni в почве и снеге обусловлены не только ее расположением не по розе ветров, но и лучшими условиями увлажнения за счет близкого уровня грунтовых вод и более высоким уровнем плодородия почвы [2]. Изменение положения пл. III-2 в ряду повреждения экосистем относительно ряда концентраций Ni в снеге и почве, наоборот, обусловлено неблагоприятными природными особенностями места – сухостью и низким уровнем плодородия почвы.

Одной из самых интересных особенностей локальной зоны воздействия комбината «Североникель» является зависимость состояния экосистем от ее положения в ландшафте. Наиболее сильные повреждения растительности были свойственны площадкам, расположенным на повышенных элементах ландшафта (вершины холмов и верхние части склона). В зависимости от удаленности источника выбросов повреждение экосистем на этих площадках варьирует от сильного (пл. II-1, III-2) до полного (пл. IV-1, IV-1, III-1). Растительность на площадках, расположенных у подножий склонов с уровнем грунтовых вод в пределах почвенного профиля характеризуются меньшей степенью повреждения по сравнению с выше расположенными в катене. Например, экосистемы на пл. I-2 и II-2 имели серьезную степень повреждения, в то время как площадки расположенные выше в катенах – пл. I-1 и II-1, соответственно, характеризовались уже сильным повреждением. Травянистые растения на всех низинных болотах (пл. I-3, II-3, III-4, IV-3 и V-4) в локальных депрессиях и после 70-летнего воздействия выбросов сохранили свое обилие на фоновом уровне и плодоносили. Их состояние не зависело ни от удаленности источника выбросов, ни от текущей техногенной нагрузки (рис. 2 Б), ни от накопленных экстремальных концентраций ТМ в почвах (рис. 2 А).

Поскольку площадки в пределах одной катены расположены на расстоянии нескольких сотен метров друг от друга, характеризовались близкими современными техногенными концентрациями TM в почве, то очевидно, что столь большие различия по состоянию экосистем, занимающих разные позиции в ландшафте не связаны с уровнями загрязнения почв TM. Поскольку единственным различием между экосистемами на разных элементах ландшафтах является уровень грунтовых вод относительно корнеобитаемого слоя, можно заключить, что именно лучшие условия увлажнения в подчинённых элементах ландшафта обусловливают значительно более высокую устойчивость сосудистых растений в подчиненных элементах ландшафта к воздействию техногенного фактора, даже при экстремальном его уровне. Эти исследования также подтверждают, ранее высказанную гипотезу [4] о том, что нарушения водного режима экосистем автономных ландшафтов в сторону иссушения в результате гибели чувствительных компонентов – мхов и лишайников (играют большую роль в регулировании водного режима экосистем) могут быть дополнительным стресс-фактором для сосудистых растений в условиях локальной зоны.

- 1. Кашулина Г.М. Экстремальное загрязнение почв выбросами медно-никелевого предприятия на Кольском полуострове // Почвоведение. 2017. № 7. С. 860-873.
- 2. Кашулина Г.М., Кубрак А.Н., Баскова Л.А., Коробейникова Н.М. Влияние длительного экстремального загрязнения выбросами комбината «Североникель» на содержание доступных для растений Р, К, Са и Мg в подзолах // Вестник МГТУ. Т. 19. №1/2. 2016. С. 184-193.
- 3. Kashulina G. Reimann C., Banks D. Sulphur in the Arctic environment (3). Environmental impact // Environmental Pollution, 2003. V. 124/1. P. 151-171.
- Kashulina G., Reimann C., Finne T.E., Halleraker J.H., Ayras M., Chekushin V.A. The state of the ecosystems in the Central Barents Region: scale, factors and mechanism of disturbance // The Science of the Total Environment, 1997. N. 206. P. 203-225.
- 5. Kashulina G., de Caritat P., Reimann C. Snow and rain chemistry around the "Severonikel" industrial complex, NW Russia: Current status and retrospective analysis // Atmospheric Environment. 2014. V. 89. P. 672-682.
- 6. Tikkanen E. and Niemela I. Kola Peninsula pollutants and forest ecosystems in Lapland. Finland's Ministry of Agriculture and Forestry, The Finnish Forest Research Institute. Gummerus Kirjapaino Oy Jyvaskyla, 1995. 82 p.
ГЕМАТОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ СИГА ОБЫКНОВЕННОГО (Coregonus lavaretus L.) В УСЛОВИЯХ АНТРОПОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ОЗ. КОВДОР)

Королева И.М., Терентьев П.М.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, koroleva@inep.ksc.ru

Определение гематологических показателей является частью ихтиологической экспертизы, позволяющей оценить физиологическое состояние рыб и проследить наличие и течение патологического процесса. Гематологические показатели изменяются в зависимости от температуры, гидрохимического режима (в том числе от загрязненности воды), состава кормов, сезона года, возраста и могут выступать в качестве специфических маркеров для оценки физиологического состояния организма рыбы.

Материалы и методы

Полевые работы проводились летом и осенью 2001-2008 гг. в оз. Ковдор, расположенном на западе Мурманской области (рис. 1).

На биологический анализ взято 78 сигов *Coregonus lavaretus* L., гематологические параметры определены у 30 экземпляров. Отбор крови осуществлялся у свежепойманных (не более 1-1.5 часов после изъятия из воды) рыб из хвостовой вены после отсечения хвоста. Концентрация гемоглобина измерялась в полевых условиях с использованием гемометра Сали. Подсчет эритроцитов велся в камере Горяева. Цитоморфологический анализ выполнялись по мазкам, окрашенным по Романовскому. Оценка состояния периферической крови рыб проводилась по процентному соотношению клеток эритроидного ряда, наличию патологических форм эритроцитов согласно принятым в отечественной гематологии методам [3, 4, 5].

Результаты и их обсуждение

Озеро Ковдор принадлежит к озерно-речной системе Пиренгских озер, располагающихся на северо-западе водосборного бассейна оз. Имандра, представляет собой озеровидное расширение р. Ковдора (рис. 1). Относится к группе небольших озер (площадь 0.54 км²), максимальная глубина 18 м, длина – 1.92 км, ширина от 0.48 км. Территория водосбора относится к лесотундровой зоне с высотами до 453.5 м. Озеро является приемником сточных вод промышленного происхождения («Ковдорский ГОК», занимающийся разработкой месторождения комплексных бадделеитапатит-магнетитовых руд) и хозяйственно-бытовых стоков одноименного города. Известно об аварийном поступлении нефтепродуктов с территории расположенного на его берегу железнодорожного транспортного узла. Вода озера относится к щелочным водам, несмотря на высокие уровни содержания сульфатов (табл. 1). Минерализация воды в оз. Ковдор, как в одном из самых загрязняемых водных объектов, доходит до 619 мг/л, а среднее значение – 233 мг/л. Отмечено высокое со-



Рис. 1. Карта-схема района исследования.

держание биогенов: Р_{общ}, мкгР/л – 213 (155-260) и N_{общ}, мкгN/л – 2654 (809-8820). Приоритетными загрязняющими веществами для оз. Ковдор являются соединения тяжелых металлов, Sr, Al, компоненты сточных вод горнорудного производства. Специфическими загрязнителями являются марганец, фосфаты, сульфаты, гидрокарбонаты, взвешенные вещества [1].

pH	Са, мг/л	Mg, мг/л	Na, мг/л	К, мг/л	SO ₄ , мг/л	Cl, мг/л	Fe, мкг/л	Al, мкг/л	Sr, мкг/л
<u>8.44</u>	<u>22.0</u>	<u>10.9</u>	<u>23.4</u>	<u>9.79</u>	<u>82</u>	<u>6.6</u>	<u>103</u>	<u>92</u>	<u>1110</u>
7.16-9.87	6.02-47.0	2.71-34.7.9	10.1-72.5	4.9-32.1	37-270	2.9-15	25-334	11-587	208-3700

Таблица 1. Гидрохимические параметры оз. Ковдор.

Сиги были представлены преимущественно малотычинковой формой с числом жаберных тычинок от 16 до 30. Возрастная структура включала 6 групп: от двухлетних до семилетних рыб. Масса сигов в уловах имела широкий предел колебаний от 17 г до 670 г. Высокая доля особей с отложением внутриполостного жира и анализ наполненности желудков свидетельствуют об удовлетворительных условиях нагула рыб. Половое созревание у самцов наступало в трехлетнем возрасте, у самок в четырехлетнем. Более половины особей в октябре имели гонады на IV стадии развития. Наличие готовых к нересту самцов и самок свидетельствует о возможности использовании данного водоема не только для откорма, но и для размножения [2].

Средняя навеска сигов, взятых на гематологический анализ, равнялась 266 г, средний линейный размер (*L*₂) – 27.9 см. Соотношение полов было 1:1.4 с преобладанием самок.

Содержание гемоглобина у сигов из озера было наиболее высоким по сравнению с популяциями из других исследованных нами субарктических водоёмов. Средняя величина уровня гемоглобина составила 120 г/л. Вместе с тем, количество эритроцитов – 0.95 млн./мм³ и уровень эритропоэза (2.3% незрелых эритроцитов) близки к показателям, рекомендованным как региональная физиологическая норма [6].

Анализ возрастных изменений гематологических показателей был начат с трехлетнего возраста. Наиболее высокий уровень гемоглобина имели сиги в возрасте 2+ – 3+. При наступлении половой зрелости, в нашем случае при достижении пятилетнего возраста, происходит наибольшее падение содержания гемоглобина – с 120 до 105 г/л.

Анализ половых различий в целом подтвердил закономерности, установленные для рыб из других водоемов. У пропускающих нерест самок содержание гемоглобина выше, чем у нерестящихся. Максимальное значение содержания гемоглобина имела четырехлетняя самка массой 230 г – 160 г/л. У нерестовых самок на IV стадии зрелости гонад количество гемоглобина и эритроцитов было самым низким и составляло от 100 до 110 г/л и от 0.82 до 1.1 млн./мм³ соответственно (табл. 2).

Покоротоли	Пол, стадия зрелости						
показатели	♂ IV	♀II	♀IV				
Гемоглобин (г/л)	$\frac{110}{82-140}$	90-160	$\frac{110}{100-110}$				
Эритроциты (млн./м ³)	0.92 0.73-1.4	0. <u>90</u> 0. <u>76-1</u> .7	0.82 0.82-1.1				
Количество рыб, экз.	12	15	3				

Таблица 2. Половые различия характеристик красной крови сига оз. Ковдор (2001-2004 гг.).

Многофакторное загрязнение оз. Ковдор вызвало изменения как количественных гематологических показателей – уровня гемоглобина, содержания форменных элементов крови, процентного соотношения различных групп клеток красной крови, так и качественных – морфологических характеристик и патологических изменений эритроцитов. Превышение уровня содержания гемоглобина у сигов из оз. Ковдор относительно других водоемов позволяет говорить о такой патологии Королёва И.М., Терентьев П.М. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.119



Микроциты, ув. × 1000



Незрелые эритроциты и анизоциты, ув. × 1000



Пойкилоцитоз эритроцитов, ув. × 1000

Пикноз ядер эритроцитов, ув. × 1000

Рис. 2. Примеры незрелых и патологических форм эритроцитов.

как «сгущение» крови. Аналогичная картина наблюдалась у сигов из района влияния подогретых вод Кольской АЭС [7].

В условиях загрязнения наблюдалось изменение формы эритроцитов, образование *пойкилоцитов* – клеток разнообразных, причудливых форм (рис. 2). Подобное дегенеративное явление наступает под влиянием на систему кроветворения разнообразных вредных факторов биологической и химической природы. В оз. Ковдор такими факторами могли выступить стоки Ковдорского горнообогатительного комбината и продукты разложения горюче-смазочных материалов. Клетки измененной формы встречались на мазке крови с частотой до 2.7 %. *Анизоцитоз* или разноразмерность считается дегенеративным явлением и говорит о функциональной недостаточности кроветворных органов. Образование микроцитов и шистоцитов вызывается кислородной недостаточностью, усилением обменных процессов или влиянием токсикантов. У рыб из оз. Ковдор анизоциты встречались с частотой 1-3 %. Из ядерных патологий наблюдался пикноз, который вместе с тем не носил массового характера.

Исследование гематологических показателей адаптации рыб в современных условиях антропогенного воздействия на водоемы позволяет глубже понять уровень и характер воздействия окружающей среды на организм и косвенно определить экологическое состояние водоема. Происходящие в крови рыб изменения могут служить одним из индикаторов степени токсичности или нетоксичности водной среды. Это дает основание считать ихтиогематологический метод достаточно чувствительным и рекомендовать его для использования как один из элементов в системе комплексного биологического мониторинга водных экосистем.

Выводы

- 1. Уровень содержания гемоглобина у сигов из озера Ковдор в среднем равен 115 г/л, количество эритроцитов – 0.92 млн/мм³. Данные показатели несколько выше показателей, установленных как региональная норма для субарктических пресных водоемов.
- 2. В условиях антропогенной нагрузки у рыб количество незрелых эритроцитов не превышало 3%, что свидетельствует о невысоком уровне интенсивности эритропоэза.
- 3. Наблюдавшиеся цитопатологии (анизо- и пойкилоцитоз, пикноз ядер) затрагивали небольшое количество эритроцитов и не выходили за границы физиологической нормы, что свидетельствует об удовлетворительных условиях существования рыб в оз. Ковдор.
- Происходящие в крови рыб изменения могут служить надежным индикатором степени токсичности воды и рекомендуются в качестве биомаркера на клеточном уровне в системе комплексного биологического мониторинга водных экосистем.

- Аннотированный экологический каталог озер Мурманской области: центральный и юго-западный районы Мурманской области (бассейны Баренцева и Белого морей и Ботнического залива Балтийского моря) / Под ред. Н.А. Кашулина. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2013. Ч. 1. 298 с.
- 2. Антропогенные изменения лотических экосистем Мурманской области. Ч. 1: Ковдорский район / Под ред. Н.А. Кашулина. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2005. 234 с.
- 3. Голодец Г.Г. Лабораторный практикум по физиологии рыб. М.: Пищепромиздат, 1955. 90 с.
- 4. Иванова Н.Т. Атлас клеток крови рыб. М.: Легкая и пищевая промышленность, 1983. 184 с.
- 5. Инструкция по физиолого-биохимическим анализам рыбы. М.: Изд-во ВНИИРХ, 1986. 53 с.
- 6. Королева И.М. Гематологические показатели сига обыкновенного Coregonus lavaretus в водоёмах Кольского севера // Тр. ВНИРО. 2016. Т. 162. С. 37-46.
- 7. Моисеенко Т.И. Теоретические основы нормирования антропогенных нагрузок на водоемы Субарктики. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1997. 261 с.

КОМПЛЕКСЫ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ ИЗ ОСАДКОВ ОЗЕРА ТРИДЦАТКА (КАРЕЛЬСКИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ)

Косова А.Л.¹, Денисов Д.Б.¹, Николаева С.Б.²

¹ Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, annkosova1976@yandex.ru ² Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, nikolaeva@geoksc.apatity.ru

Введение

В настоящее время в вопросах исследования динамики природной среды широко используются различные биоиндикаторы, захороненные в осадках. Одним из видов таких биоиндикаторов являются диатомовые водоросли. Они широко распространены, хорошо сохраняются в осадках и способны быстро менять видовой состав и структуру экологических групп в ответ на изменение экологической обстановки.

Материалы и методы

Материалом для данной работы послужили результаты диатомового анализа донных отложений (ДО) озера Тридцатки (66°47'129'; 32°23'043") с абсолютной отметкой уреза воды 49.6 м, расположенного в 11 км западнее Карельского берега Белого моря. Максимальная глубина озера 6.5 м, площадь – 0.45 км². Исходный материал представлен керном, полученным в результате бурения ДО в самом глубоком месте озера с помощью поршневого бура. С глубины 6.5 м были отобраны осадки мощностью 1 м. Диатомовый анализ ДО был проведен по стандартной общепринятой методике [2, 5], по схеме, используемой в ИППЭС КНЦ РАН [8], по 11 образцам с разными интервалами. Наиболее подробно изучены осадки с глубины 7.03-7.12 м. Нижняя часть разреза с глубины 7.50-7.12 м изучены с интервалом 10 см, верхняя часть с глубины 7.03-6.57 м изучены с интервалом 10-20 см. Определение всех обнаруженных в препаратах створок диатомовых водорослей, по возможности, до внутривидовых таксономических категорий, и их экологическая характеристика приведены согласно источникам [3, 4, 6, 7, 10, 11-14]. Номенклатуру приводили согласно международной альгологической базе данных [http://www.algaebase.org]. Подсчет и таксономическая идентификация диатомей осуществлялись с использованием светового микроскопа «Wild Leitz GMBH» (Туре 020-507.010) при увеличении в 1000 раз, с применением иммерсионного объектива. Радиоуглеродное датирование образца гиттии выполнено в лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ в Санкт-Петербурге. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «CalPal2007 HULU» Кёльнского университета 2007 года [www.calpal.de].

Результаты и обсуждения

Литологическое строение разреза донных отложений

В разрезе донных отложений, вскрытых при бурении, установлены следующие слои (номера слоев и их описание указаны сверху вниз от уреза воды):

(1) 6.50-7.08 м – гиттия темно-коричневая рыхлая, с шарообразными буровато-коричневыми включениями размером 0.1-0.15 см органического материала;

(2) 7.08-7.10 м – гиттия алевритистая слоистая с чередованием слойков темного и светлого цвета. Толщина слойков – от 0.3 до 0.9 см. Переход к вышележащему слою резкий, по светлому слойку.

(3) 7.10 – 7.38 м – алеврит опесчаненный от серого до светло-серого цвета с примесью песка, обогащенный ракушняковым детритом в виде тонких пластинок белого цвета. Переход к вышележащему слою резкий.

(4) 7.38 – 7.50 м – алеврит серого цвета с прослоями и линзами тонкозернистого песка, включениями зерен гравия и обломков пород диаметром до 3.5 см. Переход к вышележащему слою постепенный.

Косова А.Л. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.120

Диатомовый анализ

Всего в изученных отложениях было обнаружено 103 вида в 37 родах. Значимые изменения видового состава и структуры диатомовых комплексов по разрезу позволили выделить 4 диатомовые зоны, которые подтверждаются результатами кластерного анализа, выполненного на основе соотношения относительной численности диатомей. На рисунке изображена динамика относительной численности массовых видов диатомовых водорослей.



Диатомовая диаграмма массовых видов из донных отложений озера Тридцатка.

Зона I (интервал 7.38-7.50 м). В образце из данного интервала на глубине 7.48-7.50 м удалось обнаружить только спикулы губок. На глубине 7.38-7.40 м содержание диатомей предельно мало; единично были отмечены отдельные обломки створок морских и пресноводных видов, а также спикулы губок. В целом, эти образцы можно считать немыми. Выше по разрезу численность диатомей незначительно возросла, выявлено присутствие морского сублиторального вида *Rhabdonema minutum* Kütz., а также пресноводного *Aulacoseira alpigena* (Grun.) Кгатт. Вероятно, этот период соответствует формированию отложений в условиях приледникового водоема, где сказывалось влияние морских вод, о чем свидетельствует плохая сохранность створок диатомей и присутствие в осадках морских видов наряду с пресноводными.

Зона ІІ (интервал 7.10-7.38 м) соответствует, преимущественно, морскому седиментогенезу. В составе диатомовых ассоциации по численности преобладают северобореальные сублиторальные виды: Paralia sulcata (Ehrb.) Cleve, Hyalodiscus scoticus (Kütz.) Grun, Rhabdonema minutum, Cocconeis scutellum, виды рода Diploneis (особенно характерные для песчаных отложений), Achnanthes brevipes и другие широко распространенные в опресненной литорали современных морей виды. В группе олигаголобов представлены Aulacoseira alpigena (Grunow) Krammer, Cyclotella stelligera (Cleve & Grunow) Van Heurck, Cyclotella rossii Håkansson. Единичное присутствие в отложениях этой зоны створок пресноводных диатомей указывает на некоторую гидрологическую связь исследуемого водного объекта с пресными водоемами. В данной зоне сумма солоноватоводных и морских видов составляет более 90 %, из них полигалобы – 6.7-82.2 %; мезаголобы – 2.2-55 %; олигогалобы – 5-79.8 %. Доля морских видов максимальна в интервале ДО 7.28-7.30 м (82.2 %), выше по разрезу наблюдается их уменьшение и увеличение солоноватоводных видов, доля которых в интервале 7.18-7.20 м соответствует 54.9 %. Концентрации створок диатомей увеличивается вверх по разрезу от 13.6 тыс. ств./г до 6.6 млн.ств./г. Видовое богатство невелико, и увеличивается от нижних слоев к верхним от 8 до 34 видов в образце. Основу диатомовых ассоциаций составляют бентосные виды (33.4-64 %), космополиты (43-93 %). Увеличение доли бореальных и планктонно-бентосных форм отмечается в интервале ДО 7.18-7.20 м за счет значимого роста обилия *Paralia sulcata* (60 %). Этот вид является сублиторальным, тихопелагическим; населяет шельфовую зону морей, толерантен к абиотическим фактором среды, и служит маркером смены условий в экосистеме. Рост численности *Paralia sulcata* указывает на процессы распреснения морских вод [9].

Зона ІІІ (интервал 6.98-7.10 м). Интервал ДО 7.08-7.10 м составлен осадками переходной зоны от морских к озерным условиям седиментации. На этом этапе развития водоема происходит резкая смена видового состава и структуры диатомовых комплексов. Исчезают типичные морские планктонные диатомеи – Hyalodiscus scoticus, резко уменьшается доля мезогалобных видов (Paralia sulcata, Rhabdonema minutum) наряду с увеличением численности пресноводных до 80 % (Aulacoseira alpigena; Aulacoseira pfaffiana (Reinsch) Kramm.; Cyclotella stelligera; C. rossii). Значительно увеличивается доля планктонных форм (41 %), что свидетельствует об увеличении водности водоема. Основную часть диатомовых ассоциаций составляют виды-космополиты 65 %, доля бореальных видов уменьшается по сравнению с предыдущим интервалом ДО до 12.3 %, содержание арктоальпийских видов – 1.7 %. Для этой зоны характерны резкое увеличение концентрации диатомей в отложениях до 131.8 млн. ств./г, видовое богатство диатомей максимальное для разреза, но в целом невысоко, 55 видов в образце. Отмечено появление цист хризофитовых водорослей, которые являются, в основном, пресноводными организмами. В ДО с глубины 7.03-7.05 м концентрация диатомей выше, чем в предыдущем интервале ДО, 174.6 млн. ств./г, но меньше их видовое богатство. В образце обнаружено 36 видов. Полностью исчезли из состава диатомовых комплексов морские и мезогалобные формы, началось формирование пресноводных отложений. Основу диатомовых ассоциаций составляют планктонные виды (59%). Доля бентосных форм минимальная для разреза (14%). В этом интервале ДО отмечается максимальное для разреза содержание галобионтов (42 %). Согласно результатам радиоуглеродного датирования отложений этого интервала, отвечающих озерному осадконакоплению, соответствуют середине атлантического периода голоцена (6170±130 С¹⁴ лет. или 7060±160 календарных лет). Выше по разрезу (глубина 6.98-7.00 м) продолжает увеличиваться доля планктонный диатомей (63.2%), что указывает на увеличение объема воды и глубины озера в этот период по сравнению с предыдущими этапами. По отношению к солености доминирует группа индифферентов (65.8 %). Отмечено уменьшение доли галобионтов до 21 %, и увеличение доли галлофилов до 11.8 %. Концентрация диатомей и видовое обилие снижаются по сравнению с ниже лежащим интервалом ДО и соответствуют 109.1 млн.ств./г и 23 видам в образце.

Зона IV (интервал 6.57-6.90 м). Продолжается развитие пресноводного водоема. Диатомовые комплексы этой зоны составлены, преимущественно типичными пресноводными планктонными центрическим таксонами родов Aulacoseira и Cyclotella, характерных для субарктических озер с низким уровнем минерализации. Вверх по разрезу отмечается уменьшение доли планктонных диатомей до 46.4%, увеличение бентосных форм до 35 %, среди которых преобладают *Frustulia rhomboides* (Ehrenberg) De Toni, представители родов Eunotia и Brachysira. По отношению к pH среды преобладают индифференты (46-53 %), доля алкалифилов изменяется в диапазоне от 19 % до 34 %. В интервале ДО 6.57-6.60 м возрастает доля ацидофилов (до 26.2 %). Это свидетельствует об уменьшении глубины водоема, зарастании его берегов и некотором заболачивании. По отношению к географической приуроченности преобладают космополиты, бореальных видов становится меньше (2.4 %), а арктоальпийских – больше (9.5 %). В данной диатомовой зоне отмечается снижение концентрации створок до 62.4 млн. ств./г. Видовое богатство низкое, 40 видов в образце.

Заключение

Установлено, что стратифицированная толща ДО из озерной котловины формировалась в позднеледниковье – голоцене, образование пресноводного водоема произошло в конце атлантического периода в результате отделения от моря. При формировании пресноводных осадков условия развития диатомовой флоры не были стабильны.

- 1. Баринова С. С., Медведева Л. А., Анисимова О. В. Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: Piles Studio. 2006. 498 с.
- 2. Диатомовый анализ. Л.: 1949. Кн. 1. 240 с.; Кн. 2. 238 с.
- Диатомовый анализ: Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. Л.: Госгеолиздат. 1949. Кн. 2. 238 с.; 1950. Кн. 3. 398 с.
- 4. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Л.: Наука. 1974. Т. 1. 404 с.
- 5. Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука. 1985. 244 с.
- 6. Демодова С.В. Диатомовая флора муравинского межледниковья Беларуси. Минск: Экономпресс. 2013. 199 с.
- 7. Каган Л.Я. Диатомовые водоросли евро-арктического региона Аннотированная коллекция (древние и современные морские и пресноводные). Апатиты. Изд-во КНЦ РАН. 2012. 209 с.
- Косова А.Л., Малышева М.Б., Денисов Д.Б. К методике камеральной обработки проб для диатомового анализа донных отложений // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-17 сентября, 2011 г.). В 2 т. / Рос. Акад. Наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН. Апатиты; СПб, 2011. Т. 1. (A–K). С. 294-295.
- 9. Обрезкова М.С., Колесник А.Н., Семилетов И.П. Особенности распределения диатомей в поверхностных осадках морей Восточной Арктики России (на основе кластерного анализа) // Биология моря. 2014. Т. 40. № 5. С. 473-480.
- 10. An Atlas of British Diatoms / Ed. P. A. Sims. Bristol. 1996. 602 p.
- 11. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae, Subwasserflora von Mitteleuropa, V. 2 (1-4). Gustav Fisher Verlag, Stuttgart/Jena, 1988-1991.
- 12. Krammer K. The genus Pinnularia. In: H. Lange-Bertalot (ed.), Diatoms of Europe. 1: A.R.G. Gantner Verlag K.G. Vaduz. 2000. 703 p.
- 13. Krammer K. Cymbella. In: H. Lange-Bertalot (ed.), Diatoms of Europe. 3: A.R.G. GantnerVerlag K.G., Ruggell. 2002. 584 p.
- 14. Krammer K. Cymbopleura, Delicata, Navicymbula, Gomphocymbellopsis, Afrocymbella. In: H. Lange-Bertalot (ed.), Diatoms of Europe, 4: A.R.G. Gantner Verlag K.G. Ruggell. 2003. 530 p.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ХИБИНСКОМ МАССИВЕ И ЕГО ОКРЕСТНОСТЯХ: НОВЫЕ ДАННЫЕ

Мазухина С.И.¹, Пожиленко В.И.², Дрогобужская С.В.³, Сандимиров С.С.⁴

¹Горный институт КНЦ РАН, simazukhina@mail.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, pozhil@geoksc.apatity.ru

³ Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Drogo sv@chemy.kolasc.net.ru

⁴ Научно-исследовательский центр медико-биологических проблем адаптации человека в Арктике КНЦ РАН, sand1966@ramglrt.ru

Исследователи России и зарубежных стран, занимающиеся медико-экологической оценкой загрязнения питьевой воды, указывают на связь здоровья населения с химическим составом подземных вод и антропогенных включений. На формирование химического состава подземных вод оказывают многочисленные природные и антропогенные факторы, в том числе химические составы пород и поверхностных вод. В работе рассмотрен комплекс геологических, физико-химических и медико-экологических задач. В настоящее время качество питьевых вод оценивается по СанПину (сравнение с ПДК элементов или соединений), но в работе [5] указано на необходимость учитывать еще и соотношение некоторых элементов.

Целью работы является обнаружение изменения химического состава природных вод, формирующихся в пределах Хибинского массива и его ближайшего обрамления, в зависимости от состава пород области водосбора и от антропогенного влияния с помощью физико-химического моделирования (программный комплекс (ПК) «Селектор») и современных прецизионных методов анализа. Для исследований был произведен отбор проб подземных вод из источников, пользующиеся популярностью у жителей Апатитско-Кировского района (точки 1-5), поверхностных и подземных вод в районе реки Малая Белая (точки 6-8), а также подземных вод из скважин водозабора «Предгорный» в p-не п. Коашва Кировского района (точки 9-13) и водозабора «Центральный» в p-не г. Кировска (точки 14-19) (рис. 1).



Рис. 1. Расположение на топографической карте точек (красные кружки) и участков (красные овалы) отбора проб воды из родников и скважин на территории Кировского и Апатитского районов.

Для расчета химических равновесий авторы использовали ПК «Селектор», в его последней модификации [8]. Применительно к исследуемым гидрохимическим системам создана базовая модель «вода–порода–газ–органическое вещество», включая широкий спектр независимых компонентов (37) и до 435 компонентов водного раствора (включая растворенные газы, большое число потенциально возможных в равновесии твердых фаз (180) и 76 газовых компонентов. Необходимая термодинамическая информация взята из встроенных в ПК баз данных.

Полный гидрохимический анализ показал присутствие в водах таких элементов как уран, молибден, серебро, барий, что пополнило базу данных химического состава подземных вод. Для физико-химического моделирования были сделаны выборки химических анализов наиболее распространенных пород, слагающих юго-восточную часть Хибинского массива, как основную область водосбора. Анализ результатов, полученных с помощью моделирования взаимодействия «вода–порода» и аналитических данных, позволил отделить породное влияние от антропогенного, природный химический состав вод от состава профильтрованных рудничных (антропогенных). Установлено, что на формирование химического состава подземных вод водозабора «Предгорный» оказывают влияние химические составы пород и поверхностных вод, содержащие кислород, нитраты и хлор, которые влияют на значения pH (уменьшая их) и на формы миграции алюминия, марганца, железа и других элементов.

Водозабор «Центральный»

Постоянно действующий водозабор «Центральный» снабжает питьевой водой население г. Кировска с 1977 года. В 1985-1988 гг. было установлено, что практически во всех эксплуатируемых скважинах водозабора содержание алюминия превышает значения ПДК (0.5 мг/л). Содержание алюминия в воде одной и той же скважины составляет от 0.05 до 1.48 мг/л. Комплекс работ, выполненный сотрудниками МГРЭ в долинах приозерных низменностей озер Малый и Большой Вудъявр в 1991-1998 гг., не позволил установить причину природного некондиционного качества подземных вод по Al и pH [7]. Результаты исследования вод водозабора «Центральный» 2017 г. показывают, что в четырёх скважинах наблюдаются высокие значения pH, концентрации Al, Na, HCO₃⁻ и Eh<0 (табл.1, Б – водозабор «Болотный», водами которого разбавляют воды из скважин водозабора «Центральный»). Ранее, в работе [2], была дан прогноз подобной ситуации, а в работе [1] оценен возраст вод водозабора. Иными словами – усиленная эксплуатация водоносных скважин водозабора «Центральный» приводит к «подсосу» некондиционных древних вод.

Параметры	Концентрации некоторых компонентов, мг/л								
параметры	Скв. 10	Скв. 9	Скв. 7	Скв. 3	Скв. 5	Б			
В	0.0163	0.0169	0.015	0.015	0.015	0.013			
Na	29.2	21.8	11.5	13.1	17.5	5.74			
Mg	0.042	0.025	0.002	< 0.0001	0.0083	0.081			
Al	0.35	0.84	0.97	1.07	0.89	0.085			
Si	1.90	1.65	1.91	1.76	1.76	2.86			
Р	0.023	0.029	0.019	0.032	0.015	0.014			
K	4.15	2.40	1.19	1.17	1.70	1.66			
Ca	0.075	0.24	0.027	0.0079	0.113	0.89			
HCO ₃ -	46.2	40.7	26.3	30.9	37.7	17.6			
pH	8.97	9.39	9.63	9.57	9.46	7.72			
Eh, мВ	-108	-130.4	-145.9	-141.8	-134.6	-36.8			

Таблица 1. Результаты анализа состава подземных вод водозабора «Центральный».

Кондиционность этих вод может быть достигнута специальной водоподготовкой (разбавлением богатыми кислородом водами, созданием отстойников, взаимодействием этих вод с геохимическими барьерами и т.д.).

Родники, используемые жителями г. Апатиты как источник питьевой воды

Пополоти	Родник 1		Род	ник 3	Родник 5	
Параметр	А.Д	P.M.	А.Д	P.M.	А.Д	P.M.
pН	8.22	8.50	7.03	7.13	8.03	8.28
Eh. B		0.748		-0.205		0.765
Ca	34.3	3.24E+01	46.8	4.48E+01	22.3	2.16E+01
Na	6.01	6.00	24.9	2.49E+01	5.15	5.13
K	4.19	4.19	3.14	3.14	0.79	7.87E-01
Mg	4.98	4.76	6.50	6.24	1.32	1.28
Sr ²⁺	0.188	1.83E-01	0.17	1.64E-01	0.059	5.83E-02
Fe	0.076	7.64E-02	0.15	1.46E-01	0.67	6.65E-01
Fe ²⁺	-	9.05E-14	-	1.46E-01	-	1.79E-12
Fe(OH) ₃	-	1.00E-02	-	4.32E-12	-	8.68E-02
Fe(OH) ₄	-	6.36E-03	-	1.19E-13	-	3.28E-02
FeSO ₄	-	1.76E-13	-	4.68E-04	-	3.06E-14
FeO ₂	-	2.26E-03	-	4.24E-14	-	1.17E-02
HFeO ₂	-	1.01E-01	-	4.37E-11	-	8.79E-01
FeO ⁺	-	4.03E-03	-	4.14E-11	-	5.82E-02
FeOH ⁺	-	3.58E-15	-	2.28E-04	-	4.13E-14
Mn	0.0023	2.29E-03	0.032	3.23E-02	0.144	1.44E-01
Mn ²⁺		2.28E-03		3.23E-02		1.44E-01
MnSO ₄		2.56E-05		7.12E-05		1.69E-03
MnOH+		3.11E-06		1.85E-06		1.22E-04
MnF ⁺		3.71E-08		_		2.38E-06
MnCl ⁺		2.29E-08		_		2.81E-07
Р		5.50E-03	0.015	1.53E-02	0.0094	9.40E-03
NO ₃ -	0.67	6.69E-01		6.20	0.62	3.98E-01
HCO ₃ -	104.4±11.5	1.34E+02	155±17.1	2.28E+02	64.6±7.1	7.70E+01
O ₂		3.23		-		7.93
CO ₂		1.03		4.03E+01		9.93E-01
H ₂ S				5.61		
CH ₄				7.81E-04		
HS-				3.35		
Ag	0.0016	1.64E-03	0.0034	3.44E-03	0.0034	3.36E-03
Ag ⁺		3.97E-11		1.92E-14		1.23E-10
AgNO ₃		2.45E-03		1.06E-05		4.57E-03
Ag(HS) ₂				5.53E-03		
U	0.0015	1.51E-03	0.00049	4.93E-04	0.00011	1.16E-04
HUO ₄ -		3.14E-04		3.62E-15		1.53E-05
UO ₃		1.52E-03		4.03E-13		1.25E-04
UO ₂ OH ⁺		7.84E-07		4.95E-15		1.07E-07
UO ₂				5.59E-04		
Ba ²⁺	0.0181	1.80E-02	0.0196	1.96E-02	0.0048	4.75E-03
BaCO ₃		1.26E-04		9.17E-06		1.16E-05
С. моль				5.10		

Таблица 2. Аналитические данные (АД) и результаты моделирования (РМ) вод родников и подземных вод в окрестностях г. Апатиты (T = 3 ° C, P = 1 бар, мг/л).

В исследуемых источниках, расположенных в окрестностях г. Апатиты (рис. 1), содержащих кислород, железо находится в трехвалентной форме. Самые высокие концентрации кальция, натрия, нитрата и гидрокарбоната – в водах родника, расположенного, практически, в г. Апатиты, за железной дорогой (табл. 2, родник 3). Это указывает на антропогенное загрязнение этих вод: воды насыщены углеводородами, содержат сероводород и метан. В бальнеологических железистых водах железо находится, в основном, в двухвалентной форме. Формы миграции и других поливалентных элементов (уран, марганец и др.) зависят от окислительно-восстановительных условий, что, видимо, будет оказывать влияние на здоровье населения. В работе [9] особое внимание уделено сведениям о связи наиболее распространенных и опасных онкологических заболеваний с составом используемых подземных вод, загрязненных химическими веществами. Риск повышения уровня этих заболеваний во многих исследованиях связывают с обнаружением в подземных водоисточниках канцерогенных органических соединений антропогенного происхождения. Согласно проведенным исследованиям, этот родник необходимо взять под особый контроль.

К категории «относительно нормальная экологическая ситуация» относится ситуация, когда соотношение Ca/Sr > 100 [5]. Соотношения Ca/Sr в указанных источниках составляют 182, 275, 376, соответственно, т.е. в трех источниках соотношение превышает 100 (табл. 2). Предварительный анализ результатов показывает, что из обследованных объектов вода наилучшего качества в напорной скважине, расположенной в районе 10-го км по дороге «Апатиты–аэропорт Хибины».

Поверхностные и подземные воды в долине р. Малая Белая

В 2006-2008 гг. в долине р. Малой Белой для водоснабжения г. Апатиты и его пригородов были проведены независимые экспертные исследования при участии экспертов Геологической службы Финляндии (GTK) и Горного института Кольского научного центра РАН [3, 4].

Анализ результатов мониторинга вод колодца, поверхностных и подземных вод долины реки Малой Белой показал, что самые низкие концентрации по кальцию, магнию, стронцию, железу, серебру и барию содержатся в скважине 1 долины реки Малая Белая (точка 6 на рис. 1), при высоких показателях pH (больше 9) и концентрации фтора (4.5 мг/л). Концентрации всех элементов вод реки Малая Белая и подземных вод из скважины входят в интервалы концентраций чистых поверхностных вод по результатам обследования в 2001 г и результатам моделирования взаимодействия «вода-порода» [6, стр. 60-66]. Относительно высокие концентрации кальция, натрия, магния, калия, нитрата и гидрокарбоната позволяют сделать вывод о загрязнении вод точки 8 (рис. 1). Соотношения Ca/Sr в указанных объектах составляют 56, 19, 38 соответственно, т.е. во всех объектах ниже 100. Соотношения Ca/P составляют 518, 91, 68 соответственно. Такая ситуация, скорее всего, должна быть отнесена к категории «чрезвычайной экологической ситуации» [5].

Таким образом, показано, что уже в подземных (чистых) водах выявленные соотношения Ca/P и Ca/Sr могут приводить к болезням костей у населения. Результаты исследования 2017 г. приводят к выводу о необходимости проведения дополнительных исследований указанных районов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Министерства образования и науки Мурманской области в рамках научного проекта №17-45-510640 «Геохимическая оценка подземных вод Хибинского массива (возраст и идентификация происхождения подземных вод, химический состав, формы миграции элементов)».

- 1. Гудков А.В., Каменский И.Л., Мелихова Г.С., Скиба В.И., Токарев И.В., Толстихин И.Н. Тритийгелий-3 метод и его применение для датирования подземных вод (на примере Кировского горнопромышленного района, Мурманская область) // Геохимия. 2014. № 5. С. 1-8.
- Калинников В.Т., Мазухина С.И.. Максимова В.В., Маслобоев В.А., Чудненко К.В. Физикохимические факторы некондиционности химического состава природных вод Хибинского массива // ДАН. 2014. Т. 458. № 5. С. 551-554.
- Конухин В.П., А.А. Козырев, А.О., Орлов, Ю.Г. Смирнов. Исследование подземных источников для города Апатиты // Экология и промышленность России. 2010. С. 52-54.

- 4. Конухин В.П., Козырев А.А., Орлов А.О., Смирнов Ю.Г. Исследование подземных источников для водоснабжения городов Заполярья экологически чистой водой на примере города Апатиты // Арктика: Экология и экономика. 2012. № 2 (6). С. 58-65.
- 5. Кравченко С.М. Кальций-фосфорные отношения в геохимических ландшафтах и его влияние на здоровье человека // Геоэкология. 1998. № 1. С. 30-36.
- 6. Мазухина С.И. Формирование поверхностных и подземных вод Хибинского горного массива Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2012. 173 с.
- Отчет о результатах разведки подземных вод для водоснабжения г. Кировска Мурманской области за 1991-1998 гг. (с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1999 г.) (отв. исп. Н.А. Максимова) // Фонды Комитета природных ресурсов по Мурманской области. Мурманск. 1999.
- 8. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение приложения. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео». 2010. 287 с.
- 9. Эльпинер Л.И., Зекцер И.С. Междисциплинарный подход к оценке использования подземных вод для питьевых целей // Водные ресурсы. 1999. Т. 26. № 4. С. 389-39.

ВОЗРАСТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭЛЕМЕНТНОГО СТАТУСА ДЕТЕЙ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Петров В.Н., Терещенко П.С.

¹ Научно-исследовательский центр медико-биологических проблем адаптации человека в Арктике КНЦ РАН, Апатиты, petrov_ombp@admksc.apatity.ru

Аннотация

Изучен минеральный состав волос детей проживающих в Арктической зоне России. Установлено, что элементный статус детей зависит от пола ребенка, особенностей его развития и образа жизни. Выявлены различия в химическом составе волос детей проживающих в Мурманской области по таким элементам, как: натрий, магний, алюминий, калий, кальций, марганец, медь, цинк, мышьяк, селен, рубидий, стронций, серебро, кадмий и свинец. Отмечено, что интенсивное накопление минеральных веществ в организме происходит в период полового развития ребенка.

Ключевые слова: волосы детей, минеральный состав, элементный статус, химические элементы, минерализация, токсичные и условно токсичные элементы, жесткость воды.

Введение

Дефицит жизненно важных химических элементов или их избыток, неблагоприятные климатогеографические условия могут способствовать снижению здоровья населения проживающего в Арктическом регионе [1].

По данным Н.А. Агаджанян [2], содержание химических элементов в волосах является интегральным показателем, отражающим длительное воздействие на организм человека комплекса эколого-физиологических факторов, таких как уровень содержания химических элементов, в окружающей среде, поступление их с пищей, возраст и пол, состояние пищеварения и выделительных систем организма, а также связано с местом жительства. Волосы человека накапливают химические элементы в больших количествах.

В результате проведенных сравнительных исследований было показано, что у женщин влияние элементного статуса на изучаемые показатели выражено в меньшей степени, чем у мужчин. У женщин по сравнению с мужчинами в волосах наблюдается существенно более высокое содержание Са и Mg и низкое содержание K, Na, Fe [3].

В тканях здорового организма концентрация меди в течение всей жизни поддерживается строго постоянной. В организме существует система, препятствующая накоплению Си в тканях путем ограничения всасывания, или стимуляции выведения.

Отмечено, что серебро (Ag) снижает сродство селена (Se) не геномным железосодержащим белкам, тем самым снижая их активность в качестве переносчиков электронов. Вызываемый серебром дефицит селена Se можно предотвратить увеличением содержания Se и токоферола (витамина E) в диете [4].

По распространенности в природе железо (Fe) уступает только алюминию (Al). Дефицит железа во всем мире остается наиболее частой причиной анемий.

Материалы и методы

Для изучения элементного анализа проб волос были обследованы группы дошкольников и подростков с. Ловозеро и г. Апатиты Мурманской области в 2017 г.

Волосы отбирались не менее чем с пяти точек головы (затылочной, височной, теменной, лобной областей). Пряди срезались ножницами из нержавеющей стали, предварительно обработанных спиртом, в нескольких миллиметрах от корня, упаковывались в пакеты. При взятии образцов записывали возраст, пол, полное имя, адрес проживания. Волосы исследовали, согласно методике, представленной в работе [5]. Анализ данного биоматериала является наиболее удобным и отличается простотой забора и хранения биоматериала. Все образцы волос были собраны и проанализированы согласно требованиям МАГАТЕ и методическим рекомендациям Министерства здравоохранения СССР и Федерального центра государственного санитарно-эпидемиологического надзора РФ [6].

Полученные результаты о содержании химических элементов в волосах жителей Апатиты и Ловозеро Мурманской области сравнивали с нормативными границами содержания элементов в волосах жителей средней полосы России.

Образцы изучали по 35 элементам: Алюминий (Al), Барий (Ba), Бериллий (Be), Бор (B), Ванадий (V), Германий (Ge), Железо (Fe), Йод (I), Кадмий (Cd), Калий (K), Кальций (Ca), Кобальт (Co), Кремний (Si), Литий (Li), Магний (Mg), Марганец (Mn), Медь (Cu), Молибден (Mo), Мышьяк (As), Натрий (Na), Никель (Ni), Олово (Sn), Ртуть (Hg), Рубидий (Rb), Свинец (Pb), Селен (Se), Серебро (Ag), Стронций (Sr), Сурьма (Sb), Талий (Tl), Титан (Ti), Фосфор (P), Хром (Cr), Цезий (Cs), Цинк (Zn).

Исследования проводили на масс-спектрометре с индуктивно связанной аргоновой плазмой Agilent 7900, с программным обеспечением «MassHunter», с использованием печи микроволнового разложения «Mars 5». Аналитические исследования были проведены в научно-исследовательской лаборатории элементного анализа научно-исследовательского отдела биоиндикации ФГБУ «Всероссийского центра экстренной и радиационной медицины им. А.М. Никифорова» МЧС России, г. Санкт-Петербург. Для статистического анализа результатов использовали программное обеспечение Statistica 6.0.

Результаты и обсуждения

Для исследования минерального состава волос детей проживающих в различных муниципальных образованиях Мурманской области. Выбрали детей, как наиболее оседлую и не подверженную влиянию производственных факторов часть населения. В таблице 1 приведены результаты исследований по 22 химическим элементам, по которым выявлены отклонения от концентрации в волосах жителей средней полосы России. Результаты представлены в мкг/г по группам обследованных детей без учета пола ребенка.

В таблице 2 приведены данные о количестве детей с выявленными превышениями концентраций химических веществ.

Из представленных данных в таблице 2, обращает внимание то, что почти у всех обследованных детей, как у мальчиков, так и у девочек дошкольников и подростков было превышение нормы по концентрации **натрия** (в 100 % случаев) и **калия** (36-80 % случаев). Высокая концентрация **магния** до 50 % отмечалась только у девочек- подростков с. Ловозера; девочек дошкольниц – 20 %, девочек-подростков– 56 % г. Апатиты. Такая же закономерность отмечалась у девочек дошкольниц с. Ловозера по **кальцию** – 57 % и **марганцу** – 21 %, девочек дошкольниц г. Апатиты по **кальцию** у 27 %, по **марганцу** – у 7 %. У девочек-подростков г. Апатиты по **кальцию** у 56 %, по **марганцу** у 11 %.

Особо хочется отметить частоту встречаемости высокой концентрации таких «токсичных» химических элементов как: алюминий среди девочек, как с. Ловозеро, так и г. Апатиты в пределах 22-43 %. В то же самое время у мальчиков различных возрастных групп и проживающих в разных населенных пунктах высокого содержания алюминия не отмечается. Свинец в повышенных концентрациях встречается у девочек дошкольниц с. Ловозера у 50 %, а также у девочек дошкольниц г. Апатиты у 47 % и девочек-подростков у 22 %. Повышенное содержание мышьяка встречается у мальчиков-подростков с. Ловозеро в 18 % случаях, мальчиков дошкольников г. Апатиты – 10 %, девочек дошкольниц г. Апатиты – 13 %.

«Условно-токсичные» элементы: повышенная концентрация **стронция** встречается у 50 % девочек-подростков Ловозера и 27 % девочек дошкольниц, у 56 % девочек-подростков г. Апатиты; превышение по **олову** встречается у 27 % девочек дошкольниц г. Апатиты и в 7 % случаев у девочек-подростков с. Ловозеро.

Превышение по **кадмию** и **рубидию** встречается у девочек и мальчиков дошкольников с. Ловозеро. Повышенное содержание **кадмия** выявляется у 56 % девочек-подростков г. Апатиты. Единичные случаи встречаются у девочек и мальчиков подростков и дошкольников с. Ловозеро и г. Апатиты.

	атутЧ	0.35	0.25	0.54	0.69	0.29	0.38	0.19	0.20	0.01- 2.00
	тапьдоЯ	0.06	0.09	0.10	0.31	0.07	0.03	0.04	0.03	0.05-0.50
іасти.	доЙ	0.13	0.13	0.11	0.11	0.61	1.25	0.15	0.24	0.100- 4.200
й обл	нэпэЭ	0.69	0.21	0.65	0.25	1.31	0.30	2.54	6.63	0.50- 2.20
анско	адэМ	9.24	2.03	8.68	1.89	13.77	3.74	13.85	16.64	5.70- 15.00
Мурм	нбтиТ	3.72	3.13	5.92	7.87	6.64	3.87	7.06	16.22	0.048- 14.00
ний]	Никель	1.75	1.03	1.36	0.71	1.56	0.51	0.78	0.55	0.10- 2.00
a30Ba	pop	3.57	2.57	2.87	0.63	3.12	0.56	3.26	0.78	0.10- 3.50
ых обр	лниД	66.22	38.78	145.98	37.88	97.35	48.22	193.89	70.64	170.00- 230.00
пальн	ояопО	1.72	1.00	1.24	1.41	3.72	2.76	0.93	0.74	0.05- 5.00
ници	Марганец	0.91	0.41	1.30	1.61	1.04	0.49	0.68	0.38	0.10- 1.00
IX My.	йидидүд	1.22	0.85	0.68	0.65	1.09	0.59	0.33	0.38	0.001-001-000
личны	жашыМ	0.10	0.02	0.11	0.05	0.16	0.19	0.10	0.09	0.001-0
й раз	йимдьЯ	0.24	0.17	0.10	0.10	0.21	0.12	0.17	0.19	0.01- 0.25
дете	Свинец	3.76	2.74	1.56	1.63	6.02	5.53	1.94	1.94	0.10- 5.00
посах	Магний	28.64	5.45	126.47	96.72	71.39	100.86	86.09	50.86	35.00- 90.00
B B0.	йилнодтЭ	0.86	1.00	5.15	6.28	4.05	5.95	4.75	5.60	0.30- 5.00
ментов	йилальЯ	444.40	131.87	975.22	797.54	792.31	960.77	782.24	439.26	350.00- 700.00
лэце х	йинимон.А	31.59	13.39	26.05	18.55	33.18	13.11	17.70	13.44	6.00- 30.00
чески	odðagað	0.64	0.76	1.61	3.01	1.59	2.62	2.49	7.25	0.001-0.300
ів хими	йипьЯ	2049.31	1742.98	1134.44	846.80	2034.07	1264.32	678.35	404.35	30.00- 1000.00
. Соста	йиqтьН	1954.05	1485.12	967.41	737.17	1818.09	1243.93	1007.04	563.90	70.00- 260.00
аца 1	Ша	$\mathbf{X}_{\mathrm{cp.}}$	ь	$\mathbf{X}_{\mathrm{cp.}}$	ь	$\mathbf{X}_{\mathrm{cp.}}$	υ	X cp.	ь	
Табл	Возрастная гру	Дошкольники	N=25	Подростки	N=25	Дошкольники	N=25	Подростки	N=25	Норматив
	Регион	0	odəsco	аоП		I	TNTb	ĥПA		

сах
опо
BB
TB
lec
зеп
IX I
CKI
эни
IMI
I XI
цил
rpa
(eH
THC
A K
иел
Іен
PIII
peb
CI
ей
цет
BO
SCTI
юч
гоу
2. F
ца ,
ШЦ
La6
L

	атутЧ	0	0	0	2	0	0	0	0
	тапьдоЯ	0	0	0	7	0	0	0	0
	доЙ	0	0	0	0	0	7	0	0
	нэпэЭ	0	0	0	0	0	0	12	0
	адэМ	0	0	0	0	0	7	0	11
	нвтиТ	0	0	0	7	0	0	0	11
	Никель	6	7	6	0	0	0	0	0
	dog	6	7	0	7	0	0	0	11
	лниД	0	0	0	0	0	0	12	11
	ояопО	0	0	0	7	0	27	0	0
энт, %	Марганец	0	7	0	21	0	7	0	11
Элеме	йидидүү	18	14	0	7	10	0	0	0
	якашıаM	0	٢	18	7	10	13	9	0
	йимдьЯ	27	21	0	7	10	7	9	56
	Свинец	9	50	0	7	10	47	0	22
	йинтвМ	0	0	0	50	0	20	9	56
	йилнодтЭ	0	0	0	50	0	27	9	56
	Кальций	0	7	0	57	0	27	9	56
	йинимол.А	0	43	0	29	0	33	0	22
	odoodoO	18	43	6	57	20	60	0	67
	йипьЯ	64	79	36	36	70	80	19	11
	йнqтьН	100	100	100	64	100	100	100	78
	поП	M	ж	Μ	ж	М	ж	M	ж
Возрастная группа		L	Дошкольники		подростки	Π	Дошкольники	Потисони	подростки
	Регион	Ловозєро				атитьпА			

Следует отметить, что в группах девочек проживающих в г. Апатиты и с. Ловозеро, как у дошкольников, так и подростков отмечалась высокая концентрация **серебра** у 43 % и 57 %, соответственно, что коррелирует с количеством детей у которых превышения концентрацией **селена** не отмечалось. У тех мальчиков-подростков г. Апатиты, у которых отмечалась невысокая концентрация **селена** только в 12 % случаев, отсутствовало превышение концентрации **серебра**. Можно предположить, что повышенный уровень **серебра** в волосах девочек отражают воздействие окружающей среды. Волосы обычно накапливают серебро при обработке их, такими веществами как красители или отбеливатели. Природу возникновение повышенного уровня серебра в волосах девочек мы пока объяснить не можем.

Отмечается превышение концентрации **цинка** у 11 % подростков девочек и 12 % мальчиков г. Апатиты. **Цинк** необходим для регенерации тканей, формирования Т- и В-клеточного иммунитета, процессов выработки антител, функций естественных клеток-киллеров [7].

Из представленных данных обращает внимание то, что сочетание таких химических веществ как: бор, алюминий, рубидий, серебро и титан и их превышение норм выявлены только у одной девочки дошкольницы с. Ловозеро.

Выводы

Повышенная концентрация химических элементов в волосах дошкольников и подростков с. Ловозеро и г. Апатиты по таким химическим элементам как натрий и калий объясняется особенностью развития детского организма. В дошкольном возрасте продолжается рост и функциональное совершенствование всех органов и систем, развитие интеллектуальных способностей. Увеличение длины тела в год составляет в среднем 5-8 см, массы тела – около 2 кг [8]. По мере роста и развития человека минерализация его костей увеличивается, достигая оптимальных значений к концу полового созревания. Оно продолжается у мальчиков с 13 до 16 лет, у девочек – с 12 до 15 лет. В этот период наблюдается дальнейшее увеличение скорости роста, что касается всех размеров тела. В подростковом возрасте происходит перестройка основных физиологических систем организма. Темпы роста у девочек выше, чем у мальчиков. Различия в содержании повышенных концентраций таких элементов как магний, кальций, марганец, стронций, серебро и алюминий, возможно, объясняется интенсивностью роста девочек этого возраста.

Почти для всех северных территорий характерны слабоминерализованные мягкие питьевые воды и почвы с бедным микроэлементным составом [9]. Ранее в нашей статье было показано, что взаимосвязи между химическим составом, жесткостью (низкой концентрацией кальция и магния) питьевой воды, подаваемой населению Мурманской области, и уровнем заболеваемости населения данного региона не выявлено [10]. Однако следует отметить, что при низкой концентрации минеральных солей в питьевой воде Кольского полуострова, высокая концентрация этих элементов встречается в организме детей. Значительное присутствие алюминия в водах Мурманской области, употребляемых населением, отражается и на концентрации этого элемента в организме девочек дошкольниц и подростков с. Ловозеро и г. Апатиты [11]. Особо следует отметить, что поступления свинца в организм возможно с ягодами, собираемые вблизи дорог, особенно около горнорудных карьеров, где работают тяжелая техника. Мышьяк, возможно, попадает в организм при употреблении продуктов сельского хозяйства, обработанных химикатами на основе мышьяка. При этом необходимо принимать во внимание, что значительная часть продуктов поступает в районы Крайнего севера из различных регион России, а также из зарубежных стран. Природу возникновение повышенного уровня серебра в волосах девочек мы пока объяснить не можем. Необходимо отметить, что интерпретация полученных данных по элементному составу волос зачастую затруднительна по причине многофакторности воздействий и особенностей реакции организма.

Литература

1. Агаджанян Н.А. «Экологический портрет человека на Севере / Н.А. Агаджанян, Н.В. Ермакова // М.: Крук. 1997. 206 с.

- 2. Агаджанян Н.А. Элементный портрет человека: заболеваемость, демография и проблема управления здоровьем нации / Н.А. Агаджанян, А.В. Скальный, В.Ю. Детков // Экология человека. 2013. № 11. С. 3-12.
- Бонитенко Е.Ю. Элементный статус населения России Ч.1. Общие вопросы и современные методические подходы к оценке элементного статуса индивидуума и популяции / Бонитенко Е.Ю. (и др.); под ред. А.В. Скального, М.Ф. Киселева // Спб.: Медкнига «ЭЛБИ-СПб». 2010. 416 с.
- 4. Барашков Г.К. Медицинская бионеорганика. Основы, аналитика, клиника / Г.К. Барашков // М.: Изд-во «БИНОМ». 2011. С. 512.
- Скальный А.В. Оценка элементного статуса популяции в генетической донозологической диагностике / А.В. Скальный, В.А. Демидов, М.Г. Скальная // Вестник СПб ГМА им. И.И. Мечникова. 2001. № 2-3 (2). С. 64-67.
- 6. Методические указания. М.: Федеральный центр Госсанэпиднадзора Минздрава России, 2003. С. 56.
- Скальная А.В. О пределах физиологического (нормального) содержания Са, Mg, P, Zn и Cu в волосах человека / М.Г. Скальная, В.А. Демидов, А.В. Скальный // Микроэлементы в медицине. 2003. №4 (2). С. 5-10.
- 8. Безруких М.М. Возрастная физиология (физиология развития ребенка) / М.М. Безруких, В.Д. Сонькин, Д.А. Фарберг // 4-е издание. Изд-во: «ACADEMA». 2010. С. 115.
- 9. Федорец Н.Г. Почвы Карелии: геохимический атлас / Н.Г. Федорец [и др.] отв. ред. В.И. Крутов Рос. акад. наук, Карел. науч. центр. Ин-т леса // М.: Наука. 2008. 44 с.
- 10. Петров В.Н., Терещенко П.С., Мегорский В.В. Сравнительный анализ уровня заболеваемости населения и минерального состава воды артезианских скважин в Арктической зоне и средней полосе России // Вестник КНЦ РАН. Апатиты. 2017. № 4 (9). С. 28-35.
- 11. Петров В.Н., Терещенко П.С., **Мегорский** В.В. Изучение влияния минерального состояния питьевой воды на уровень заболеваемости населения в Апатитско-Кировском регионе Мурманской области // Морская медицина. Санкт-Петербург. 2017. Т. 3. № 3. С. 86-93.

ЦИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ВАРИАБЕЛЬНОСТИ СЕРДЕЧНОГО РИТМА У ГОРНОРАБОЧИХ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Пожарская В.В., Мартынова А.А., Петрашова Д.А.

Научно-исследовательский центр медико-биологических проблем адаптации человека в Арктике КНЦ РАН, Anamumы, vika_pozharskaja@mail.ru

Мурманская область является регионом с развитыми горнодобывающей, энергетической, металлургической отраслями промышленности. В связи с этим, на организм жителей региона влияют не только факторы, связанные с климатическими особенностями среды (полярная ночь, полярный день), географическое положение (зона авроральных явлений) и т. п., но и различные техногенные токсиканты, попадающие в окружающую среду в результате разработки различных месторождений полезных ископаемых и дальнейшего их использования в различных отраслях промышленности. Особенно это касается работников горнорудного производства, чья профессиональная деятельность связана с интенсивным воздействием факторов производственной среды и трудового процесса, обусловливающих высокий риск травматизма и нарушения здоровья. Особый вклад в здоровье работников горнорудного производства вносят специфические условия труда, связанные с характером добычи руды и ее составом, в частности, в отдельных случаях, содержащих природные примеси радионуклидов [4; 7; 6]. Так как влияние экстремальных климатогеографических условий Арктического региона оказывает существенное влияние на здоровье проживающих на данной территории людей [1; 5; 3], необходимо изучать механизмы сохранения, формирования и укрепления здоровья в процессе развития и реализации потенциала человека с учетом генетических, физиологических, психологических и других особенностей различных групп населения.

Одним из методов оценки и контроля цито- и генотоксических эффектов, проявляющихся в результате воздействия специфических условий труда и особенностей места проживания человека в районах Крайнего Севера и местностях, приравненным к данным районам является микроядерный тест на лимфоцитах периферической крови и буккальном эпителии. Функциональное состояние организма человека можно оценить с помощью вариабельности сердечного ритма (ВСР), которая позволяет выявить влияние вегетативной нервной системы (ВНС) на сердечно-сосудистую систему, которая в свою очередь является индикатором эффективности адаптационных процессов в организме человека [2].

В 2013-2015 гг. были проведены комплексные исследования, направленные на выявление степени воздействия особенностей производственной среды на организм человека. Исследовались цито- и генотоксические эффекты на клеточном уровне, а также отклонения в функциональном состоянии организма в зависимости от условий труда работников горнорудного производства (Мурманская область), связанного с подземной добычей и обогащением лопаритовой руды, содержащей естественные примеси радионуклидов. Исследования проводились в рамках ежегодного профилактического осмотра и включали в себя забор биоматериала (венозная кровь, соскоб буккального эпителия с внутренней стороны щеки) для цитогенетического анализа и измерение ВСР у работников горнорудного производства мужского пола (391 человек), средний возраст которых составил 42.9 \pm 0.6 лет. Группа сравнения была сформирована из 140 мужчин со средним возрастом 39.3 \pm 1.7 лет, не работающих в условиях, связанных с производственной вредностью.

Установлено, что на частоту цитогенетических нарушений основное влияние оказывают производственный стаж и возраст работников. В связи с этим, для исключения вклада возрастного фактора, наиболее целесообразно проводить оценку цито- и генотоксических эффектов природных источников ионизирующего излучения с помощью микроядерного теста на лимфоцитах крови и буккальном эпителии на возрастной группе 20-30 лет. Для этой группы характерны меньший уровень патологий, накопленных с возрастом, и более низкая вероятность смены места работы по состоянию здоровья или за счет карьерного роста [8; 9].

Проведенные исследования показали, что цитогенетические особенности в лимфоцитах периферической крови, вызванные облучением смешанными источниками ионизирующего излуче-

ния природного происхождения, у лиц, подверженных данному воздействию в период работы, проявляются в более высокой частоте двуядерных лимфоцитов с микроядрами относительно одновозрастной группы лиц, не имевших в анамнезе факторов радиационных воздействий. Учет всех типов лимфоцитов в культурах цельной крови показал, что в крови контрольной группы число полиядерных клеток меньше, чем у группы добровольцев подверженных хроническому облучению, что свидетельствует об уменьшении продолжительности клеточного цикла у горняков [10]. Возрастание частоты многоядерных клеток в группе горняков, по сравнению с группой сравнения, также может свидетельствовать о воздействии ионизирующей радиации на процесс цитокинеза, нарушение которого может приводить к появлению многоядерных клеток.

В первые годы трудовой деятельности возрастает общая частота цитогенетических нарушений в клетках буккального эпителия, в частности, растет частота встречаемости клеток с микроядрами, а также увеличивается частота встречаемости клеток с признаками нарушения пролиферации. Эти изменения происходят на фоне снижения интенсивности апоптоза и увеличения скорости обновления буккального эпителия, которое проявляется в возрастании частоты встречаемости клеток буккального эпителия с конденсацией хроматина ядра. Таким образом, у горнорабочих в первые несколько лет трудовой деятельности клетки буккального эпителия с нарушениями элиминируются с меньшей скоростью и мы, вероятно, наблюдаем накопительный эффект. Полученные результаты согласуются с литературными данными о том, что у людей цикл адаптивной перестройки в новой экологической и климатической зоне с субэкстремальными условиями длится 2-3 года [11]. Следовательно, начало работы в условиях горнорудного производства можно отнести к новому стрессовому воздействию на организм, в том числе и на клеточном уровне.

Оценка кардиогемодинамических показателей рабочих занятых на подземных работах показала повышение частоты сердечных сокращений (ЧСС) и артериального давления, что на фоне снижение временных показателей (SDNN, RMSSD, ms), свидетельствует о напряжении регуляторных систем организма и подавлении активности автономного контура регуляции сердечного ритма (СР). Организм, реагируя на воздействие со стороны окружающей среды, выбрасывает химические медиаторы – в частности катехоламины, способствующие увеличению частоты сердечных сокращений и артериального давления, что приводит к избыточному центральному контролю сердечного ритма (СР) и артериального давления. Повышение ЧСС, вместе со снижением мощности низких (LF, ms²) и высоких (HF, ms²) частот у горняков, так же свидетельствует об истощении вегетативной регуляции миокарда и увеличении нагрузки на сердечно-сосудистую систему. Увеличение вклада очень низкочастотной компоненты (VLF, %), являющуюся индикатором энергодефицитных состояний, в суммарную мощность спектра (ТР) у горняков, может свидетельствовать о истощении энергетических ресурсов организма, и нарушении вегетативного баланса. Подтверждением этому, является снижение мощности всех спектральных характеристик СР (ТР, HF, LF, VLF, ms²), что приводит к смещению вегетативного баланса (LF/HF) в звеньях регуляции АНС сердечного ритма в сторону усиления симпатических и нейрогуморальных влияний. В результате чего усиливается напряжение регуляторных механизмов (SI, у.е.), что отражается на снижении адаптационного потенциала. Следовательно, можно предположить, что затраты организма на физиологическую адаптацию к тяжелым физическим условиям труда усиливают тенденцию развития дизадаптивных процессов. Сравнение влияния возрастных и производственных условий на ВСР показало, что с возрастом влияние производственных условий труда на ВСР снижается, преобладает влияние возрастных изменений работы СР. Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о напряжении механизмов регуляции ВСР у горняков, что может быть следствием комплексного воздействия производственных факторов труда. Снижение высокочастотных волн (HF), увеличение низкочастотных (LF) и «очень» низкочастотных (VLF) компонент спектрального диапазона сердечного ритма характеризует преобладание центральной регуляции ВСР за счет доминирующего влияния симпатического звена, что отражает истощение механизмов оптимальной физиологической регуляции ВСР.

Таким образом, перспективность освоения Арктики позволяет предположить, что и в дальнейшем в Мурманской области с каждым годом будут увеличиваться масштабы хозяйственной де-

ятельности человека, при которой, вероятно, будут увеличиваться объемы трудовых ресурсов, задействованных в проведении различных работ, постоянно или временно проживающих на территории региона. Наличие экстремальных климатогеографических условий Арктического региона, оказывающих существенное влияние на здоровье проживающих на данной территории людей, делает необходимым комплексные исследования здоровья населения Севера. В результате проведенных цитогенетических исследований установлено, что на частоту встречаемости цитогенетических нарушений работников одного из предприятий горнорудного производства Евро-Арктического региона основное влияние оказывают производственный стаж и возраст работающих в данных условиях, изменение процессов цитокинеза и скорости пролиферации клеток также зависит от вида трудовой деятельности человека. Условия труда также проявляются и в вегетативной дисфункции в регуляции ВСР. Проведенные исследования показывают необходимость проведения дальнейших научных работ по выявлению механизмов адаптации человека к условиям проживания и труда, что позволит сформулировать рекомендации по улучшению качества жизни населения, повышению эффективности труда и профессиональному долголетию в суровых условиях Севера.

Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность за помощь в организации исследований д.б.н. Наталье Константиновне Белишевой и главному врачу ГОБУЗ Ловозерская ЦРБ Ольге Борисовне Цыпышевой.

- 1. Анисимов В.Н., Виноградова И.А., Букалев А.В., Борисенков М.Ф., Попович И.Г., Забежинский М.А. Панченко А.В., Тындык М.Л., Юрова М.Н. Световой десенхроз и риск злокачественных новообразований у человека: состояние проблемы // Вопросы онкологии. 2013. Т. 59. № 3. С. 302-313.
- 2. Баевский Р.М., Берсенева А.П., Лучицкая Е.С., Слепченкова И.Н., Черникова А.Г. Оценка уровня здоровья при исследовании практически здоровых людей. М.: Слово. 2009. 100 с.
- 3. Белишева Н.К. Вклад высокоширотных гелиогеофизических агентов в заболеваемость населения Евро-Арктического региона // Вест. Ураль. мед. академ. науки. 2014. № 2 (48). С. 5-11.
- 4. Белишева Н.К., Мельник Н.А., Балабин Ю.В., Буркова Т.Ф., Талыкова Л.Ф. Вклад техногенных и природных источников ионизирующего излучения в структуру заболеваемости населения Мурманской области // Вестник КНЦ РАН. 2013. № 4. С. 9-28.
- 5. Белишева Н.К., Петров В.Н. Проблема здоровья населения в свете реализации стратегии развития Арктической зоны Российской Федерации // Тр. КНЦ РАН. Апатиты. 2013. Вып. 4. С. 151-173.
- 6. Мартынова А.А., Михайлов Р.Е., Пряничников С.В., Белишева Н.К. Особенности вариабельности сердечного ритма у работников горнорудного производства в Мурманской области // Экология человека – Архангельск. 2017. № 3. С. 31-37.
- Петрашова Д.А., Белишева Н.К., Пелевина И.И., Мельник Н.А., Зользер Φ. Генотоксические эффекты в буккальном эпителии горняков, работающих в условиях облучения природными источниками ионизирующего излучения // Изв. Самарского научного центра Российской академии наук. 2011. Т. 13. № 1(7). С. 1792-1796.
- 8. Петрашова Д.А., Пожарская В.В. О проблеме анализа многофакторного воздействия в цитогенетических исследованиях на примере микроядерного теста в клетках буккального эпителия человека // Тр. XII Всероссийской (с международным участием) научной школы «Математические исследования в естественных науках», посвящённой 100-летию со дня рождения д.г.-м.н. А.Б. Вистелиуса. Апатиты, 26-27 октября 2015 г. Апатиты: Изд-во К & М. 2015. С. 189-197.
- 9. Пожарская В.В., Петрашова Д.А. Роль особенностей учета цитогенетических аномалий при оценке воздействия генотоксических факторов окружающей среды на примере лимфоцитов крови человека // Тр. XII Всероссийской (с международным участием) научной школы «Математические исследования в естественных науках», посвящённой 100-летию со дня рождения д.г.-м.н. А.Б. Вистелиуса. Апатиты, 26-27 октября 2015 г. Апатиты: Изд-во К & М. 2015. С. 197-205.
- Пожарская В.В., Петрашова Д.А. Цитогенетические нарушения в лимфоцитах периферической крови у горнорабочих Мурманской области в возрасте до тридцати лет // Вест. науки и образования. 2016. № 10 (22). С. 15-19.
- 11. Физиология человека / под ред. В.М.Покровского, Г.Ф.Коротько. М. 2003. 656 с.

ТЕХНОГЕННЫЕ ЧАСТИЦЫ В СОВРЕМЕННЫХ АНТРОПОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА УРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ (НА ПРИМЕРЕ Г. ЕКАТЕРИНБУРГА)

Селезнев А.А.¹, Ярмошенко И.В.¹, Малиновский Г.П.¹, Илгашева Е.О.¹, Киселева Д.В.²

¹ Институт промышленной экологии УрО РАН, Екатеринбург, sandrian@rambler.ru ² Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

Современные антропогенные отложения на урбанизированных территориях являются относительно мало изученным компонентом. Верхняя часть геологического разреза городских территорий, искусственно созданные городские ландшафты, отдельные их компоненты претерпевают постоянную трансформацию [1]. Образующийся на поверхностях рыхлый осадок, продукт процессов современного седиментогенеза, – самостоятельная фация, являющаяся одним из основных геохимическим барьеров урбанизированной среды. Использование современных антропогенных отложений как геоиндикаторного компонента позволяет получать информацию о состоянии окружающей среды городской территории [2, 3]. Изучение состава и свойств современных антропогенных отложений является значимым для понимания механизмов геохимической трансформации окружающей среды города. Морфология и химический состав частиц отложений позволяют:

- выявить корреляции между элементным составом отложений и техногенных частиц,

- определять источники микроэлементов в компонентах окружающей среды,

- выявлять процессы, приводящие к накоплению поллютантов,

– определять механизмы переноса и накопления тяжелых металлов в современных отложениях [4, 5].

В настоящей работе изучалась морфология и химический состав, также проводилась классификация обнаруженных в современных антропогенных отложениях техногенных частиц. Исследование проводилось на примере г. Екатеринбурга. В качестве объекта исследования выбрана поверхностная фация отложений – отложения в локальных понижениях микрорельефа (иначе говоря, осадок или грязь из луж) на территориях жилых кварталов. Отбирались пробы компонентов окружающей среды, участвующих в формировании отложений. В разных географических частях города в пределах улично-дорожной сети, на разных зонах литогенного субстрата выбрано шесть экспериментальных площадок – типичных микроландшафтов (кварталов с многоэтажной застройкой). На площадках проводился отбор проб:

 – снега на ненарушенных участках снежного покрова, снегогрязевой смеси (пульпы) и наледи на тротуарах, обочинах и дорогах, парковках, из куч и навалов, на внутридворовых проездах, детских площадках, газонах в зимний период;

 – почв и грунтов, отложений локальных понижений микрорельефа на газонах, детских площадках, организованных и неорганизованных парковках, дорожной пыли летом.

После разделения проб компонентов окружающей среды на гранулометрические фракции из навесок 0.1-0.25 и 0.25-1 мм под бинокуляром МБС-10 с выделялись техногенные образования. Частицы фотографировались с помощью оптического микроскопа Axioplan 2 фирмы Carl Zeiss и бинокулярного микроскопа MБС-10, оснащенных фотоаппаратом Olypmus C-5060. Химический состав частиц и структура частиц определялись методом сканирующей электронной микроскопии (CЭM). Исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV фирмы Japanese Electron Optics Laboratory с интегрированной системой энергодисперсионного анализа (ЭДС) INCA Energy 350 X-Max 50 фирмы Oxford INCAEnergy. На СЭМ исследовались поверхности объектов без предварительной подготовки. Для повышения контраста изображения напылялось углеродное покрытие. С одной частицы снималось 4-27 изображений поверхности в отраженных электронах в зависимости от однородности поверхности, числа включений и их визуального разнообразия: 2-16 изображений на основе частицы, до 19 изображений получали с инклюзий. Изображение поверхности, полученное СЭМ, включало процентное содержание элементов. Элементный состав основы и включений частиц определялся усреднением содержания элементов с полученных изображений. Исследования проводились в ЦКП «Геоаналитик» на базе ИГГ им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН.

Всего было отобрано 60 проб компонентов окружающей среды на территориях кварталов. Было получено 32 техногенных частицы. Проанализированные техногенные частицы могут быть отнесены к 13 различным типам:

 четыре вида шлаков (гранулированные, камневидные, стекловидные и шлаки металлургического производства),

- микросферы (сферулы) (силикатные, силикатно-железистые, железные),

– фольга,

- стекло битое,

- стружка нержавеющей стали,

- обломки строительных материалов (кирпич, штукатурка),

- частицы шин.

Гранулированные шлаки представляют угловатые полупрозрачные образования черного или темно-коричневого цвета, размер частиц 0.5-1мм. Камневидные шлаки представляют полупрозрачные окатанные образования, серого, темно-коричневого, темно-зеленого цвета размером 0.5-0.8 мм. Частицы стекловидного шлака имеют размер 0.5-1 мм и выглядят как частицы желтоватого, коричневого цвета с характерным для стекла раковистым изломом. Частицы металлургического шлака непрозрачные, угловатые, неокатанные, черного цвета, размер 0.4-1 мм.

Частицы сферической формы разного цвета и структуры рассеяны в материале отобранных компонентов окружающей среды. Силикатные микросферы самые крупные, имеют размеры от 0.5-1 мм. Размер силикатно-железистых микросфер 0.45-0.75 мм. Структура силикатных и силикатно-железистых микросфер корродированна, на их поверхности видны каверны, углубления и трещины. Так же присутствуют гладкие микросферы. Микросферы не являются идеальными шариками, чаще сплюснуты или имеют неправильную форму. Железистые сферулы отличаются правильной шарообразной формой и небольшими размерами (3-80 мкм). Они, в отличие от силикатных и силикатно-железистых, имеют полигональную структуру.

Обломки строительных материалов образуют два типа частиц: обломки кирпичей и штукатурки. Первые характеризуются хорошей степенью окатанности и красно-коричневым цветом. Раз-



Рис. 1. Усредненный состав частиц шлаков, полученный с помощью ЭДС.

а – гранулированные шлаки, б – камневидные шлаки, в – стекловидные шлаки, г – металлургические шлаки.



Рис. 2. Усредненный состав сферических частиц, полученный с помощью ЭДС. а и б – силикатные микросферы, в – железистые.

мер составляет 500-700 мкм. Частицы штукатурки тонкие, уплощенные, характеризуются высокой хрупкостью, от светло-серого до белого цвета. Размер частиц редко превышает 800 мкм. При съемке на оптическом микроскопе имеют изотропную структуру.

Частицы автомобильных шин чаще всего удлиненные, с гладкой поверхностью, непрозрачные, матовые. Цвет таких частиц черный, размер от 200 до 800 мкм.

Усредненный состав частиц шлаков, полученный с помощью ЭДС, представлен на рис. 1. Усредненный состав сферических частиц представлен на рис. 2.

В исследованных компонентах окружающей среды в г. Екатеринбурге техногенные частицы составляют до 30 % от объема твердого материала в зимний период и до 25 % в летний. В зимний период наибольшие выпадения частиц шлака наблюдаются в центральной, северной и восточной частях города, наименьшие – в южной и юго-западной.

Техногенные частиц в современных антропогенных отложениях могут быть в дальнейшем использованы как маркер процессов современного седиментогенеза на урбанизированной территории для изучения потоков миграции и выявления депо техногенного вещества и поллютантов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-60044 мол_а_дк.

- 1. Экология города (под ред. Н.С. Касимова). М. : Научный мир. 2004. 624 с.
- Селезнев А.А. Эколого-геохимическая оценка состояния урбанизированной среды на основе исследования отложений пониженных участков микрорельефа (на примере г. Екатеринбурга). [Текст]: дисс. канд. геол.-мин. наук: 25.00.36: защищена 26.03.2015: утв. 01.07.2015 / Селезнев Андриан Анатольевич. Екатеринбург, 2015. 141 с.
- 3. Селезнев А.А. Оценка возраста загрязнения грунтов на урбанизированных территориях с использованием датирования по содержанию цезия-137 / А.А. Селезнев, И.В. Ярмошенко, А.Н. Медведев // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 4. С. 329-336.
- Bourliva A. On the morphology, geochemical characteristics and magnetic properties of urban road dust particles from the historic center of the city of Thessaloniki, Greece / A. Bourliva, N. Kantiranis, L. Papadopoulou, E. Aidona, C. Christoforidis, and P. Kollias // Proceedings of the 12th International Conference on Environmental Science and Technology. Rhodes, Greece. 2011. A-238 – A-245.
- 5. Gieré R. Lumpkin. Micro- and nanochemistry of fly ash from a coal-fired power plant / R. Gieré, L. E. Carleton, and G. R. Lumpkin // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 1853-1865.

МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ФОНА ДЛЯ ГРУНТОВ НА УРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ

Селезнев А.А., Ярмошенко И.В.

Институт промышленной экологии УрО РАН, Екатеринбург, sandrian@rambler.ru

Формирование геохимических условий на урбанизированной территории начинается в момент закладки ландшафта при планировке. Исходное состояние содержания элементов в компонентах естественного и антропогенного происхождения определяет состояние компонентов ландшафта урбанизированной среды. Со временем геохимические условия трансформируются вследствие загрязнения и природно-антропогенных геологических процессов и явлений. Также в уже существующий ландшафт могут добавляться новые компоненты (при застройке территорий, обновлении тротуарных покрытий и проведении ремонтных работ), модифицируя геохимические условия.

Оценка экологического состояния урбанизированной территории осложняется постоянно происходящими современными процессами осадконакопления. Современные антропогенные отложения депонируют поверхностные миграционные потоки поллютантов за время существования ландшафта. Реконструкция геохимического фона на момент начала формирования ландшафта является важной задачей для оценки экологического состояния урбанизированной территории. В работе предлагается метод реконструкции начальных геохимических условий для грунтов на урбанизированной территории. Метод предлагается использовать для современных антропогенных отложений из локальных понижений микрорельефа.

В методе использована концепция геохимических базовых концентраций («geochemical baseline concept») [1-3]. Базовый уровень представляет содержание элемента в компоненте окружающей среды в определенное время, в том числе на момент формирования ландшафта. В методе для реконструкции геохимического фона используется связь между концентрацией поллютанта и типоморфного элемента.

Суть метода сводится к выделению антропогенного вклада в концентрацию поллютанта. На рис. 1 (а-в) проиллюстрирована концепция предложенного подхода. Проведено моделирование изменения геохимических условий на примере выборки из 100 сгенерированных пар концентраций элементов. Геохимическим условиям при загрязнения соответствует рис. 1-а. Связь между концентрациями поллютанта и типоморфного элемента аппроксимируется уравнением линейной регрессии y = a x + b, где y – концентрация потенциального поллютанта, x – концентрация типоморфного элемента. Содержание поллютанта в ландшафте на момент его формирования фоновое и характеризует начальные геохимические условия.

На рис. 1-б смоделировано загрязнение 20 % случайно выбранных проб. Частичное загрязнение выборки изменяет вид распределения концентраций поллютанта, в то время как распределение типоморфного элемента остается неизменным.

Высокое загрязнение соответствует рис. 1-в, смоделировано загрязнение всех проб. Вид распределения концентраций поллютанта при этом изменяется, распределение концентрации типоморфного элемента остается неизменным. Этот случай моделирует достаточно интенсивное загрязнение и также может соответствовать большему времени существования ландшафта и продолжительному периоду загрязнения.

Задача по восстановлению геохимического фона на урбанизированной территории сводится к реконструкции рис. 1-а на основе рис. 1-б и 1-в. Предлагается ввести функцию веса W, с которым концентрация поллютанта входит в уравнение регрессии y = a x + b. Вес обратно пропорционален концентрации поллютанта. Функция веса подобрана как: $W_i = 1/(y_i - 0.95 \cdot \min(y_{i-5} \dots y_{i+5}))^{\delta}$, где δ – по-казатель степени, i-индекс соответствующий номеру при ранжировании концентраций типоморфного элемента в выборке по возрастанию, y – концентрация потенциального поллютанта.

В случае отсутствия корреляции между поллютантом и типоморфным элементом в начальный момент формирования ландшафта, функция у упрощается до константы. Такой случай соответствует территории, представляющей комплекс из компонентов природно-антропогенного про-



Рис. 1. Моделирование загрязнения на урбанизированной территории: до загрязнения (1-а), частичное загрязнение (1-в), высокое загрязнение (1-в).



Рис. 2. Результаты оценки фонового содержания Pb на основе предложенного подхода и фоновой концентрации, рассчитанной из связи Pb с Cs-137 (включая CO).



Рис. 3. Результаты оценки фонового содержания Zn на основе предложенного подхода и фоновой концентрации, рассчитанной из связи Zn с Cs-137 (включая CO).



Рис. 4. Результаты оценки фонового содержания Си на основе предложенного подхода и фоновой концентрации, рассчитанной из связи Си с Cs-137 (включая CO).

исхождения, может также интерпретироваться как комплексный характер загрязнения компонента окружающей среды.

На территории г. Екатеринбурга в 2008-2012 была реализована программа опробования отложений локальных понижений микрорельефа [4]. В отложениях методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой определялись валовые концентрации металлов Pb, Zn, Cu, и Fe, методом гамма-спектрометрии определялась концентрация Cs-137. На основе исследования отложений проведена эколого-геохимическая оценка урбанизированной территории [5]. По связи концентраций металлов Pb, Zn и Cu с Cs-137 восстановлены фоновые концентрации металлов для грунтов в г. Екатеринбурге. Этот подход использован в качестве альтернативного к предложенному в настоящей работе, для верификации предлагаемого метода.

На основе предложенного подхода проведена оценка геохимического фона металлов Pb, Zn и Cu. Результаты представлены на рис. 2-4, показана средняя концентрация при известной средней концентрации Fe в выборке (с учетом стандартной ошибки (CO)).

Полученные фоновые концентрации для металлов Pb, Zn и Cu (с учетом стандартной ошибки) соответствуют оценкам геохимического фона, полученным на основе корреляции этих металлов с техногенным радиоактивным изотопом Cs-137 [6].

Содержание типоморфного элемента Fe обусловлено химическим (минеральным) составом почвенного субстрата, нежели антропогенным воздействием. Основная проблема предложенного подхода в выборе значения индекса δ. Чтобы найти подходящее значение δ, требуется альтернативный способ оценки геохимического фона. Для этого в работе использованы результаты оценок на основе датировки загрязнения грунтов по Cs-137.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-60044 мол а дк.

- 1. Reimann C. Geochemical background concept and reality / C. Reimann, R. G. Garrett // Science of the Total Environment. V. 350. N (1-3). P. 12-27.
- Salminen R. Considerations regarding the definition of a geochemical baseline of elements in the surficial materials in areas differing in basic geology / R. Salminen, V.Gregorauskiene // Applied Geochemistry. 2000. N 15(5). P. 647-653.
- 3. Matschullat J. Geochemical background can we calculate it? / J. Matschullat, R. Ottenstein, C. Reimann // Environmental Geology. 2000. N 39(9). P. 990-1000.
- 4. Селезнев А.А. Оценка загрязнения тяжелыми металлами городской среды на основе исследования современных антропогенных отложений / А.А. Селезнев, И.В Ярмошенко, А.П. Сергеев, А.С. Савастьянова, А.Ю. Рахматова // Экологические системы и приборы. 2016. № 10. С. 39-47.
- 5. Селезнев А.А. Эколого-геохимическая оценка состояния урбанизированной среды на основе исследования отложений пониженных участков микрорельефа (на примере г. Екатеринбурга). [Текст]: дисс. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.36: защищена 26.03.2015: утв. 01.07.2015 / Селезнев Андриан Анатольевич. Екатеринбург. 2015. 141 с.
- 6. Seleznev A.A. 137Cs in puddle sediments as timescale tracer in urban environment / A.A. Seleznev, I.V.Yarmoshenko, A.P. Sergeev // Journal of Environmental Radioactivity. 2015. N 142. P. 9-13.

УГЛЕВОДОРОДНЫЕ РЕСУРСЫ АРКТИЧЕСКОГО МАКРОРЕГИОНА

Серова Н.А.

Институт экономических проблем им. Г.П. Лузина КНЦ РАН, Апатиты, serova@iep.kolasc.net.ru

На сегодняшний день углеводородное сырье является основным источником удовлетворения потребности мирового сообщества в энергоресурсах, и, несмотря на замедление глобального энергопотребления, которое наметилось на мировых энергетических рынках, в перспективе зависимость человечества от углеводородов будет не только сохраняться, но и усиливаться.

Одним из самых богатых регионов в мире по обеспеченности углеводородами является Арктический макрорегион. Однако из-за его слабой изученности, особенно шельфа Северного Ледовитого океана, полной и достоверной оценки запасов арктических углеводородов на сегодняшний день не существует. Так, согласно оценкам Геологической службы США (USGS) в Арктике содержится около 22-25 % мировых запасов нефти и газа [8]. Потенциальные запасы нефти в этом регионе оцениваются экспертами USGS в 95,7 млрд. баррелей нефти, 49.45 трлн. м³ природного газа, 44.7 млрд. баррелей газоконденсата [9, с. 151-161].

По данным экспертов из американского Национального нефтяного Совета (National Petroleum Council) на Арктический регион приходится до 25 % всех неразведанных ресурсов углеводородов. Потенциальные углеводородные ресурсы оцениваются в 95.7 млрд. баррелей нефти, 49.45 трлн. м³ природного газа и 44.7 млрд. бар. газового конденсата, а в целом общий потенциал углеводородных ресурсов Арктики составляет около 105.7 млрд. баррелей нефти, 64.5 трлн. м³ природного газа и 47 млрд. баррелей газового конденсата (табл.) [7].

· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·								
	Нефть, млрд. бар.		Газ, т	рлн.м ³	Газ. кон., млрд.бар.			
	Суша	Шельф	Суша	Шельф	Суша	Шельф		
НЕРАЗВЕДАННЫЕ РЕСУРСЫ								
Арктическая зона РФ	12.6	17.9	4.80	28.25	4.4	23.1		
Другие приарктические страны	12.2	53.0	3.19	13.21	2.7	14.5		
США	9.9	21.9	2.64	4.01	2.4	3.4		
Норвегия	0.1	4.5	0.03	3.24	0.0	1.0		
Канада	1.4	11.3	0.34	2.21	0.2	1.3		
Гренландия	0.8	15.3	0.18	3.75	0.1	8.8		
PA	ЗВЕДАНІ	ные ресу	УРСЫ					
Арктическая зона РФ	4.6	0.5	5.31	5.12	1.0	0.5		
Другие приарктические страны	1.8	3.1	3.24	1.36	0.0	0.8		
CIIIA	1.4	0.7	2.88	0.81	0.0	0.7		
Норвегия	0.0	0.9	0.0	0.23	0.0	0.1		
Канада	0.4	1.5	0.36	0.32	0.0	0.0		
Гренландия	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		

Общий потенциал углеводородных ресурсов Арктики, 2015 г.

Источник: составлено автором по данным National Petroleum Council.

По оценке экспертов USGS почти 75 % неразведанных запасов углеводородов находятся на шельфе Северного Ледовитого океана. При этом около 30 % запасов нефти находится на Аляске, а запасы природного газа сосредоточены преимущественно на российском шельфе (в Западно-Сибирском бассейне и в восточной части Баренцева моря).

Отечественная наука также имеет огромный опыт изучения геологии и оценки ресурсов углеводородов Арктики. Формирование современных представлений о геологии и нефтегазоносности арктических бассейнов связано с именами Н.А. Богданова, А.Э. Конторовича, Ю.Е. Погребицкого, В.Е. Хаина и др. Наиболее значительный вклад в формирование современных представлений о геологии и нефтегазоносности арктических бассейнов внесла научная школа выдающегося исследователя геологии Арктики и Северного Ледовитого океана академика И.С. Грамберга. Еще в начале 2000-х гг., выполняя сравнительный анализ геологии и нефтегазоносности океанов Земли, И.С. Грамберг пришел к выводу о четкой зависимости между масштабом нефтегазоносности континентальных окраин океанов и уровнем их геологической зрелости [2, с. 3-19]. По его мнению, океаны, находящиеся на ранней стадии развития, к которым относится Северный Ледовитый океан, наиболее богаты запасами углеводородов. Это заключение подтверждается и исследованием Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, согласно которому начальные геологические ресурсы углеводородов в Северном Ледовитом океане в нефтяном эквиваленте составляют от 90 до 252 млрд. тонн, в Атлантическом и Индийском океанах от 35 до 70 млрд. тонн, а в Тихом, самом древнем океане всего 10-25 млрд. тонн [4, с.7-17].

В настоящее время в Арктическом макрорегионе добывается десятая часть общемировых объёмов нефти и четверть природного газа. При этом на континентальных окраинах арктических морей, реализуются лишь единичные проекты – в США (на Аляске), Норвегии (в Баренцевом море) и России (в Печорском море). Так, на арктическом континентальном шельфе США добыча ведется только в море Бофорта, а все морские нефтяные проекты осуществляются на удалении не более 10 миль от побережья, причем месторождения разрабатываются либо с берега путем бурения горизонтальных скважин, либо с искусственных островов. К самым большим морским месторождениям относятся нефтяное Endicott (запасы оцениваются в 570 млн. баррелей нефти) и Point McIntyre (590 млн. баррелей нефти и 17 млрд. м³ газа) [1, с. 96].

На сухопутной территории американского сектора Арктики добыча ведется на Северном склоне Аляски, потенциал неразведанных углеводородных запасов которого составляет 15.908 млрд. баррелей нефти и газоконденсата и около 2.86 трлн. м³ природного газа [7]. Крупнейшим месторождением Северного склона является газонефтяное месторождение Prudhoe Bay, запасы которого оцениваются в 2.449 млрд. баррелей нефти и 707.8 млн. м³ природного газа. Кроме того, огромную территорию Северного склона занимают Национальный нефтяной резерв (запасы по разным оценкам составляют от 600 млн. до 1.6 млрд. баррелей нефти и от 1.458 трлн. м³ до 1.773 трлн. м³ природного газа) и Арктический национальный заповедник (запасы составляют от 9.0 до 10.4 млрд. баррелей нефти и газоконденсата и от 109.7 млрд. м³ до 208 млрд. м³ природного газа), где добыча на сегодняшний день не ведется по соображениям стратегического и природоохранного характера [10, с. 73-90].

Все углеводородные месторождения Норвегии сосредоточены на континентальном шельфе в акваториях Северного, Норвежского и Баренцева морей. На арктическом континентальном шельфе в акватории Баренцева моря в промышленной эксплуатации находятся только газовое Snohvit (неразведанные технически извлекаемые запасы газа оцениваются в 193 млрд. м³ природного газа и 113 млн. м³ конденсата) и нефтяное Goliat (неразведанные технически извлекаемые запасы оцениваются в 180 млн. баррелей нефти и 8 млрд. м³ природного газа). Помимо них, в Баренцевом море открыты еще несколько месторождений, обладающих коммерческими запасами нефти, в частности Johan Castberg, Gohta, Alta и Wisting Central. Однако в связи с падением мировых цен на нефть инвестиционные решения по их разработке пока не приняты.

Нефтегазовыми запасами на континентальном шельфе Арктики обладают также Гренландия и Канада. В настоящее время добыча здесь не ведется, тем не менее, в этих странах накоплен значительный опыт геологоразведочных работ, которые проводились еще в 1970-1980-е гг. прошлого века. Однако, несмотря на большой объем поисково-разведочных работ, крупные месторождения, как в канадском секторе моря Бофорта, так и на гренландском арктическом шельфе (море Баффина), обнаружены не были.

Наибольшим ресурсным потенциалом в Арктике обладает Россия. Основные запасы углеводородов российского сектора Арктики находятся на западно-арктическом шельфе в акваториях Баренцева и Карского морей, где на сегодняшний день открыто более 20 крупных месторождений (газоконденсатные – Ленинградское, Русановское и крупнейшее в мире Штокмановское (прогнозные ресурсы – 3.9 трлн. м³ газа и 56.1 млн. тонн газового конденсата), газовые – Мурманское и Северо-Кильдинское, нефтяные – Долгинское и Приразломное, нефтегазоконденсатное – Юрхаровское и др.). По мнению акад. А.Э. Конторовича, научного руководителя Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, запасы углеводородов российского арктического бассейна сопоставимы с углеводородными провинциями Ближнего Востока и Западной Сибири и составляют более 280 млрд. тонн (нефти, природного газа и газового конденсата) [3, с. 46-65].

Добыча нефти на континентальном шельфе российской Арктики добыча ведется только на Приразломном месторождении в Печорском море, эксплуатация которого началась в конце 2013 г. (извлекаемые запасы месторождения превышают 70 млн. тонн нефти), а добыча газа ведется только в материковой части Арктики [5].

Ведущим арктическим регионом по запасам нефти и природного газа является Ямало-Ненецкий АО, на долю которого приходится около 75 % разведанных запасов природного газа страны.

Крупнейшими месторождениями округа являются Южно-Русское (запасы нефти составляют 16.15 % округа), Заполярное, Уренгойское, Медвежье, Ямбургское (занимает третье место в мире по начальным извлекаемым запасам газа), Бованенковское и др. В округе реализуется крупнейший во всей Арктике нефтегазовый проект «Ямал СПГ» (общий объем инвестиций в проект оценивается в трлн. рублей), в рамках которого за счёт внебюджетных источников в 2013-2015 гг. построены международный аэропорт и морской порт Сабетта (инвестиции в порт составили около 108 млрд.руб., в том числе более 70 млрд.руб. за счет федерального бюджета), предназначенный для перевалки углеводородного сырья Южно-Тамбейского газоконденсатного месторождения и поставок сжиженного природного газа в страны Западной Европы и Америки, а также ведется строительство завода по сжижению природного газа [6, с. 13-20].

В целом, не вызывает сомнений, что значительное увеличение поисковых геологоразведочных исследований и подготовка на российском арктическом шельфе сырьевых баз для формирования новых центров добычи углеводородов имеет стратегический характер и будет играть очень важную роль в обеспечении национальной безопасности страны.

Публикация выполнена в рамках госзадания ФИЦ КНЦ РАН № 0226-2018-0005_ИЭП, а также в рамках гранта РФФИ №16-06-00056А «Оценка воздействий прогнозируемых изменений геологической среды на локальные и глобальные мирохозяйственные процессы».

- 1. Арктический регион: Проблемы международного сотрудничества / Российский совет по международным делам; под общ. ред. И.С. Иванова. М.: Аспект-Пресс. 2013. Т. 2. 384 с.
- 2. Грамберг И.С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Геотектоника. 2001. № 6. С. 3-19.
- 3. Конторович А.Э. Нефть и газ Российской Арктики: история освоения в XX веке, ресурсы, стратегия на XX век // Наука из первых рук. 2015. Т. 61. № 1. С. 46-65.
- Конторович А.Э., Эпов М.И., Бурштейн Л.М., Каминский В.Д., Курчиков А.Р., Малышев Н.А., Прищепа О.М., Сафронов А.Ф., Ступакова А.В., Супруненко О.И. Геология, ресурсы углеводородов шельфов арктических морей России и перспективы их освоения // Геология и геофизика. 2010. Т. 5. № 1. С. 7-17.
- 5. Регионы Севера и Арктики Российской Федерации: современные тенденции и перспективы развития / Под науч. ред. д.э.н., проф. Т.П. Скуфьиной, к.э.н. Н.А. Серовой. Апатиты: КНЦ РАН. 2017. 166 с.
- 6. Серова Н.А. Особенности инвестиционной политики регионов Арктической зоны // Север и рынок: формирование экономического порядка. 2016. № 3. С. 13-20.
- 7. Arctic Potential: Realizing the Promise of U.S. Arctic Oil and Gas Resources / National Petroleum Council, 2015. Part One. URL: www.npcarcticpotentialreport.org (date of access: 06.03.2018).
- Gautier D.L, Bird K.J., Charpentier R.R., Grantz A., Houseknecht D.W., Klett T.R., Moore T.E., Pitman J.K., Schenk Ch.J., Schuenemeyer J.H., Sorensen K., Tennyson M.E., Valin Z.C., Wandrey C.J. Assessment of Undiscovered Oil and Gas in the Arctic // Science. 2009. V. 324. P. 1175-1179. DOI: 10.1126/science.1169467.
- Gautier D.L., Bird K.J., Charpentier R.R., Grantz A., Houseknecht D.W., Klett T.R., Moore T.E., Pitman J.K., Schenk Ch.J., Schuenemeyer J.H., Sorensen K., Tennyson M.E., Valin Z.C., Wandrey C.J. Oil and gas resource potential north of the Arctic Circle / Chapter 9: in Arctic Petroleum Geology. Edited by Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V., Sørensen K. Geological Society of London. 2011. V. 35. P.151-161. DOI: 10.1144/M35.9.
- Waters M.A., Swenson R.F., LePain1 D.L., Clough1 J.G. Fossil fuels and geothermal energy sources for local use in Alaska / Alaska Department of Natural Resources, Division of Geological & Geophysical Surveys, 2012. Special Report 66. P. 73-90.

СОДЕРЖАНИЕ Ni И Cu В МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ПРИРОДНОГО И ТЕХНОГЕННОГО ГЕНЕЗИСА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕРА НЮДЪЯВР (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Слуковский З.И.¹, Даувальтер В.А.²

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, slukovskii_z@igkrc.ru ² Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Anamumы, vladimir@inep.ksc.ru

Тяжелые металлы (TM) – опасные загрязнители окружающей среды. Широкое распространение TM и их аккумуляция в различных компонентах природы (почвах, донных отложениях (ДО), живых организмах) тесно связана с развитием промышленности, ростом городских территорий и другими факторами. В зависимости от интенсивности и длительности антропогенной нагрузки территории, загрязненные TM, могут быть отнесены к зонам экологического риска, кризиса или бедствия. Примеры таких территорий можно найти в Северо-Западном регионе Российской Федерации.

Мурманская область – это промышленно развитый регион России, на территории которого находятся крупные предприятия, деятельность которых связана с разработкой месторождений медно-никелевых сульфидных руд и их дальнейшей переработкой. Одно из таких предприятий находится вблизи г. Мончегорска. Здесь располагается мощная производственная площадка Кольской ГМК, на которой перерабатывают медно-никелевый файнштейн, поступающий из городов Никеля и Заполярного, а также привозной файнштейн филиала ОАО «ГМК «Норильский никель» [3]. В то же время указанные предприятия являются основными загрязнителями окружающей среды, формируя специфические геохимические аномалии некоторых химических элементов (например, Ni, Cu, S) в поверхностных водах, почвах, ДО водных объектов [2]. Отмечается, что в некоторых водоемах, расположенных в непосредственной близости от источников выбросов ТМ, содержание Ni и Cu в верхних слоях ДО может достигать уровня макроэлементов [1].

Примером такого водоема является оз. Нюдъявр, которое вследствие длительной антропогенной нагрузки превратилось в техногенно-модифицированный объект, утративший свои природные свойства. Установлено, что загрязнение озера происходит как вследствие прямого поступления сточных и рудничных вод, так и в результате миграции загрязняющих веществ с территории водосбора и ремобилизации из осадков. Основное накопление Ni и Cu в ДО оз. Нюдъявр приходится на верхние 12 см (рис. 1). При этом наибольшие концентрации этих TM приходятся на среднюю часть указанной толщи озерных осадков – глубину ДО от 3 до 6 см для Cu и от 3 до 8 см – для Ni. Известно, что в избыточных количествах оба указанных химических элемента весьма токсичны для живых организмов, в том числе для гидробионтов.

Изучение образцов проб ДО оз. Нюдъявр осуществлялось при помощи сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) VEGA II LSH с энергодисперсионным микроанализатором INCA En-



Рис. 1. Вертикальное распределение меди и никеля в колонке ДО оз. Нюдъявр [1].



Рис. 2. Минеральные частицы техногенного генезиса в ДО (слой 6-7 см) оз. Нюдъявр (химический состав частиц представлен на рис. 3).

ergy 350 на базе аналитической лаборатории Института геологии Карельского научного центра РАН (Петрозаводск). Важным методическим моментом при изучении образцов проб стало увеличение времени набора спектра в точках анализа до 600 секунд (вместо «стандартных» 60-90), что определило относительно положительный результат проведенных исследований [5]. Были исследованы пробы ДО с четырех различных глубин: 0-1, 5-6, 6-7 и 11-12 см.

Среди 24 минеральных агрегатов исследованных в ходе работ были идентифицированы частицы округлой или неправильной форм, имеющих явное техногенное происхождение (рис. 2). Наибольшее количество этих частиц было обнаружено в слое 6-7 см ДО оз. Нюдъявр. В 7 частицах установлено содержание Ni от 29 до 69 вес. %. В 5 минеральных агрегатах выявлено содержание Cu до 51.1 вес. %. Изученные агрегаты имеют большие размеры (от 20 до 80 мкм) по сравнению с исследованными частицами в других слоях ДО оз. Нюдъявр. Очевидно, что эти минеральные частицы имеют генезис, связанный с промышленной переработкой руд цветных металлов.

В слоях 0-1 и 5-6 см также обнаружены подобные частицы с содержанием в них Ni от 55 до 94 % и Cu от 4.0 до 76 %. В самом нижнем слое ДО 11-12 см такие частицы выявлены в минимальном количестве. В состав изученных минеральных образований также входят Fe, S, Cr, Co, Si и O.



Рис. 3. Слой 6-7 см оз. Нюдъявр (обозначения «а», «б», «в» и «г» соответствуют аналогичным обозначениям на рис. 2).

Стоит также отметить, что во всех изученных образцах ДО встречаются частицы, похожие на агрегаты пирита разных стадий (сфероида, глобулы). Установлено, что размер этих сфероида и глобулы минеральных агрегатов ДО оз. Нюдъявр соответствуют полученным ранее размерам агрегатов пирита в ДО оз. Иманда [4]. В некоторых из этих частиц установлена примесь Ni и Cu, которые, вероятно, были адсорбированы природным минеральным образованием железа. Следовательно, в исследованных ДО обнаружены две формы нахождения главных загрязняющих ТМ – в собственных минералах техногенного происхождения и в природных минералах в качестве примесей. Во втором случае содержание Ni и Cu во много раз ниже, чем в первом.

Таким образом, получены свидетельства того, что обогащение ДО оз. Нюдъявр (рис. 3) Ni, Cu и другими ТМ происходит за счет прямых выбросов промышленных предприятий непосредственно в водный объект и определенная доля концентраций загрязнителей связана с минеральными фаза-

ми, являющимися продуктами переработки руд цветных металлов. Исследование образцов проб ДО оз. Нюдъявр под электронным микроскопом позволило установить, что максимальное количество частиц техногенного генезиса приходится на время наиболее активных выбросов от медно-никелевого комбината. При этом выявлено, что исследованные ТМ могут присутствовать в минералах природного происхождения (пирит) в качестве примесей, что иллюстрирует значительную роль минералов железа в процессе миграции загрязнителей в водных объектах антропогенно нарушенной среды.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-00897.

- Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Эколого-экономическая оценка необходимости извлечения донных отложений оз. Нюдъявр Мончегорского района Мурманской области // Вестник МГТУ. 2011. Т. 14. № 4. С. 884-891.
- Кашулин Н.А., Даувальтер В.А., Кашулина Т.Г., Сандимиров С.С., Раткин Н.Е., Кудрявцева Л.П., Королева И.М., Вандыш О.И., Мокротоварова О.И. Антропогенные изменения лотических экосистем Мурманской области. Ч. 1. Ковдорский район. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2005. 234 с.
- 3. Мончегорск / Норникель. ПАО «ГМК Норильский никель» [Электронный ресурс]. URL: http://www. kolagmk.ru/monchegorsk (дата обращения 10.06.2017).
- 4. Нерадовский Ю.Н., Даувальтер В.А., Савченко Е.Э. Генезис фрамбоидального пирита в современных осадках озер (Кольский п-ов) // Зап. РМО. 2009. Ч. СХХХVIII. № 6. С. 50-55.
- 5. Слуковский З.И., Даувальтер В.А. Использование сканирующего электронного микроскопа в экологогеохимических исследованиях донных отложений водоемов Севера России // Тр. Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2017. № 14. С. 166-169.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКАЦИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР УРБАНИЗИРОВАННЫХ РАЙОНОВ РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИИ

Слуковский З.И.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, slukovskii_z@igkrc.ru

Городская (урбанизированная) среда создает серьезные предпосылки для экологических рисков. Антропогенное влияние, оказываемое в городе на окружающую среду в первую очередь благодаря деятельности промышленных предприятий и транспорта, приводит к ухудшению состояния биоты, плоть до гибели отдельных видов и групп организмов. Тяжелые металлы являются одними из основных агентов негативного влияния техногенеза в пределах экосистем, затронутых урбанизацией. Регистрация экстремально высоких концентраций тяжелых металлов в почве, донных отложениях водных объектов и живых организмах городской среды иллюстрирует характер, интенсивность и диапазон воздействия тех или иных источников антропогенного воздействия, давая возможность для оценки экологических рисков на территории города.

Цель работы – провести общую оценку содержания микроэлементов, в том числе тяжелых металлов, в донных отложениях городских озер Республики Карелии, являющихся индикаторами состояния водосборных районов и появления экологических рисков на исследуемых территориях.

Исследование состояния урбанизированной среды проводилось на примере трех городов Республики Карелии (Петрозаводска, Медвежьегорска и Суоярви). В каждом из указанных населенных пунктов было исследовано эколого-геохимическое состояние донных отложений малых озер, расположенных в пределах городских территорий (рис. 1).

Отбор проб донных отложений проводится в 2016 и 2017 гг. в зимний и летний периоды. Для анализа был выбран слой озерных осадков до 30-60 см в зависимости от конкретного водного объекта. Методика отбора проб донных отложений и подготовки их к аналитическим исследованиям



Рис. 1. Расположение объектов исследования.

Слуковский З.И. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.128



Рис. 2. Взаимосвязь концентраций Pb и Sb в озерных отложениях городской среды территории Республики Карелии.

описана в ранее проведенных работах [5, 6]. Оценка микроэлементного состава донных отложений проведена при помощи масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой XSeries-2 ICP-MS на базе аналитического центра Института геологии КарНЦ РАН [4]. Формула геохимической ассоциации рассчитывалась согласно методическим указаниям [7].

Анализ изученных донных отложений городских малых озер Карелии показал, что все они относятся к сапропелям, наиболее распространенному типу пресноводных осадков региона [3]. Содержание микроэлементов в донных отложениях изученных урбанизированных водоемов позволило оценить мощность техногенно измененного слоя осадка в каждом озере. Минимальная мощность техногенно измененного слоя донных отложений была установлена для оз. Китайского, г. Медвежьегорск (16 см), а максимальная – для оз. Ламба, г. Петрозаводск (48 см).



Рис. 3. Вертикальное распределение концентраций V (а) и Cr и Ni (б) в разрезе современных донных отложений оз. Ламба (г. Петрозаводск).

Согласно формулам геохимических ассоциаций донных отложений исследованных городских озер (табл. 1) приоритетным загрязнителем для всех урбанизированных водоемов является Pb. Концентрации этого элемента в верхних слоях озерных отложений многократно превышают условно-фоновый уровень для исследованных донных осадков (табл. 1). Наибольшие концентрации Pb установлены в отложениях оз. Ламба (Петрозаводск), оз. Кайпинское и оз. Каймановское (оба – Соуярви) и оз. Плотичье (Медвежьегорск).

Повышенный уровень свинцового загрязнения в донных отложениях изученных водоемов связан с фактором активного использования в 1940-80-е года по всему миру соединений Pb при изготовлении моторного топлива [9, 10], а также фактором трансграничного переноса этого элемента через атмосферу, что многократно отмечалось при изучении малых водоемов Севера России и сопредельных стран [2, 8].

При анализе химического состава донных отложений городских озер Карелии следует выделить повышенный уровень концентраций Sb, известной своими токсичными свойствами по отношению к живым организмам. Кроме того, отмечается тесная связь между концентрациями Pb и Sb во всех техногенно измененных донных отложениях малых водоемов урбанизированной среды Карелии (рис. 2), что, вероятно, связано с содержанием Sb в тех пылевых выбросах, с которыми в водную среду региона поступал Pb.

Таблица 1. Геохимические ассоциации в техногенно измененных донных отложениях водоемов урбанизированной среды Республики Карелии (Кс – коэффициент концентрации, нижние индексы – величины коэффициентов концентрации для отдельно взятого элемента).

Название	Формула геохимической ассоциации донных отложений							
озера	$K_{c} \ge 10$	10>K _c ≥3	3>K_2=1,5					
Ламба	Pb _{21.1} -Sn _{16.9} -V _{16.6}	$\begin{array}{c} Sb_{8,4}-Bi_{5,6}-Ni_{4,5}-Zn_{4,4}-(Rb-Cu)_{4,3}-Ti_{3,7}-Cs_{3,6}-Ga_{3,3}-(Ag-Li)_{3,1}-W_{3,0} \end{array}$	$\begin{array}{c} Nb_{2.8}-Zr_{2.6}-(Cd-Rb)_{2.5}-(Mo-Ta-Tl)_{2.4}-Cr_{2.2}-Sr_{2.1}-Co_{2.0}-(Hf-Sc)_{1.9}-Ba_{1.7} \end{array}$					
Четырехверстное	_	Pb _{5.7} -Sb _{4.3} -Sn _{3.5}	$(As-Mn)_{2.9}-W_{2.5}-(Rb-Ti)_{2.2}-(Ga-Li-Zn)_{2.1}-(Co-Cr-Cs-Nb-Ta)_{2.0}-(Sr-V)_{1.8}-Tl_{1.7}-Bi_{1.6}-Cu_{1.5}$					
Плотичье	Pb _{10.2}	Sb _{9.8} -Zn _{7.5} -Sn _{6.6} -Cu _{6.2} -P _{6.0} -Cd _{3.4}	$Co_{2.9}$ -(Bi-V) _{2.7} -Cs _{2.6} -(Mn-Ni) _{2.2} - (As-Cr-Tl) _{2.0} -(Nb-Th) _{1.7} -Ga _{1.6} - Ta _{1.5}					
Китайское	_	Pb _{6.4} -(Cd-Sb) _{4.5} -Zn _{3.3} -(Bi- Sn) _{3.0}	$(Mn-P)_{26}$ - $(Ta-Tl-U)_{20}$ - $Rb_{1.8}$ - $(Ga-Li-V)_{1.7}$ - $(Ba-Nb-Cs)_{1.6}$ - $Be_{1.5}$					
Кайпинское (северное)	Pb _{17.7}	$\begin{array}{c} Sb_{9.8}-Sn_{5.9}-Cd_{4.2}-Ag_{3.9}-(As-Ba)_{3.6}-Li_{3.5}-Rb_{3.2}-(Co-Ti)_{3.1}-Zr_{3.0}\end{array}$	$\begin{array}{c} (Sr-V)_{2.9} - (Zn-Cs)_{2.8} - (Bi-Hf)_{2.7} - \\ (Nb-P)_{2.6} - Ga_{2.4} - (Cu-Tl-U)_{2.3} - \\ (Be-W)_{2.2} - Th_{2.1} - (Cr-Ta)_{1.9} - Mn_{1.8} - \\ Ni_{1.6} - Sc_{1.5} \end{array}$					
Каймановское (южное)	Sb _{19.1} –Pb _{18.4}	$\begin{array}{c} As_{5.4}-Sn_{4.6}-Zr_{4.3}-(Cu-Hf)_{4.1}-\\Bi_{3.9}-Li_{3.8}-Rb_{3.7}-(Nb-Ti-TI)_{3.6}-\\Ba_{3.5}-(Cs-U)_{3.4}-(Cd-Ga)_{3.3}-\\(Mo-Ta-Th-V)_{3.0}\end{array}$	$(Be-Co)_{2.8}-Cr_{2.7}-W_{2.6}-Ag_{2.3}-Sr_{2.2}-Zn_{2.0}-Sc_{1.9}-P_{1.6}$					

Одним из главных загрязнителей оз. Ламба является V (табл. 1), чье поступление в водную среду связано с деятельностью Петрозаводской теплоцентрали (ТЭЦ), использовавшей и использующей до сих пор в качестве топлива мазут, в чьем составе обычно присутствуют V, Ni, Cr и другие химические элементы [1]. Переход на использование природного газа в начале 2000-х годов отразился на распределении V и сопутствующих ему микроэлементов в разрезе современных отложений оз. Ламба (рис. 3) [4].

Кроме описанных элементов экологические риски для биоты исследованных городских территорий могут быть связаны с воздействием Cu, Zn, W, Sr, Co, Mo, As, Mn и Tl для г. Петрозаводска,
с Cu, Zn, P, Co, Ni, Mn, As, Cr, Tl, U, V, Be для г. Медвежьегорска и с Cu, Zn, Sr, V, Bi, P, Tl, U, Be, W, Cr, Mn, Ni, Co, As, Mo для г. Суоярви (табл. 1). Повышенные концентрации указанных химических элементов, в том числе, тяжелых металлов, могут оказывать воздействие на изменение структуры видового состава разного ранга водных организмов, на развитие заболеваемости у них, вплоть до гибели отдельных групп организмов, а также на биоаккумуляцию загрязнителей. Следует разработать специальные меры по предотвращению загрязнения малых водных объектов на территории городов Республики Карелии с учетом важности малых озер с точки зрения рекреации и бытового использования местным населением.

Автор выражает искреннюю благодарность своим коллегам А.С. Медведеву, Д.Г. Новицкому и Е.В. Сыроежко за всевозможное содействие в проведении совместных эколого-геохимических исследований.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 16-35-00026 и № 18-05-00897

Литература

- 1. Гоголашвили Э. Л., Гарифзянов А. Р. Проблемы анализа ванадия в сточных водах тепловых электростанций // Энергетика Татарстана. 2007. № 3. С. 60-63.
- 2. Даувальтер В. А. Халькофильные элементы (Hg, Cd, Pb, As) в донных отложениях водных объектов водосбора Белого моря в пределах Кольского полуострова // Геохимия. 2006. № 2. 237-240. doi:10.1134/ S0097807810040093.
- 3. Синькевич Е.И., Экман И.М. Донные отложения озер Восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 1995. 177 с.
- 4. Слуковский З.И., Ильмаст Н.В., Суховская И.В., Борвинская Е.В., Гоголев М.А. Геохимическая специфика процесса современного осадконакопления в условиях техногенеза (на примере оз. Ламба, Петрозаводск, Карелия) // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 10. С. 45-63.
- 5. Слуковский З.И., Медведев А.С. Содержание тяжелых металлов и мышьяка в донных отложениях озер Четырехверстного и Ламба (г. Петрозаводск, Республика Карелия) // Экологическая химия. 2015. № 1. С. 56-62.
- 6. Слуковский З.И., Медведев А.С., Бубнова Т.П., Сыроежко Е.В. Накопление и вертикальное распределение тяжелых металлов в сапропеле озера Грязное (Медвежьегорский район, Республика Карелия) // Вестник МГТУ 2017. Т. 20, № 1/2. С. 177-188. DOI: 10.21443/1560-9278-2017-20-1/2-177-188.
- 7. Янин Е.П. Техногенные геохимические ассоциации в донных отложениях малых рек агроландшафтов (формирование, состав, экологическая оценка) // Теоретическая и прикладная экология. 2009. № 1. С. 66-71.
- Keinonen M. The isotopic composition of lead in man and the environment in Finland 1966-1987: isotope ratios of lead as indicators of pollutant source // The Science of the Total Environment. 1992. V. 113, No 3. P. 251-268. doi:10.1016/0048-9697(92)90004-C.
- 9. McConnell, J. R., Edwards, R. Coal burning leaves toxic heavy metal legacy in the Arctic. Proceedings of the National Academy of Sciences. 2008. V.34. P. 12140-12144.
- Thomas V. M. The elimination of lead in gasoline // Annual Review of Energy and the Environment. 1995. V. 20. P. 301-324.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЛУГОВИКА ИЗВИЛИСТОГО В ФОНОВЫХ И АНТРОПОГЕННО ЗАГРЯЗНЕННЫХ РАЙОНАХ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Сухарева Т.А.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Anamumы, s.tat.a@mail.ru

В напочвенном покрове северо-таежных лесов наряду с кустарничками, зелеными мхами и лишайниками нередко встречается луговик извилистый (*Avenella flexuosa* (L.) Drejer.). Это многолетнее травянистое растение, жизненная форма которого изменяется в процессе онтогенеза от плотно- к рыхлодерновинной с надземными столонами, формирующимися обычно во взрослом состоянии [1]. Предположительно мог возникнуть в доледниковую эпоху, и обитать в ранних постледниковых хвойных и березовых лесах [10]. На северных пастбищах является ценным зимним кормом для оленей, более богат протеином и сахарами, чем лишайники [3]. Известно, что растительный покров северотаежных лесов подвержен разнообразным внешним воздействиям, в том числе аэротехногенному воздействию. В таких условиях трансформируется химический состав наземных вегетативных органов растений, выражающийся в потери биофильных элементов и накоплении поллютантов. Сведения об элементном составе луговика извилистого в литературе немногочисленны [5, 6], хотя данный вид является устойчивым компонентом растительных сообществ в условиях техногенного загрязнения.

Целью данного исследования явилась оценка химического состава листьев луговика извилистого в условиях воздействия металлургических предприятий предприятия АО «Кольская ГМК».

Объект исследования – луговик извилистый (Avenella flexuosa (L.) Drejer.), произрастающий в северо-таежной подзоне ельников кустарничково-зеленомошных и сосняков лишайниковокустарничковых, функционирующих на иллювиально-гумусовых подзолах. Исследования проводили в 2012-2013 г. в центральной, юго-западной и северо-западной части Мурманской области на сети постоянных пробных площадей (ПП) Института проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН в ненарушенных экосистемах и в зонах воздействия металлургических предприятий Мурманской области. ПП представляют основные стадии дигрессионной сукцессии северотаежных лесов [4]. Обследовано 8 ПП, расположенных по градиенту промышленного загрязнения от комбинатов «Североникель» (7, 31, 62 км) и «Печенганикель (5, 7, 14, 44 км). Экосистемы, подверженные воздушному загрязнению, представлены дефолиирующими лесами (20-100 км от источника загрязнения) и техногенными редколесьями (5-20 км). Фоновые ПП расположены на значительном расстоянии от источника атмосферных выбросов, в юго-западной части Мурманской области. Ассимилирующие органы луговика отбирали в конце периода вегетации (август) в подкроновых и межкроновых пространствах в 5-кратной повторности. В зоне воздействия комбината «Печенганикель» пробы объединены в смешанный образец. Металлы (Са, Mg, K, Fe, Mn, Cu, Ni, Zn,) определяли методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии, К – атомно-эмиссионной спектрометрии; Р – фотоколориметрическим методом по интенсивности окраски фосфорно-молибденового комплекса (метод Лоури-Лопеса); S – турбидиметрическим методом, N – по методу Къельдаля, C – по методу Тюрина.

Установлено, что луговик извилистый отличается сравнительно высокой зольностью – 3.0-3.5 % на сухое вещество [5]. В таблице 1 приведены данные по содержанию макро- и микроэлементов в ассимилирующих органах луговика. Из минеральных элементов в луговике преобладают калий, азот и фосфор, ряд накопления имеет следующий вид: K>N>P>Ca>S>Mg>Mn>Fe>Al>Zn>Ni>Cu. Таким образом, луговик определяет азотно-калиевый тип биогеохимического круговорота. Фоновое содержание углерода в луговике составляет 41-51 %. В условиях загрязнения содержание углерода остается в пределах фоновых значений, хотя в отдельных случаях может достигать 53-57 %.

Фоновая концентрация Ni в луговике варьирует в широких пределах, изменяясь от 2.3 до 5.8 мг кг⁻¹. Диапазон изменения содержания Cu у́же и составляет от 3.4 до 4.1 мг кг⁻¹. В условиях атмосферного загрязнения луговик накапливает тяжёлые металлы (Cu, Ni), превышающие фоновые концентрации в 1.2-3 раза на стадии дефолиирующих лесов и в 7-10 раз – вблизи источников атмосферных выбросов (стадия техногенного редколесья). Никель аккумулируется в луговике более ин-



Рис. 1. Содержание Ni и Cu в луговике извилистом в зоне воздействия комбинатов «Североникель» и «Печенганикель» (межкроновое пространство), мг кг⁻¹ абс. сух. в-ва, 2012 г.

тенсивно (рис. 1). Данная особенность в условиях атмосферного загрязнения отмечена и для других представителей биоты: хвойных и лиственных деревьев, кустарничков и лишайников [2, 7, 9]. Максимальная концентрация Fe отмечена на расстоянии 5-7 км от комбинатов. Выявлена положительная корреляционная связь между содержанием железа и никеля (r=0.88, p<0.01, n=31), железа и меди (r=-0.68, p<0.01, n=31). Отрицательные значения коэффициентов корреляции установлены между железом и кальцием (r=-0.38, p<0.05, n=31).

По градиенту атмосферного загрязнения от комбината «Североникель» увеличивается содержание кальция в луговике (табл. 1). В окрестностях комбината, где формируются техногенные редколесья, почвообразующие породы, содержащие габбро и габбронориты, обогащены основными катионами [4]. Благодаря этому бореальные растения в окрестностях комбината существенно не обедняются основными катионами и могут содержать даже повышенные по сравнению с фоном концентрации кальция. Содержание калия и фосфора в луговике на данной стадии дигрессии достоверно ниже фоновых показателей, что может быть обусловлено антагонистическим взаимодействием между элементами, что подтверждают рассчитанные коэффициенты корреляции: Ca-K (r=-0.55, p<0.01, n=31), Ca-P (r=-0.45, p<0.01, n=31). Напротив, между калием и фосфором выявлена тесная положительная корреляционная связь (r=0.81, p<0.01, n=31),

В зоне воздействия металлургических комбинатов в луговике достоверно (p<0.01) снижается концентрация марганца (табл.1). Наиболее значительно обедняются этим элементом растения техногенных редколесий: концентрация Mn в 2-4 раза ниже фоновых показателей. Одной из причин является критическое снижение содержание данного элемента в органогенном горизонте почв и одновременное обогащение почвы тяжелыми металлами на данной стадии сукцессии северотаежных лесов [8]. Кроме того, увеличение концентрации меди и никеля в луговике также приводит к снижению содержания марганца. Прослеживается отрицательная корреляционная связь между Mn-Ni (r=-0.44, p<0.01, n=31), Mn-Cu(r=-0.51, p<0.01, n=31).

Выявлены парцеллярные различия в элементном составе луговика, произрастающего в подкроновых и межкроновых пространствах. Значительное влияние на химический состав оказывают древесные растения (табл. 1, 2). Под кроной березы и сосны в луговике отмечены более высокие концентрация K, N, P (p>0.05). В березовой парцелле отмечено максимальное содержание перечисленных элементов. Под кроной сосны и березы возрастают концентрации тяжелых металлов – никеля и меди. Таким образом, дополнительным источником элементов минерального питания становятся элементы, вымываемые осадками из кроны деревьев.

Таблица 1. Элементный состав луговика извилистого в зоне воздействия комбинатов «Североникель» и «Печенганикель» (в южном и юго-западном направлении от источника выбросов), 2012 г.

Расстояние от комбината, км	К, г/кг	N, г/кг	Р, г/кг	Са, г/кг	S, г/кг	Mg, г/кг	Мп, г/кг	Fe, мг/кг	Zn, мг/кг
175 (260)*	15.6±1.4	12.4±0.4	2.1±0.1	1.5±0.1	1.0±0.2	0.8±0.1	0.8±0.1	37±2	18±1
		Комбинат « Североникель» еловые леса							
62	13.2±0.1	9.4±0.4	1.5±0.1	1.7±0.2	0.7±0.1	0.6±0.0	0.4±0.0	36±2	13±1
31**	13.7±0.1	11.4±1.1	1.9±0.1	2.3±0.2	1.0±0.1	0.7±0.0	0.6±0.1	44±2	13±1
7	10.7±0.1	15.1±0.8	1.1±0.1	2.3±0.2	1.7±0.2	0.9±0.1	0.2±0.0	63±2	23±1
		Комбинат « Печенганикель» сосновые леса							
44	<u>15.2</u> 16.5	$\frac{13.7}{13.6}$	<u>1.9</u> 1.7	$\frac{1.3}{1.2}$	<u>0.9</u> 1.1	$\frac{0.9}{0.8}$	$\frac{0.3}{0.4}$	$\frac{33}{39}$	$\frac{13}{15}$
14	<u>11.8</u> 16.9	<u>9.9</u> 11.2	<u>1.5</u> 1.6	$\frac{1.3}{1.4}$	<u>0.8</u> 1.0	$\frac{0.8}{0.9}$	$\frac{0.5}{0.7}$	<u>53</u> 59	$\frac{14}{17}$
7	$\frac{16.3}{19.0}$	$\frac{11.4}{13.3}$	<u>2.2</u> 2.4	$\frac{1.3}{1.1}$	$\frac{0.8}{0.9}$	$\frac{0.8}{0.8}$	$\frac{0.4}{0.4}$	$\frac{111}{154}$	$\frac{11}{15}$
5	$\frac{17.2}{21.3}$	$\frac{11.7}{14.0}$	<u>1.9</u> 2.4	<u>1.2</u> 1.4	$\frac{1.0}{1.0}$	<u>0.9</u> 1.0	$\frac{0.3}{0.4}$	<u>51</u> 81	$\frac{15}{22}$

Примечание: здесь и в табл. 2 приведены средние значения (± стандартная ошибка).

*- фоновая территория, расстояние указано от медно-никелевых комбинатов «Североникель» («Печенганикель») **- Лапландский государственный природный биосферный заповедник.

над чертой – межкроновые пространства, под чертой – подкроновые (в остальных случаях данные только по межкроновым пространствам).



Рис. 2. Содержание Ni и Cu в луговике извилистом в зоне воздействия комбината «Печенганикель» (12 км в северном направлении от источника выбросов) в межкроновых и подкроновых пространствах, мг кг⁻¹ абс. сух. в-ва, 2013 г.

В результате проведенных исследований установлено, что трансформация химического состава луговика по сравнению с фоновыми значениями наблюдается на всех пробных площадях по градиенту загрязнения от металлургических комбинатов. Атмосферные выбросы плавильных цехов комбинатов «Североникель» и «Печенганикель» являются главным источником повышенных концентраций тяжелых металлов в луговике в процессе техногенной дигрессии северо-таежных лесов. Наибольшие концентрации Ni, Cu, Fe в луговике отмечены на расстоянии до 5-7 км от металлургиче-

ских комбинатов, на стадии техногенных редколесий. Значительное влияние на химический состав луговика оказывают древесные растения. В подкроновых пространствах фитоценозов в луговике возрастает концентрация K, N, P, Fe, Ni, Cu. Почвенные условия и антагонистические отношения между элементами также определяют химический состав луговика на фоновых и техногенно нарушенных территориях.

Таблица 2. Элементный состав луговика извилистого сосновых лесов в зоне воздействия комбината «Печенганикель» (12 км в северном направлении от источника выбросов) в межкроновых и подкроновых пространствах, 2013 г.

		1		· · 1	1 1	,			
Пространство (парцелла)	К, г/кг	Ν, Γ/κΓ	Р, г/кг	Са, г/кг	S, г/кг	Mg, г/кг	Mn, г/кг	Fe, мг/кг	Zn, мг/кг
межкроновое	12.0±1.2	4.2±0.1	1.5±0.1	1.5±0.1	1.5±0.0	0.7±0.0	0.6±0.0	85±3	11±1
подкроновое (сосновая)	15.0±1.3	4.7±0.3	1.7±0.1	1.4±0.1	1.5±0.0	0.8±0.0	0.5±0.1	116±3	13±1
подкроновое (березовая)	16.0±0.9	5.7±0.4	2.0±0.1	1.2±0.1	1.5±0.0	0.7±0.0	0.5±0.1	104±11	15±1

Литература

- 1. Жукова Л. А. Биологическая флора Московской области. Вып. 5. 1980. Изд-во Московского университета. С. 46-57.
- 2. Исаева Л.Г., Сухарева Т.А. Элементный состав дикорастущих кустарничков в зоне воздействия комбината «Североникель»: данные многолетнего мониторинга // Цветные металлы. 2013. № 10. С. 86-92.
- 3. Ларин И.В. Кормовые растения сенокосов и пастбищ СССР. Т. 1-2. М.-Л.: Сельхозгиз.
- 4. Лукина Н.В., Никонов В.В. Питательный режим лесов северной тайги: природные и техногенные аспекты. Апатиты. Изд-во КНЦ РАН. 1998. 316 с.
- 5. Никонов В.В., Лукина Н.В. Биогеохимические функции лесов на северном пределе распространения. Апатиты. Изд-во КНЦ РАН. 1994. 315 с.
- 6. Рассеянные элементы в бореальных лесах / Отв. ред. А.С. Исаев. М.: Наука. 2004. 616 с.
- 7. Сухарева Т.А. Элементный состав листьев древесных растений в условиях техногенного загрязнения // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. № 3. С.369-376.
- 8. Сухарева Т.А. Пространственно-временная динамика микроэлементного состава хвойных деревьев и почвы в условиях промышленного загрязнения // Изв. высших учебных заведений. Лесной журнал. № 6. 2013. С. 19-28.
- 9. Сухарева Т.А. Элементный состав талломов лишайника Cladonia stellaris в условиях атмосферного загрязнения // Тр. КарНЦ РАН. 2016. № 4. С. 70-82.
- 10. Sciirfield G. Biological flora of British Isles: Deschampsia flexuosa (L.) Trin. –Journ. Ecol. V. 42. № 1.

НАКОПЛЕНИЕ РТУТИ В ТКАНЯХ РЫБ ВОДОЕМОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ И ПРИГРАНИЧНЫХ РАЙОНОВ НОРВЕГИИ И ФИНЛЯНДИИ

Терентьев П.М., Кашулин Н.А., Даувальтер В.А., Королева И.М.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, p terentjev@inep.ksc.ru

Известно, что процессы аккумуляции ртути в природных средах и живых организмах Арктики, помимо влияния локальных источников промышленного загрязнения, тесно связаны с ее распространением за счет процессов глобально атмосферного переноса [5, 8, 14]. Оценка токсического влияния ртути на биологические организмы является актуальной научной задачей. При этом, среди гидробионтов, ответные реакции рыб на ртутное загрязнение, как представителей позвоночных животных, наиболее часто используются для оценки потенциального вреда здоровью человека, степени токсичности среды [2, 3, 4, 6, 7, 9, 12, 13]. Целью данной работы являлось выявление особенностей накопления ртути в тканях рыб разнотипных водоемов Мурманской области, а также сопредельных территорий Северной Финляндии и Норвегии, и разработка единых подходов к нормированию содержания ртути в тканях рыб стран Евро-Арктического региона.

Основной проблемой при оценке закономерностей накопления ртути в компонентах природных сред и, в частности, в рыбе для России и сопредельных европейских стран является отсутствие единых норм содержания ртутьсодержащих веществ. Учитывая высокую токсичность соединений ртути, в России до настоящего момента действуют достаточно завышенные нормативы ПДК. Так, допустимое содержание ртути в мышечной ткани рыб достигает 0.5 мкг/г сырого веса (что соответствует содержанию 2.3 мкг/г сухого веса), в то время как аналогичные показатели ВОЗ для отдельных групп населения не должны были превышать 0.2 мкг/г сырого веса [15]. Для ряда стран северной Европы, в частности Финляндии, с 2000 г установлены величины концентраций ртути с учетом ряда природных показателей водоемов (фоновых величин) в диапазоне 0.20-0.25 мкг/г сырого веса (что в среднем соответствует 1.1 мкг/г сухого веса).

Изучение особенностей накопления ртути в организмах различных видов рыб более чем 50 водоемов исследованного региона показал, что значительные содержания металла, превышающие величины 0.5 мкг/г сырого веса, как правило, характерны для рыб малых озер Норвегии, Финляндии и России. Наиболее высокие концентрации металла обнаружены в рыбах озер, удаленных от крупных промышленных предприятий региона. Причем для окуня и щуки максимальные величины накопления были зарегистрированы именно в мышечной ткани. Анализ многолетних материалов показал, что в накоплении ртути в организмах рыб прослеживается тенденция к увеличению за последнее десятилетие (рис. 1). Аналогичные закономерности были отмечены и для рыб водоемов северной Финляндии и Норвегии [11]. Учитывая более строгие европейские стандарты предельного содержания ртути, к числу видов с повышенным ее содержанием в органах и тканях помимо хищных видов также относится и сиг, представленный малотычинковой формой, характеризующейся преимущественно бентосным типом питания (рис. 1).

У отдельных особей (кумжа, окунь, щука) содержание металла значительно превышали величины ПДК, установленные для РФ (0.5 мкг/г сырого веса) (рис. 2). К числу водоемов с повышенными содержаниями по указанному показателю относятся озера Финляндии: Айттоярви, Кантоярви, Меллаломполо, Суоваселькаярви; Норвегии: Ваггетем, Стуораяври, Скрюккебукта, Макеярви, Вирднеяври, Воуттасъярви, Рундватн; России: Кочеяур, Виртуовошъяур, Имандра, Кахозеро, Круглое, Раякоски.

Помимо гидробионтов, изучение элементного состава донных отложений (ДО) водоемов также позволяет судить о масштабах антропогенной нагрузки на пресноводные экосистемы [1]. Однако в районах функционирования крупных промышленных предприятий горно-металлургического комплекса, накопление ртути в тканях рыб и ДО озер имеет выраженный противоположный характер. Ртуть накапливается в ДО в условиях закисления, органической и микробной загрязненности, повышенной цветности воды. Она способна подвергаться метилированию и переводу в более опасную органическую форму. Именно она интенсивно мигрирует по трофическим цепям водоема, наТерентьев П.М. и др. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.130



Рис. 1. Долговременные изменения уровней накопления ртути в органах исследованных видов рыб озер России (Виртуовошъяур, Кочеяур) и Финляндии (Аиттоярви, Кантоярви, Меллаломполо, Суоваселькаярви) (в мкг/г сухого веса).

капливаясь в максимальных концентрациях в организмах рыб [10]. Отмечаемые на первый взгляд несоответствия в содержании ртути в донных отложениях озер и тканях рыб в условиях промышленного загрязнения (бассейн р. Паз), могут быть связаны с интенсивной нагрузкой приоритетных тяжелых металлов (прежде всего никеля и меди). В условиях высокой токсичности вод процессы микробиологического метилирования ртути и включение ее в биологический круговорот могут



Рис. 2. Максимальные уровни накопления ртути в мышечной ткани рыб озер Мурманской области и приграничного районов Норвегии и Финляндии (в мкг/г сырого веса).

быть сильно снижены, либо практически полностью подавляться. При этом, в седиментах содержание связанной и потенциально опасной ртути может быть велико.

Заключение

Установлено, что нагрузка на экосистемы озер исследованного района носит крайне неоднородный характер. Полученные результаты показывают, что интенсивность и степень накопления ртути в организмах рыб исследованных водоемов определяется в первую очередь процессами глобального загрязнения атмосферы и в меньшей степени зависят от интенсивности нагрузки на озерные экосистемы локальных источников загрязнения. Значительные величины накопления ртути зарегистрированы практически у всех рассматриваемых видов рыб в водоемах Севера Финляндии, Норвегии и России. Отмечена тесная положительная зависимость накопления ртути от размерновесовых показателей рыб.

На примере водоемов бассейна р. Паз в зоне воздействия предприятия медно-никелевого производства было показано, что закономерности накопления ртути в гидробионтах определяются влиянием приоритетных загрязняющих веществ. Так, в условиях высокой токсичности среды, связанной со значительной нагрузкой никеля, особенности накопления ртути в донных отложениях и тканях рыб носят противоположный характер. Очевидно, это связано с подавлением процессов микробиологического метилирования соединений ртути. Установлено, что накопление ртути в седиментах и организмах рыб исследованных озер имеет тенденцию к росту на протяжении последних десятилетий.

Высокая токсичность ртути и ее производных для арктических пресноводных экосистем требует разработки единой и более жесткой системы нормирования ее содержания в биологических объектах и природных водах России, Норвегии и Финляндии. На основе изучения особенностей накопления ртути в органах и тканях рыб водоемов Северной Фенноскандии предложена система категорий слабого (<0.15 мкг/г_{сыр. веса}), умеренного (в диапазоне 0.16-0.20 мкг/г_{сыр. веса}), повышенного (в диапазоне 0.21-0.5 мкг/г_{сыр. веса}) и высокого (>0.5 мкг/г_{сыр. веса}) загрязнения.

Литература

1. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Тяжелые металлы в донных отложениях озер центральной и югозападной частей Мурманской области // Вест. КНЦ РАН. 2016. № 3 (26). С. 79-94.

- Комов В.Т., Степанова И.К., Гремячих В.А. Содержание ртути в мыщцах рыб из водоемов Северо-Запада России: Причины интенсивного накопления и оценка негативного эффекта на состояние здоровья людей // Актуальные проблемы водной токсикологии. Борок: ИБВВ РАН. 2004. С. 99-123.
- 3. Немова Н.Н. Биохимические эффекты накопления ртути у рыбы. М.: Наука. 2005.168с.
- 4. Akerblom S., Bignert A., Meili M., Sonesten L., Sundbom M. Half a century of changing mercury levels in Swedish freshwater fish // Ambio. 2014. V. 43. P. 91-103.
- 5. AMAP/UNEP, 2013. Technical Background Report to the Global Atmospheric Mercury Assessment. Arctic Monitoring and Assessment Programme / UNEP Chemicals Branch. 263 pp.
- Amundsen P-A., Kashulin N.A., Terentjev P.M., Gjelland K., Koroleva I.M, Dauvalter V.A., Sandimirov S.S., Kashulin A.N. and Knudsen R. Heavy metal contents in whitefish (Coregonus lavaretus) along a pollution gradient in a subarctic watercourse // Environmental Monitoring and Assessment. 2011. V 182. P. 301-316.
- Braaten H.F., Ekerblom S., de Wit H.A., Skotte G., Rask M., Vuorenmaa J., Kahilainen K.K., Malinen T., Rognerud S., Lydersen E., Amundsen P-A., Kashulin N., Kashulina T., Terentyev P., Christensen G., Jackson-Blake L., Lund E., Rosseland B.O. ICP Waters report 132/2017 Spatial and temporal trends of mercury in freshwater fish in Fennoscandia (1965-2015). NIVA-Report 7179-2017. Oslo. 72 P. ISBN 978-82-577-6914-7, ISSN 1894-7948.
- 8. Dastoor, A.P., Larocque Y. Global circulation of atmospheric mercury: a modelling study // Atmospheric Environment. 2004. V. 38. P. 147-161.
- 9. Dietz R., Sonne C., Basu N., Braune B., O'Hara T., Letcher R.J., Scheuhammer T., Andersen M., Andreasen C., Andriashek D., Asmund G., Aubail A., Baagøe H., Born E.W., Chan H.M., Derocher A.E., Grandjean P., Knott K., Kirkegaard M., Krey A., Lunn N., Messier F., M. Obbard, Olsen M.T., Ostertag S., Peacock E., Renzoni A., Rigét F.F., Skaare J. U., Stern G., Stirling I., Taylor M., Wiig Ø., Wilson S., Aars J. What are the toxicological effects of mercury in Arctic biota? // Science of the Total Environment. 2013. V. 443 (15). P. 775-790.
- 10. Environmental Science: understanding, protecting, and managing the environment in the Baltic Sea region. Baltic Univer. Press, 2003. 800 p.
- 11. Kashulin N. A., Terentyev P. M., Amundsen P.-A., Dauvalter V. A., Sandimirov S. S., Kashulin A. N. Specific features of accumulation of Cu, Ni, Zn, Cd, and Hg in two whitefish Coregonus lavaretus (L.) morphs inhabiting the Inari–Pasvik lacustrine–riverine system // Inland water biology. 2011. V. 4 (3). P. 383-392.
- 12. Lepom P., Irmer U., Wellmitz J. Mercury levels and trends (1993–2009) in bream (Abramis brama L.) and zebra mussels (Dreissena polymorpha) from German surface waters. Chemosphere. 2012. V. 86. P. 202-211.
- 13. Nguetseng R., Fliedner A., Knopf B., Lebreton B., Quack M., Rudel H. Retrospective monitoring of mercury in fish from selected European freshwater and estuary sites // Chemosphere. 2015. V. 134. P. 427-434.
- 14. Pacyna, J.M., Pacyna E.G., Steenhuisen F., Wilson S. Mapping 1995 global anthropogenic emissions of mercury. Atmospheric Environment, 37-S. 2003. P. 109-117.
- 15. WHO. Environmental Health Criteria. Methylmercury. 1990. V. 101. Geneva, Switzerland.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ МОНЧЕГОРСКОГО КОМПЛЕКСА КАК ВАЖНЫЙ ЭЛЕМЕНТ ЕГО ПРОМЫШЛЕННОГО ПОТЕНЦИАЛА

Припачкин П.В., Мирошникова Я.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, paul@geoksc.apatity.ru

Дайковые и жильные образования, широко развитые в различных магматических комплексах, являются важными индикаторами различных обстановок формирования интрузий и, во многих случаях, их рудной минерализации. Очень часто различные дайки и жилы (особенно пегматоидные) бывают приурочены к так называемым «краевым сериям» интрузивов, характеризующихся также повсеместным развитием различных брекчий и несущих «контактовое» сульфидное и ЭПГ оруденение. Большой промышленный интерес вызывают также «рудные жилы», сложенные сплошными сульфидами. В связи с изложенным, далее мы остановимся на рассмотрении подобных образований (рудных и пегматоидных жил, зон брекчирования и контактного оруденения) в пределах палеопротерозойского расслоенного Мончегорского комплекса (Мончеплутон+Мончетундровская интрузия).

Необходимо отметить, что само внедрение мафит-ультрамафитовых пород Мончеплутона обусловило интенсивное брекчирование, рассланцевание и метаморфическое преобразование вмещающих диорито-гнейсов, в которых на более поздних стадиях возникли плагиоклаз-кварцевые и гранитные жилы, а также дайки метагаббродолеритов, залегающие несогласно с толщей метадиоритогнейсов. Данные взаимоотношения пород можно наблюдать в прекрасно отпрепарированном участке так называемого «диоритового окна».

Жильные и дайковые образования достаточно широко развиты и в интрузивных комплексах Мончегорского рудного района. Так, интрузия Главного хребта сечется мелкими интрузиями клинопироксенит-верлитового комплекса, а также жил габбро-пегматитов и поздних анортозитов, даек гарризитов и более поздних долеритов, ферродолеритов и ферропикритов, различной мощности и протяженности [6].

Интрузивные породы Мончеплутона пересекаются жилами пегматитов основного и среднего состава (часто называемыми габбро-пегматитами) и дайками диоритов, долеритов и лампрофиров, а также жильными телами богатых сульфидных руд, залегающими в пределах массивов НКТ и горы Сопча. На горе Ниттис сульфидные жилы часто переходят на глубине в рудно-силикатные пегматиты отвечающие по составу норитам, габброноритам и диоритам [6].

В пределах «Критическго горизонта» массива Нюд выделяются жильные и гнездообразные тела пегматитов и рудных пегматитов основного состава, приуроченные как к контактам различных пород, так и выполняющие системы субвертикальных трещин. По мнению В.Ф. Смолькина, ранее горизонт представлял собою кровлю первичной камеры. При внедрении новых порций расплава, материал бывшей кровли частично подвергся плавлению с образованием системы жил основного состава [6].

Следует подчеркнуть, что жильным породам Мончегорского комплекса не придавалось большого значения до тех пор, пока не были открыты уникальные богатые сульфидные жилы массивов НКТ и Сопча, полностью отработанные в течение двух десятилетий. Подробная характеристика строения и состава жил массива НКТ дана В.А. Маслениковым и П.В. Лялиным [2] Сульфидные жилы вытянуты вдоль длинной оси массива и имеют меридиональное или северо-восточное простирание. Залегая практически вертикально, они не выходят за пределы массива, выклиниваясь по простиранию и падению. Месторождение насчитывало 51 рудную жилу. Длина жил 100-1400 м, протяженность на глубину 30-440 м, мощность от нескольких сантиметров до 2-3 м, обычно – 20-60 см. Жилы сложены сплошными рудами, состоящими преимущественно из пирротина, пентландита, халькопирита и магнетита.

В.А. Маслеников и П.В. Лялин [2] отмечают, что в направлении на юг по простиранию сульфидные жилы переходят в жилы габбро-пегматитов, преобладающими минералами которых являются плагиоклаз и амфиболизированные пироксены. В северной и южной частях НКТ сульфидные жилы по простиранию переходят в магнетитовые. В.А. Маслеников и П.В. Лялин пришли к выводу, что в участках, близких к корням интрузии НКТ ультрабазиты пересекаются жилами норитов и габброноритов, которые севернее сменяются жильными породами типа габбро-пегматитов, далее типичными крупнозернистыми пегматитами, которые по простиранию переходят в собственно сульфидные жилы [2].

Жильные сульфидные тела в массиве Сопча были обнаружены при бурении глубоких скважин. Они состоят из сульфидов и магнетита, а также из карбонатов, хлорита, актинолита. Жильное поле горы Сопча представлено крутопадающими на юго-восток (80-90°) жилами с простиранием 20-30° в северо-восточной и 50-60° в юго-западной части. В массиве Сопча установлено 13 жил, связанных с зонами повышенной трещиноватости и бластомилонитизации. Объем жильного оруденения в массиве Сопча значительно меньше, чем в массиве НКТ. Мощность жил сравнительно невелика, раздувы и гнезда основных пегматитов практически отсутствуют [6].

Рудные поля НКТ и Сопчи формируют веерообразно расходящийся от сочленения Мончеплутона с Мончетундровской интрузией пучок жил север-северо-восточного простирания с азимутами от 0° до 20° в массиве НКТ и от 20° до 50° в массиве Сопча. По мнению большинства исследователей, крутопадающие жилы сформировались на заключительных стадиях развития Мончегорского комплекса путем заполнения тектонических трещин, образовавшихся после затвердевания интрузии [6].

Жильная сульфидная и ЭПГ минерализация в пределах НКТ была детально изучена и в ходе относительно недавних работ в пределах участка Западный Ниттис. Помимо известной ранее магматической вкрапленной малосульфидной минерализации «донной залежи», здесь работами ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» в 2012 г. впервые установлена эпигенетическая минерализация, включающая в себя сульфидные жилы и прожилковые зоны, вкрапленную минерализацию и богатые сульфидами шлиры, значительная часть из которых содержит высокие концентрации ЭПГ (± Au) [5].

Эта минерализация образует две системы сульфидных жил. Первая (субвертикальная относительно расслоенности) выполнена сульфидными жилами толщиной до 1-2 см, окруженными ореолами вторичных изменений пород. Жилы имеют невыдержанную мощность, неровные границы, иногда переходя в сульфидные шлиры (видимая мощность до 5 см), сульфидный материал жил обогащен ЭПГ (до 1-10 кг/т). Вторая формирует многочисленные тонкие жилы и прожилки с резкими границами, без существенных вторичных изменений. Минеральный состав жил представлен халькопиритом, второстепенные минералы – миллеритом, пентландитом и борнитом. Помимо этого, встречена богатая эпигенетическая платинометальная минерализация в дайке долеритов, секущей сульфидные жилы. В жилах и дайке долеритов выявлено более 20 минералов ЭПГ и Au [5].

Что касается зоны сочленения Мончеплутона и Мончетундровской интрузии, то ее строение было детально изучено В.С. Докучаевой в пределах так называемого «юго-западного приконтактового участка Мончегорского плутона», характеризующего придонную часть массива НКТ. Обобщенный разрез охарактеризован на основе разрезов по линиям бурения глубоких скважин. В зоне наблюдается переслаивание пироксенитов и перидотитов, аналогичных породам Мончеплутона; габбро, аналогичных породам Главного хребта, а также габбро- и диорит-пегматитов. Жильные габбро-пегматиты имеют мощности от нескольких сантиметров до 1 м. В пироксенитах встречаются жилки пегматоидных пород основного, реже среднего и кислого состава, представленные лейкократовыми кварцевыми габбро, диоритами и гранофирами. В большей части интервала пироксенитов жильные породы встречаются в виде единичных жилок, но на отдельных глубинах они образуют густую сеть. Мощность жилок колеблется от десятых долей сантиметра до 30-35 см. Там, где они образуют густую сеть, остроугольные обломки пироксенита сцементированы жильной породой, т.е. породу в целом можно назвать «эруптивной брекчией». Нередко с жилами связана вкрапленность сульфидов и других рудных минералов. В некоторых габбро-пегматитах сульфидные вкрапленники достигают размера 1-2 см в поперечнике и окружены ореолом тонкой рассеянной вкрапленности. Главными минералами являются магнетит, титаномагнетит, халькопирит, пирротин, меньшую роль играют пентландит, борнит, пирит, иногда встречаются миллерит и минералы платиновой группы [4].



Авторами во время работ 2010-2011 гг. в районе южного приконтактового участка (так называемый «Южносопчинский массив») были детально исследованы жильные тела зоны сочленения Мончеплутона и Мончетундровской интрузии. Тогда по итогам работ было отмечено, что минеральный состав жил изменяется от преимущественно ортопироксенового до амфибол-плагиоклазового (рис. 1). Повсеместно для всех типов жил отмечается присутствие магнетитовой вкрапленности. Наиболее мощные жилы сложены черной на сколе крупнозернистой массивной породой, где хорошо видны крупные выделения магнетита и мелкая сульфидная вкрапленность. Содержание магнетита и сульфидов варьирует от единичных зерен до 3 % объема породы. Исследования также показали, что с жилами магнетит-плагиоклаз-пироксенового состава, залегающими в метапироксенитах, связана сульфидная и платинометальная минерализация [7, 8]. Важно подчеркнуть, что на схематической геологической карте массива Нюд-Поаз, выполненной в МГРЭ в 1972 г. (ответственный исполнитель отчета В.В. Шолохнев) в пределах Южносопчинского массива были показаны пироксенитовые жилы. Однако в дальнейшем платинометальное оруденение было, на наш взгляд, ошибочно отнесено к рифовому типу, приуроченному к зоне переслаивания пироксенитов и норитов [1, 3]. Кроме того, было отмечено, что в зоне сочленения Мончеплутона и Мончетундровской интрузии развита магматическая (интрузивная) брекчия, а связанное с жилами сульфидное и ЭПГ оруденение, вероятно, относится не к рифовому, а контактному типу, переотложенному при постмагматических процессах [10].

Таким образом, в пределах Мончегорского комплекса (Мончеплутон+Мончетундровская интрузия), достаточно широко развиты тела дайкового и жильного комплексов. Более того, Мончегорский комплекс традиционно считался одним из примеров месторождений богатого сульфидного Cu-Ni оруденения жильного типа, к настоящему времени полностью отработанных. Начиная с 80-90-х годов XX в., в пределах Мончегорского комплекса был детально охарактеризован малосульфидный рифовый тип платинометального оруденения, связанный с расслоенными горизонтами. Этот тип оруденения считался наиболее промышленно перспективным в рамках современного этапа освоения Мончегорского комплекса. Однако, исследования последних лет показали также, что сохраняется перспектива разработки и богатых жил с медно-платинометальной минерализацией [5], а также так называемого контактного оруденения [9]. Как раз такой, а не рифовый тип оруденения, может быть представлен в зоне сочленения Мончеплутона и Мончетундровской интрузии, в которой интенсивно развиты процессы брекчирования, дайко- и жилообразования. С определенным типом жил, весьма вероятно, может быть связана и платиометальная минерализация [7, 8, 10]. Однако, жильные образования и их минерализация в зоне сочленения до сих пор изучены весьма неравномерно и в целом пока недостаточно. Этот факт, безусловно, требует продолжения более детальных геолого-минералогических и геохимических исследований, а также проведения (или переоценки) технолого-экономических расчетов.

Литература

- 1. Войтехович В.С. и др. Информационный отчет о результатах поисковых работ на металлы платиновой группы в Мончегорском районе (Мончегорский и Мончетундровский массивы) в 1999-2002 гг. Мончегорск. ОАО «ЦКЭ». 2002. Кн. 1. 236 с.
- 2. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 3. Л.: изд-во АН СССР. 1956. 328 с.
- 3. Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 416-440.
- 4. Докучаева В.С. Геология и петрография придонной части массива Ниттис-Кумужья-Травяная. Окончательный научный отчет. 1960. Апатиты, Фонды КНЦ РАН. 484 с.
- 5. Казанов О.В., Корнеев С.И., Петров С.В., Фролова А.А. Особенности распределения минералов благородных металлов в медно-платиновых жилах участка Западный Ниттис Мончегорского расслоенного плутона (Кольский п-ов) // Матер. Всерос. конф. с международным участием «Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов (I научные чтения памяти проф. В.Г. Лазаренкова)», 25 мая 2016 г., Санкт- Петербург, Горный университет – СПб: Изд-во СПГУ. 2016. С 62-66.
- 6. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Под ред. Ф.П. Митрофанова, В.Ф. Смолькина. Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2004. 177 с.
- 7. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (участок «Южносопчинский», Кольский полуостров) // Литосфера. 2012. № 3. С 65-79.
- 8. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А., Севостьянов А.Ю., Мирошникова Я.А. Геологическое строение и особенности локализации платинометального оруденения в восточной части Южносопчинского мафит-ультрамафитового массива (Кольский полуостров) // Руды и металлы. 2011. № 5. С 58-68.
- 9. Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Yu., Pripachkin P.V., McDonald I., Barnes S.-J., Savard D. Critical controls on the formation of contact-style PGE-Ni-Cu mineralisation: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, NW Russia / Conference Proceedings (PDFs of abstracts and oral and poster presentations) from SEG 2017: Ore Deposits of Asia: China and Beyond held in Beijing, China. https://www.segweb.org/SEG/_Events/Conference_Archives/2017/Conference_Proceedings/files/pdf/Oral-Presentations/ Abstracts/Karykowski.pdf
- Pripachkin P.V, Rundkvist T.V., Miroshnikova Ya.A., Chernyavsky A.V. and Borisenko E.S. Geological structure and ore mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 massifs and the Moroshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia. Mineralium Deposita. 2016. V. 51. N. 8. P. 973-992.

СОДЕРЖАНИЕ

Секция 1. ИСТОРИЯ

Козлов Н.Е. Предисловие главного редактора
Макарова Е.И. Е.К. Козлов – руководитель, ученый, созидатель: к 100-летию
со дня рождения
Дюжилов С.А. К биографии горного инженера Э.А. Купффера:
малоизвестные страницы
Ильин Г.С. История геологического освоения Хибин в XIX – начале XX вв.:
краткий обзор
Каменский И.Л. История открытия «мантийного» гелия
(50 лет с момента первых измерений в газах Курил)
Лащук В.В. Владимир Николаевич Дав – исследователь и популяризатор
цветного камня Кольского края
Лобанов К.В., Чичеров М.В. Первые российские научные Арктические экспедиции
времен М.В. Ломоносова
Петровский М.Н., Петровская Л.С. Вторая геологическая экспедиция
на Кольский полуостров – путешествие В.Н. Бётлингка в русскую Лапландию
Филиппов М.М, Дейнес Ю.Е. История открытия, изучения и практического
использования шунгитов месторождения Шуньга
Юткина Е.В., Смольянинова В.Н., Докучаев А.Я., Лобанов К.В., Лексин А.Б.
К.И. Гревингк – исследователь русского Севера (дневник о путешествии
из Архангельска по побережью Онежского озера на полуостров Канин нос)

Секция 2. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА И ГЕОХИМИЯ

Аленичева А.О., Прокудина А.В., Федоров И.С. Система мониторинга сейсмичности
Северо-Западного региона
Антонов А.А. Получение синтетического аналога епифановита
$NaCaCu_{5}(PO_{4})_{4}[AsO_{2}(OH)_{2}]$ ·7H ₂ O
Асавин А.М., Чесалова Е.И. Карбонатитовые провинции – вопросы пространственной
однородности плюмового магматизма, и его связь с LIP провинциями
Асавин А.М. Пирометаморфизм карбонатных осадков при формировании
магелановых подводных гор
Бакаева А.В. Кластический материал неоархейского молассоидного комплекса
Койкарского домена: петрографическая и геохимическая характеристика
и обстановки формирования
Белогурова О.А., Саварина М.А., Шарай Т.В. Форстеритсодержащий огнеупор
из отходов производства Ковдорского горно-обогатительного комбината
Борисова В.В., Волошин А.В., Жихарева Н.Г., Чернявский А.В. Новые поступления
в коллекцию Музея геологии и минералогии им. И.В. Белькова ГИ КНЦ РАН в 2017 г. 68-72
Вашков А.А., Носова О.Ю. Строение и морфология ледниковых образований
в междуречье рек Чёрная, Кузрека, Хлебная (юг Кольского полуострова)73-76

Ветрин В.Р. Геохимический тип неоархейских субщелочных пород Кейвской структуры
субщелочных пород Кейвской структуры
Войтеховский Ю.Л. Сложность системы и энтропия
Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Симметрия, асимметрия, диссимметрия,
антисимметрия
Войтеховский Ю.Л. Из истории модального анализа и стереологии в петрографии 92-94
Волошин А.В., Карпов С.М., Чернявский А.В., Компанченко А.А. Новые данные
о минералах. Выпуск 4. Первые находки в России и в Кольском регионе
Габов Д.А., Субботин В.В., Савченко Е.Э. Минералы системы Pt-Pd-Te в рудах Федорово-Панского интрузивного комплекса, Кольский п-в
Ганнибал М.А. Перспективы развития метода реконструкции концентраций гелия в глубинных подземных водах (на примере разреза СГ-3)
Голубева И.И., Филиппов В.Н., Бурцев И.Н . Хромшпинелиды – как индикатор типизации ультрамафитов спорного генезиса
на примере Оленекского полнятия и его южного обрамления
Голяинов П М Бесколневые энергогенерирующие очаги нералиоактивной
природы в литосфере (тектоно-кессонный эффект и его возможная роль
в синтезе углеводородов)
Грошев Н.Ю., Малыгина А.В., Абрамова В.Д. Магнетитовый пласт в экзоконтакте
массива Нюд Мончегорского комплекса: новые генетические ограничения по LA-ICP-MS данным о составе магнетита
Гулков А.В. Каменский И.Л. Колобов В.В. Тараканов С.В. Толстихин И.Н.
Места нахождения и подвижность изотопов гелия в минерале и его строение (на примора сифибала)
дьяков А.Ю., Калашник А.И. интерпретация геолого-геофизических данных
для идентификации неоднородностей скального массива по данным электромарнитного зонлирования 132-135
Exponen A.B. Appawaguon A.A. Ta Nh Muuona μ_{22} μ_{22} μ_{32} μ_{32} μ_{33} $\mu_$
Северного Приладожья: состав и условия образования
Жиров Д.В., Маринин А.В., Жирова А.М., Сим Л.А. Неотектоника южной части
Хибинского массива: результаты комплексной интерпретации
противоречивых явлении
Завёрткин А.С., Гоголев М.А., Фролов П.В. Микроструктура, вещественный состав кианитовых пород Хизоваарского месторождения и пути их применения
Залкинд О.А., Годнева М.М. Определение вида химических связей в сульфатах
и фторосульфатоцирконатах неодима методом ик спектроскопии
Зозуля Д.Р., Лялина Л.М., Савченко Е.Э. Флюидный режим при формировании
редкоземельной минерализации в метасоматитах и кварцолитах Западных Кейв,
2 vopa U A = E a von to The Constant and the Constant a
зусва п.л., вакунович л.н. землетрясение в лоухском районе 11 сентяоря 2015 года 153-155 Иранов А.И. Брошов И.Ю. Користии А.У. Троловические странение в лоухском районе 11 сентяоря 2015 года 153-155
иванов А.п., грошев п.ю., корчагин А.у. грансгрессивные структуры нижнего расслоенного горизонта на участке малосульфидного платинометального
месторомдения северный наменник

Иванюк Г.Ю., Калашников А.О., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Паникоровский Т.Л., Коноплёва Н.Г., Базай А.В., Горяинов П.М., Елизарова И.Р.,
Сохарев В.А., Яковенчук В.Н. Зональность и условия образования Ковлорской
фоскорит-карбонатитовой трубки
Ильченко В. Л. Результаты каротажных работ (ГИС) – как основа для построения
моделей тектонического расслоения внешней оболочки Земли
Калашников А.О., Никулин И.И. Выделение типов пород по геохимическим
данным с помощью искусственной нейронной сети (на примере Большетроицкого
месторождения богатых железных руд, Белгородская область)
Калинин А.А., Карпов С.М., Калачева А.Б., Савченко Е.Э. Новые данные
по минералогии золотокварцевого месторождения Майского (Северная Карелия) 172-175
Калинкин А.М., Гуревич Б.И., Калинкина Е.В., Залкинд О.А., Серова Е.С.
Влияние эффекта глубокой механосорбции углекислого газа на реакционную
способность нефелина и магнезиально-железистого шлака
при взаимодействии с водой
Каменский И.Л., Скиба В И., Ганнибал М.А., Гудков А.В. Особенности поведения
изотопов гелия в минералах группы амфибола из массива Белые тундры,
выявленные при их лабораторном изучении деструктивными методами
Карпов С.М., Чернявский А.В., Тележкин А.А., Савченко Е.Э. Станнин в колчеданных рудах Имандра-Варзугской зоны, первая находка в Кольском регионе 182-185
Каулина Т.В., Нерович Л.И., Шиловских В.В. Влияние шокового метаморфизма
на состав и строение циркона в массиве Ярва-варака Кольского полуострова
Каулина Т.В., Ильченко В.Л., Аведисян А.А. Петрофизические свойства пород
и распределение урана в Лицевском урановорудном районе Кольского полуострова 189-191
Когарко Л.Н. Особенности геохимии циркония и гафния в процессах
мантийного карбонатного метасоматоза
Козлов Е.Н., Фомина Е.Н., Силоров М.Ю., Шиловских В.В. Тi-Nb минералы –
свидетели эволюции поздних карбонатитов Петяйян-вара
(Вуориярви, Кольский регион)
Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Фомина Е.Н., Сорохтин Н.О., Марчук Т.С.
Эволюция вещественного состава вулканогенно-осадочных комплексов
Кольского региона в архее
Колька В.В., Корсакова О.П., Толстоброва А.Н., Толстобров Л.С., Вашков А.А.
Количественные показатели дифференцированных движений морфотектонических
блоков на побережье Кандалакшского залива Белого моря
Компанченко А.А., Волошин А.В., Базай А.В. Минералы v-Ln в колчеланных рулах
проявления Брагино. Южная Печенга. Кольский регион
Коноплева Н Г Яковенчук В Н Калашников А О Пахомовский Я А Базай А В
Паникоровский Т.Л., Михайлова Ю.А. Виловое разнообразие минералов
супергруппы пирохлора в Ковдорском фоскорит-карбонатитовом комплексе
Korsakova O.P. Neopleistocene deposits in Kola region: stratigraphy and the key-sections
- a contribution to the database of quaternary terrestrial european stratigraphy (datestra) 218-221
Кудряшов Н.М., Удоратина О.В., Кобл М.А., Стешенко Е.Н., Габов Д.А.
Возраст и источники вещества для редкометалльных пегматитов архейского
зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: изотопно-геохронологические
исследования циркона из турмалин-мусковитовых гранитов

Кулешевич Л.В. Благороднометалльная минерализация в коматиитах и
интрузивных ультрабазитах в архейских зеленокаменных поясах Карелии
(обрамление Водлозерского блока)
Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Дмитриева А.В. Закономерности локализации
и эволюция благороднометалльного рудообразования Ведлозерско-Сегозерского
зеленокаменного пояса (Карелия)
Малыгина А.В., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Калашников А.О.
Эвдиалит Ловозерского эвдиалитового комплекса
Маринин А.В., Сим Л.А., Жиров Д.В., Бондарь И.В. Структурные парагенезы
и тектонические напряжения южной части Хибинского массива
Мирошникова Я.А. Платинометальная минерализация пироксен-плагиоклаз-
амфиболовых жильных пород участка Морошковое озеро
(Мончегорский рудный район)
Михайлова Ю.А., Малыгина А.В., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Калашников А.О.
Лопарит Аллуайвского участка Ловозерского эвдиалитового месторождения
Мокрушина О.Д. Первые данные по криотермометрии флюидных включений
в нефелине лопаритового месторождения Ловозерского щелочного массива
Морозов Ю.А., Матвеев М.А., Смульская А.И., Кулаковский А.Л.
К вопросу о генезисе псевдотахилитов
Морозова Л.Н. Систематика литиевых пегматитов, типичные черты
строения и состава
Никонов А.А. Молодые продольные расколы в морфоструктуре
Мурманской зоны разломов
Никонов А.А. Землетрясение в Териберке 100 лет тому назад и вопрос о
сейсмическом потенциале среднего сектора Мурманской сейсмогенной зоны
Никулова Н.Ю.,Удоратина О.В. Особенности распределения РЗЭ в метапесчаниках
светлинской свиты (Новобобровское месторождение, Средний Тиман)
Ниткина Е.А. Состав и температурный режим формирования пород
Ингозерского массива
Носова О.Ю., Вашков А.А. Петрографический состав валунной фракции
ледниковых образований в районе Кузрека-Мосеево (юг Кольского полуострова) 279-282
Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Козлов А.В. Минеральные включения Os-Ir-Ru
состава и сульфидов ЭПГ в Pt-Fe интерметаллидах из россыпей, связанных с
клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала
Паникоровский Т.Л., Пахомовский Я.А., Базай А.В. Особенности кристаллохимии
4 <i>С</i> и 5 <i>С</i> пирротина из Ковдорского щелочного массива
Паникоровский Т.Л., Яковенчук В.Н., Базай А.В. Вхождение молекулярной воды
в структуру минералов группы везувиана
Петровская Л.С., Петровский М.Н. Геохимия, первичная природа и геодинамические
условия формирования гнейсов кольской серии Центрально-Кольского блока
(Кольский полуостров)
Пожиленко В.И. Исследования Ar-Ar изотопных систем в амфиболах
раннедокембрийских пород Кольского региона

Припачкин П.В., Грошев Н.Ю., Кариковски Б.Т., Майер В.Д., Макдональд Я., Барнс СДж., Савард Д. Геохимия элементов платиновой группы в базальном
платинометально-медно-никелевом оруденении массива Нюд.
Мончегорский комплекс
Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В., Крушевский Л., Аксенов С.М., Русаков В.С. Особенности химического состава и кристаллической структуры сиудаита Na ₈ (Mn ²⁺ ₂ Na)Ca ₆ Fe ³⁺ ₃ Zr ₃ NbSi ₂₅ O ₇₄ (OH) ₂ Cl·5H ₂ O, нового минерала группы эвдиалита из Хибинского щелочного массива
Светов С.А., Куликов В.С., Степанова А.В., Полин А.К., Гоголев М.А.
Геоинформационная система геология Юго-Восточной Фенноскандии»: принципы создания и перспективы использования
Светова Е.Н Светов С.А. Минералогия агатов в базальтах Суйсарского
вулканического комплекса Центральной Карелии
Селиванова Е.А., Лялина Л.М., Савченко Е.Э., Зозуля Л.Р. Сложный изоморфизм
в минералах группы ринкита
Серов П.А., Стешенко Е.Н., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Баянова Т.Б. Палеопротерозойский хромитоносный интрузив Падос-тундра (Кольский полуостров): новые Sm-Nd ланные о возрасте
ритмично-расслоенной серии
Сидоров М.Ю., Скиба В.И., Козлов Е.Н., Каменский И.Л. Влияние твердофазных включений на изотопный состав и содержание гелия в клинопироксене Ковдорского массива
сим л.а., маринин а.в., миров д.в., гордеев п.а. онутриплатформенные источники тектонических напояжений 331-334
$C_{\mu\nu} = 1 \Delta 0$ produce New V 3000 mm μ Boctouries throw a consistent of the sector of the secto
состояния платформ Европы
C_{VV} for C Γ Kracotking A O Makeop A F. Tomogu T F. Conno C Y
Аблрахманов И.А. Геохимия релких элементов (LA-ICP-MS) в монашите
из рудопроявления Ичетъю, Средний Тиман
Смолькин В.Ф. История Земли: эволюция геологических процессов от рожления
планеты до будущего суперконтинента
Смолькин В.Ф., Межеловская С.В., Межеловский А.Л. Летритовые ширконы
из базальных терригенных толщ неоархейского и палеопротерозойских поясов
восточной части Фенноскандинавского щита. Геодинамические реконструкции
Сорохтина Н.В., Кононкова Н.Н. Сульфидные ассоциации пород карбонатитовой серии массивов Себльявр и Вуориярви. Кольский п-ов 348-352
$C_{\text{TORSHOP}} C H K_{\text{OSTORP}} A B H_{\text{TORSHOP}} C C_{\text{OUTWOCK23}} MUUOD2 HOFHS$
платиноилов зональных-клинопироксенит-лунитовых комплексов Vpaлa 353-356
\mathbf{C} топонщиков Л Г Анироксимация общика кристания трёхоси ималичносонном 257 260
Степенщиков д.г. Аппроксимация облика кристалла трехосным эллипсоидом
Терехов Е.Н., Морозов Ю.А., Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., Щербакова Т.Ф. Структурное положение и петрогеохимические особенности даек андезибазальтов северного обрамдения Печенгской структуры 361-364
Рыльской рифтогенной структуры КМА
Толстихин И.Н. Времена и длительности формирования углеводородных месторождений, – по данным изотопии благородных газов

Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П.
Сопоставление поднятия земной поверхности прибрежных и внутренних частей
северо-запада Кольского региона
Травин В.В. Проблема влияния синметаморфических деформаций на минеральную
и химическую дифференциацию в телах метабазитов на примере будины метагаббро-
норита из района села Гридино, Беломорский подвижный пояс
Филина М.И., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н. Высокотитанистый калиевый
амфибол из агпаитовых сиенитов интрузии Нива и дайки участка «Мохнатые Рога»
(Кольский п-ов)
Фомина Е.Н., Лохова О.А., Бочаров В.Н. Об источниках углерода и температурах
кристаллизации графита в породах Кейвского блока. Новые данные
Huber M., Hałas S, Mokrushin A.V., Neradovsky Yu.N., Lata L., Sikorska-Jaworowska M.,
Skupiński S. Chemical composition of Ca-Mg-Sr carbonates and the stable isotope δ^{13} c study:
the Kovdor massif showcase (Kola region, NW Russia)
Krivovichev S.V., Zhigunova G.V., Huber M., Kovalevsky M.V., Novikov A.A., Boglaev V.E.,
Bayanova T.B., Belevskikh T.V., Yakovleva O.A. Inanimate nature of the Kola peninsula:
selected advantages and possibilities of protection as a geopark
Чернявский А.В., Грошев Н.Ю., Корчагин А.У., Шиловских В.В. Минералы элементов
платиновой группы в разрезе южного рифа Западно-Панского массива
Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Митяев М.В., Козлова О.В. Тектоника Земли
Франца-Иосифа и прилегающего шельфа
Шипилов Э.В. Соляная тектоника в окраинно-континентальных эвапоритовых
бассейнах Арктики
Юричев А.Н., Карбовяк Е.В. Самородные металлы и их оксиды из хромититов
Кемпирсайского ультрамафитового массива (южный Урал, Казахстан)
Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А., Паникоровский Т.Л. Кампелит – новый фосфат
Мg, Ва и Sc из Ковдорской фоскорит-карбонатитовой трубки
Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А., Коноплёва Н.Г., Паникоровский Т.Л., Базай А.В.,
Кривовичев С.В. Уникальная арсенатно-фосфатная минерализация Кестёрского
оловорудного месторождения (Якутия)
Яничева Н.Ю., Селиванова Е.А., Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Николаев А.И.,
Яковенчук В.Н. Синтез аналогов иванюкита-Na- <i>T</i> и иванюкита-Na- <i>C</i> из сырья
Кольского полуострова

Секция 3. ГЕОЭКОЛОГИЯ И ОХРАНА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Артемкина Н.А. Содержание лигнина и целлюлозы в опаде и подстилке
ненарушенных и подверженных техногенному загрязнению северотаежных
сосновых лесов
Валькова С.А. Состав и структура макрозообентоса малых озер в зоне влияния
медно-никелевого комбината
Горбачева Т.Т., Иванова Л.А., Макаров Д.В. Шлаки комбината «Печенганикель»
в решении экологических задач
Горбачева Т.Т., Иванова Л.А., Макаров Д.В. Шлаки комбината «Печенганикель»
для создания субстратов – почвозаменителей (результаты опытов по созданию
искусственных фитоценозов)

Грушенко Э.Б Экологический морской туризм как фактор устойчивого развития русской Арктики
Даувальтер В.А. Загрязнение донных отложений озер Оленегорского района Мурманской области тяжелыми металлами
Лаувальтер В А., Терентьев П М., Ленисов Л Б., Улачин В Н., Филиппова К А.,
Борисов А.П. Реконструкция загрязнения территории полуострова Рыбачий
Мурманской области тяжелыми металлами
Лаувальтер В.А., Терентьев П.М. Аккумуляция тяжелых металлов в донных
отложениях и органах и тканях сига (Coreaonus lavaretus) озера Имандра
Ленисов Л.Б. Косова А.Л. Лиатомовые водоросли в оценке качества вод
озерно-речной системы Паз
почвенных вол северотзежных лесов при снижении зэротехногенной
на преними вод северотаежных лесов при спижении аэротехногениой нагрузки медно-никедевым комбинатом
Пранова Л.Л., мязин Б.Л., порненкова м.Б., чокина п.Б., гедекина Б.Б., Брлокимова Г А Пути порышения эффективности доочистки сточных карьерных
вод от минеральных соединений азота в условиях Кольского Севера 456-459
иванова л.а., пременецкая и.п., слуковская м.в., мосенз и.а.
к вопросу о культивировании декоративно-цветочных растении в условиях
аэротехногенного воздействия медно-никелевых производств на краинем севере400-403
кашулина і.м., литвинова і.и., коробеиникова н.м. Сравнительный анализ
пространственного распределения загрязненности почв тяжелыми металлами
и состояния экосистем в локальной зоне воздействия
королева и.м., Терентьев II.М. Гематологические показатели сига обыкновенного
(coregonus lavaretus l.) В условиях антропогенного загрязнения
(на примере оз. ковдор)
Косова А.Л., Денисов Д.Б., Николаева С.Б. Комплексы диатомовых водорослей
из осадков озера Тридцатка (Карельский берег Белого моря)
Мазухина С.И., Пожиленко В.И., Дрогобужская С.В., Сандимиров С.С.
Результаты исследования химического состава подземных вод в Хибинском массиве
и его окрестностях: новые данные
Петров В.Н., Терещенко П.С. Возрастные особенности элементного статуса
детей Мурманской области
Пожарская В.В., Мартынова А.А., Петрашова Д.А. Цитогенетические нарушения
и особенности вариабельности сердечного ритма у горнорабочих
Мурманской области
Селезнев А.А., Ярмошенко И.В., Малиновский Г.П., Илгашева Е.О., Киселева Д.В.
Техногенные частицы в современных антропогенных отложениях
на урбанизированной территории (на примере г. Екатеринбурга)
Селезнев А.А., Ярмошенко И.В. Метод реконструкции геохимического фона
для грунтов на урбанизированной территории
Серова Н.А. Углеводородные ресурсы Арктического макрорегиона
Слуковский З.И., Даувальтер В.А. Содержание Ni и Cu в минеральных
образованиях природного и техногенного генезиса в донных отложениях
озера Нюдъявр (Мурманская область)

Слуковский З.И. Геохимическая спецификация донных отложений малых озер
уроанизированных раионов респуолики Карелии
Сухарева Т.А. Элементный состав луговика извилистого в фоновых и
антропогенно загрязненных районах Мурманской области
Терентьев П.М., Кашулин Н.А., Даувальтер В.А., Королева И.М.
Накопление ртути в тканях рыб водоемов Мурманской области и приграничных
районов Норвегии и Финляндии
Припачкин П.В., Мирошникова Я.А. Жильные породы Мончегорского комплекса
как важный элемент его промышленного потенциала

Научное издание

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН № 15, 2018

Печатается по решению Ученого совета ГИ КНЦ РАН Выходит 1 раз в год

Технический редактор Л.Д. Чистякова

Компьютерная верстка Л.Д. Чистякова, Н.А. Мансурова Корректура англоязычных текстов Т.А. Мирошниченко

Подписано в печать 01.06.2018. Дата выхода 04.06.2018. Тираж 100 экз.

Учредитель и издатель: Геологический институт – обособленное подразделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра "Кольский научный центр Российской академии наук" (ГИ КНЦ РАН) 184209, ул. Ферсмана д. 14, г. Апатиты, Мурманская область Оригинал-макет: ГИ КНЦ РАН Типография: Редакционно-издательский отдел ФИЦ КНЦ РАН 184209, ул. Ферсмана д. 14, г. Апатиты, Мурманская область

